

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Jefferson Cassu Manzano

Evolução do Terreno Rio Apa e sua relação com a Faixa de Dobramentos Paraguai

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Misson Godoy

Rio Claro - SP
2013

Jefferson Cassu Manzano

Evolução do Terreno Rio Apa e sua relação com a Faixa de Dobramentos Paraguai

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia Regional.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Antonio Misson Godoy (Orientador)
IGCE/UNESP/Rio Claro

Prof. Dr. Antenor Zanardo
IGCE/UNESP/Rio Claro

Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira
IGCE/UNESP/Rio Claro

Prof. Dr. Romulo Machado
IG/USP/São Paulo

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos
IG/UniCamp/Campinas

Rio Claro, SP 9 de setembro de 2013

Resultado: Aprovado

RESUMO

O Maciço do Rio Apa ocorre no sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul e corresponde à porção meridional do Cráton Amazônico de idade predominantemente Paleoproterozóica. O Complexo Rio Apa, mais antigo, é constituído por ortognaisses migmatíticos, além de anfibolitos, tonalitos e granodioritos. O Grupo Alto Tererê é composto por xistos, biotita - muscovita gnaisses e quartzitos micáceos, comumente granatíferos, além de rochas metabásicas, em fácies anfibolito baixa. O Grupo Amonguijá é definido pela Suíte Intrusiva Alumiador que representa um batólito de composição sienito - a monzogranítica e pela Suíte Vulcânica Serra da Bocaina composta por rochas vulcanoclásticas de composição álcali - riólito a monzoriólitos e produtos piroclásticos. Sobreposta, a leste e a sul ocorrem as rochas metassedimentares Neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai (grupos Cuiabá, Corumbá e Jacadigo–Formação Urucum). O quadro estrutural - metamórfico é identificado por 5 fases deformacionais, mas sua atual estruturação tectônica-metamórfica passa pelo arranjo tectônico superimposto da Faixa de Dobramentos Paraguai. As rochas do Complexo Rio Apa, Grupo Alto Tererê e Grupo Amonguijá registram uma evolução estrutural reliquiar antiga definida pelas fases (D_{n-1} e D_n). As fases deformacionais (D_{n+1} e D_{n+2}) encontram-se visíveis principalmente nas rochas da Faixa de Dobramento Paraguai, enquanto deformações (D_{n+3}) superimpõem a todas as sequências.

Palavras Chave: Maciço Rio Apa. Cráton Amazônico. Evolução estrutural.

ABSTRACT

Geological and structural frame of the Rio Apa Massif, southeastern of the Amazonian Craton (MS), Brasil. Rio Apa Massif crops out in the Mato Grosso do Sul state and corresponds to the southeastern portion of the Amazonian Craton dominantly Paleoproterozoic in age. Rio Apa Complex is oldest and it is composed mainly by migmatitic orthogneisses, beyond amphibolites, tonalities and granodiorite. Alto Tererê Group is composed by schists, biotite-muscovite gneisses and micaceous quartzites generally rich in garnets, beyond metabasic rocks of low amphibolite facies. The Amonguijá Group is constituted by Alumiador Intrusive Suite, which is represented by a sieno to monzogranitic batholith and Serra da Bocaina Volcanic Suite composed of volcanoclastic rocks of alkali riolites to monzoriolites compositions and pyroclastic products. Overlaying towards East and South occurs Neoproterozoic metasedimentary rocks from the Paraguai Folded Belt (Cuiabá, Corumbá and Jacadigo Groups-Urucum Formation). Structural-metamorphic framewok is identified by five deformational phases but the actual tectonic and metamorphic structure shows the superposed tectonic array of the Paraguai Folded Belt. Rocks from Rio Apa Complex, Alto Tererê Group and Amonguijá Group record an older structural evolution defined by (D_{n-1} and D_n). The deformational phases (D_{n+1} and D_{n+2}) are visible mainly in rocks of Paraguai Folded Belt beyond the last deformation (D_{n+3}) that imprints all sequences.

Keywords: Rio Apa Massif. Amazonian Craton. Structural evolution.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização regional.....	16
Figura 2 - Mapa rodoviário.....	17
Figura 3 - Imagem de radar mostrando o relevo existente na área de estudo.	18
Figura 4 - Aspectos da geomorfologia da área de estudo	19
Figura 5 - Imagens de satélite combinadas em composição RGB	23
Figura 6 - Sobreposição de imagem de radar sobre imagem de satélite	24
Figura 7 - Compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico	29
Figura 8 - Mapa geológico esquemático do Cráton Amazônico e a correlação com a Faixa de Dobramento Paraguai.....	40
Figura 9 - Imagem de radar mostrando as faixas móveis que compartimentam o sudoeste do Cráton Amazônico	41
Figura 10 - Mapa geológico da área do maciço Rio Apa.....	44
Figura 11 - Aspectos gerais dos ortognaisses do Complexo Rio Apa	45
Figura 12 - Rochas metassedimentares intercaladas aos ortognaisses do Complexo Apa.....	46
Figura 13 - Principais litologias no domínio das rochas da Associação Metamórfica do Alto Tererê	47
Figura 14 - Imagem de radar sobre imagem de satélite exibindo as serras sustentadas pelo Grupo Amonguijá	49
Figura 15 - Mapa geológico do Grupo Amonguijá	51
Figura 16 - Mapa geológico com destaque as unidades da Suíte Intrusiva Alumiador	53
Figura 17 - Fotografias dos tipos mais comuns da fácies hornblenda-biotita sieno a monzogranito médio.....	54
Figura 18 - Fotografias das rochas da fácies biotita sieno monzogranito grosso	55
Figura 19 - Fotografias mostrando os aspectos texturais dos litotipos da fácies biotita monzogranito gráfico	56
Figura 20 -	57
Figura 21 - Relevo escarpado da Serra da Alegria Fotografias da fácies muscovita monzogranito	61
Figura 22 - Mapa geológico mostrando a Suíte Intrusiva Serra da Alegria	61

Figura 23 - Fotografias dos principais tipos petrográficos da Sequência Magmática da Serra da Alegria	64
Figura 24 - Fotografias de seção polida	66
Figura 25 - Mapa geológico da Serra da Alegria obtido a partir de interpretação de imagens e dados de mapeamento geológico	67
Figura 26 - Litotipos existentes nos domínios da Serra da Alegria	68
Figura 27 - Mapa geológico com destaque às principais ocorrências das rochas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina	71
Figura 28 - Fotografias dos principais tipos petrográficos da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina	74
Figura 29 - Fotografias dos principais tipos petrográficos da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina	76
Figura 30 - Aspectos petrográficos das rochas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina	78
Figura 31 - Aspectos petrográficos das rochas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina	79
Figura 32 - Afloramentos de rochas do Grupo Cuiabá	80
Figura 33 - Afloramentos de arcóseos e metarenitos da Formação Urucum	82
Figura 34 - Fotografias de afloramentos dos principais tipos petrográficos e as fases de dobramentos da região do Rio Apa	85
Figura 35 - Fases deformacionais na Faixa de Dobramentos Paraguai	86
Figura 36 - Fotografia de fase de dobramento D_{n+2} nas rochas do Grupo Cuiabá ...	87
Figura 37 - Fotografia da fase de dobramento D_{n+2} no Grupo Cuiabá	87
Figura 38 - Fotografia de afloramento do Grupo Cuiabá apresentando a deformação D_{n+3}	88
Figura 39 - Perfil geológico esquemático da Faixa Paraguai	89
Figura 40 - Blastese desenvolvida em D_{n+2}	90
Figura 41 - Diagramas de variação de elementos maiores	96
Figura 42 - Diagramas de classificação	97
Figura 43 - Diagramas geoquímicos de ambiente tectônico	99
Figura 44 - Diagramas de correlação de elementos menores	101
Figura 45 - Diagramas de elementos incompatíveis e ETR	103
Figura 46 - Diagrama de correlação de elementos maiores	110

Figura 47 - Diagramas de classificação para o conjunto de rochas ácidas da Suíte Intrusiva Serra da Alegria.....	111
Figura 48 - Diagramas de classificação de rochas básicas	113
Figura 49 - Diagramas de classificação de ambiente tectônico.....	115
Figura 50 - Diagramas de correlação de elementos menores	116
Figura 51 - Diagramas de elementos incompatíveis e ETR	117
Figura 52 - Diagramas de correlação de elementos maiores	121
Figura 53 - Diagramas de classificação geoquímica	123
Figura 54 - Diagramas geoquímicos de ambiente tectônico.....	124
Figura 55 - Diagramas de elementos incompatíveis e ETR	125
Figura 56 - Modelo evolutivo do Bloco Rio Apa e sua correlação com a Faixa de dobramentos Paraguai	136

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Suíte Plutônica	
Alumiador	93
Tabela 2 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Suíte Plutônica	
Alumiador	94
Tabela 3 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Suíte Plutônica	
Alumiador	95
Tabela 4 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Sequência	
Magmática Serra da Alegria	105
Tabela 5 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Sequência	
Magmática Serra da Alegria	106
Tabela 6 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Sequência	
Magmática Serra da Alegria	107
Tabela 7 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Suíte Vulcânica	
Serra da Bocaina.....	119
Tabela 8 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Suíte Vulcânica	
Serra da Bocaina.....	120

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	11
1.1 Apresentação.....	11
1.2 Justificativas e objetivos	13
1.3 Estruturação da tese	13
1.4 Localização e vias de acesso	15
1.5 Aspectos geomorfológicos	17
1.6 Clima e vegetação	20
1.7 Materiais e métodos de pesquisa	21
1.7.1 Etapa preliminar	21
1.7.2 Etapa de aquisição de dados	22
1.7.2.1 Campo	22
1.7.2.2 Laboratório e Gabinete	25
1.7.3 Etapa de análise e integração	26
1.7.4 Etapa final	26
2 GEOLOGIA REGIONAL	27
2.1 Contexto geotectônico.....	27
2.2 Geologia regional do bloco Rio Apa.....	30
2.2.1 Complexo Rio Apa	30
2.2.2 Grupo alto Tererê	32
2.2.3 Grupo Amonguijá	34
2.2.3.1 Suíte Plutônica Alumiador.....	34
2.2.3.2 Suíte Plutônica Serra da Alegria	36
2.2.3.3 Suíte Vulcânica Serra da Bocaina.....	37
2.3 Geologia regional da Faixa de Dobramentos Paraguai.....	38
3 GEOLOGIA LOCAL.....	43
3.1 Contexto geológico do Maciço Rio Apa	43
3.1.1 Complexo Rio Apa	43
3.1.2 Grupo Alto Tererê.....	46

3.1.3 Grupo Amonguijá	48
3.1.3.1 Suíte plutônica Alumiador	48
3.1.3.2 Suíte magmática Serra da Alegria.....	60
3.1.3.3 Suíte vulcânica Serra da Bocaina	69
3.2 Faixa de Dobramentos Paraguai.....	80
3.2.1 Grupo Cuiabá.....	80
3.2.2 Grupo Corumbá.....	81
3.2.3 Grupo Jacadigo - Formação Urucum	81
4 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	83
4.1 Domínio do Bloco Rio Apa	83
4.2 Domínio da Faixa Paraguai.....	86
5 LITOGEOQUÍMICA.....	92
5.1 Suíte Plutônica Alumiador.....	92
5.2 Suíte Intrusiva Serra da Alegria	104
5.3 Suíte Vulcânica Serra da Bocaina.....	118
6 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	126
7 CONCLUSÃO	137
REFERÊNCIAS.....	140

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O Maciço Rio Apa ou Bloco Rio Apa corresponde à porção meridional do Cráton Amazônico e aflora no sudoeste do estado de Mato Grosso Sul e, adentrando ao Paraguai. Encontra-se exposto nas principais serras que se elevam no Domínio da Depressão do Rio Paraguai, a oeste dos contrafortes da Serra da Bodoquena, ou parcialmente encoberto a oeste e norte pelos sedimentos da Bacia Sedimentar do Pantanal.

O maciço é constituído por uma associação de unidades litoestratigráficas que apresentam um registro geocronológico predominantemente paleoproterozóico, mas cuja evolução tectônica e sua atual estruturação tectônico-metamórfica passam pelo arranjo tectônico neoproterozóico superimposto da Faixa de Dobramentos Paraguai (GODOY et al., 2007 a).

O Cráton Amazônico representa uma das mais vastas áreas cratônicas em todo mundo. Seus limites, ainda que discutíveis, se estendem desde o planalto das Guianas até as fronteiras do Brasil e Paraguai, ocupando uma área de aproximadamente 430.000 Km².

Nas últimas décadas, duas linhas de pensamento procuraram descrever os cenários evolutivos do Cráton Amazônico, bem como, a sua área de abrangência. Existem autores que defendem que o Bloco Rio Apa é parte integrante do Cráton Amazônico e outros o interpretam como um segmento crustal alóctone ao Cráton Amazônico.

Na visão dos autores essa área cratônica o Maciço Rio Apa é caracterizada por processos de evolução crustal marcados por acreções de crosta juvenil que se anexaram ao núcleo mais antigo e a sua abrangência será considerada como a porção extrema meridional do Cráton Amazônico.

A literatura geológica do Maciço Rio Apa refere-se a mapeamentos geológicos nas escalas de 1:1.000.000 (SCHOBENHAUS & SOARES, 1979; ARAÚJO et al., 1982; DEL'ARCO et al., 1982; ALVARENGA et al., 1982; LACERDA FILHO et al., 2006) e 1:250.000 (CORREIA et al., 1976; CORREA FILHO et al., 1981; GODOI & MARTINS, 1999; GODOI et al., 2001).

Os principais trabalhos geológicos, petrográfico e geoquímicos da região são recentes e escassos e encontram-se em Silva (1998); Silva et al. (2006 a, b, 2007), Godoy et al. (2006 a, b, 2007 a, b, 2009, 2010) e Manzano et al. (2008), e de cunho regionais ou geotectônico encontram-se em Ruiz et al. (2005, 2007) e geocronológicos em Cordani et al. (2010).

Diante da carência de informações geológicas do Maciço Rio Apa que possibilitem primeiro, entender a evolução geológica desse segmento crustal e, posteriormente, estabelecer correlações litoestratigráficas e tectônicas com a porção sudoeste do cráton, torna-se imprescindível o mapeamento geológico sistemático para o êxito do objetivo da pesquisa.

Este trabalho tem o propósito de apresentar o contexto geológico do Maciço Rio Apa a partir dos resultados de mapeamento geológico e estrutural, estudos petrográficos e geoquímicos, aliados a dados atuais da literatura de enfoque geocronológico, fundamental à compreensão do ambiente tectônico e evolução petrogenética dos episódios magmáticos formadores das suítes magmáticas, além do entendimento da história tectônica-metamórfica do Maciço Rio Apa.

Adicionalmente, a caracterização das rochas epimetamórficas da Faixa Paraguai e a correlação dos distintos quadros tectônicos-metamórficos apresentados no o segmento sul desta faixa e no Terreno Rio Apa, permitirão traçar a correlação destas duas entidades tectônicas quanto à evolução.

O Maciço Rio Apa é caracterizado pelas rochas do Complexo Rio Apa, do Grupo Alto Tererê e do Grupo Amonguijá que é constituído pela Suíte Plutônica Alumiador e Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. A leste do maciço afloram as rochas das sequências metavulcano-sedimentares da Faixa de Dobramento Paraguai, constituídas na região pelos grupos Cuiabá e Corumbá.

Ocorrem no extremo sul do maciço, na divisa com o Paraguai, rochas metassedimentares associadas ao Grupo Jacadigo através da Formação Urucum (GODOI et al., 2001) ou ao Grupo Amolar (LACERDA FILHO et al., 2006) e a oeste ocorre o domínio das coberturas recentes da Bacia Sedimentar do Pantanal.

A obtenção das informações que formam esta tese é advinda dos projetos de pesquisa “INVESTIGAÇÃO GEOLÓGICA-GEOCRONOLÓGICA DO MACIÇO RIO APA E DA RELAÇÃO FAIXA MÓVEL (CINTURÃO DE DOBRAMENTOS PARAGUAI) VS CRÁTON (CRÁTON AMAZÔNICO) – Proc. FAPESP 05/60371-6.

1.2 Justificativas e objetivos

A área a ser estudada conta com levantamentos geológicos de cunho regional e raros estudos de semi-detálhe. Tal situação impede a definição mais realista do arcabouço lito-estrutural, da evolução tectônica deste segmento cratônico e as correlações com áreas contíguas no Brasil.

São necessários estudos geológicos básicos que elucidem o empilhamento estratigráfico, o contexto metamórfico-deformacional e os episódios magmáticos que, em conjunto levaram a formação e consolidação do extremo meridional do Cráton Amazônico. O emprego da litogeoquímica é imprescindível para a definição da evolução dos eventos geológicos (magmatismo, ciclos de deformação e metamorfismo) como para identificar os paleoambientes tectônicos que atuaram durante a evolução geológica do Maciço Rio Apa\Cráton Amazônico.

Distinguir, com base nos critérios petrológicos, estruturais e geocronológicos, o arcabouço geológico regional (arranjo em domínios tectônicos), definindo a sequência cronológica de eventos tectônicos e magmáticos atuantes.

Definir o arcabouço estrutural e metamórfico das sucessivas superposições orogênicas, identificando a idade dos episódios metamórficos\deformacionais; cronologia e natureza dos eventos magmáticos, através de geocronologia, geologia isotópica e litogeoquímica; estabelecer a inter-relação entre magmatismo e os episódios orogênicos e; compor um cenário/modelo evolutivo do Maciço do Rio Apa, descrevendo em ordem cronológica, os principais eventos geodinâmicos.

Caracterização composicional, estrutural e temporal e compreensão da evolução e geração deste importante magmatismo tardi a pós-tectônico brasileiro do sudeste Matogrossense, com o objetivo de estabelecer sua relação com as rochas encaixantes epimetamórficas da Faixa de Dobramentos Paraguai e o cenário tectônico atual.

1.3 Estruturação da tese

Esta tese está elaborada em 7 capítulos, sendo que nos três primeiros serão apresentados os elementos que a irão posicionar no contexto da pesquisa, as premissas para a condução dos estudos e o contexto geológico regional em que se

insere o Maciço Rio Apa e sua evolução, necessário para o entendimento dos capítulos posteriores.

Os capítulos seguintes tratam do desenvolvimento da pesquisa propriamente dita, dedicando-se extensivamente à descrição e caracterização das unidades magmáticas e contextualizando as unidades metamórficas constituintes do Maciço Rio Apa. Este capítulo encontra-se organizado e condizente aos dados geológicos dispostos principalmente no artigo:

- CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DO MACIÇO RIO APA, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO - MS. GODOY, A.M., MANZANO, J.C., ARAÚJO, L.M.B., Silva, J.A. da. **Geociências**, v.28, n.4, p. 485-499, 2009. ISSN-0101-9082.

O capítulo de litogeoquímica será apresentado ordenado e discutido segundo três artigos científicos elaborados durante a pesquisa

- MAGMATISMO DO GRUPO AMONGUIJÁ, SUÍTE INTRUSIVA ALUMIADOR, MACIÇO RIO APA, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO - MS. MANZANO, J.C.; GODOY, A.M.; ARAÚJO, L.M.B. de; SILVA, J.A. da.; GODOY, L.P. **Geociências**, v. 31, n. 3, 351-370, 2012. ISSN-0101-9082.

- MAGMATISMO DA SERRA DA ALEGRIA, GRUPO AMONGUIJÁ, MACIÇO RIO APA SUDOESTE DO ESTADO DO MATO GROSSO DO SUL. GODOY, A.M., MANZANO, J.C., ARAÚJO, L.M.B. de, GODOY, L.P. **Geociências**. (submetido).

- SUÍTE VULCÂNICA SERRA DA BOCAINA, GRUPO AMONGUIJÁ, MACIÇO RIO APA - MS. GODOY, A.M., MANZANO, J.C., ARAÚJO, L.M.B. de, Silva, J.A. da. **Geociências**, v.29, n.4, p.519-535, 2010. ISSN-0101-9082.

As discussões relacionadas à Faixa Móvel Paraguai, bem os aspectos litológicos, estruturais e tectônicos, definindo a sua história deformacional e evolutiva e que culminaram com a arquitetura atual da faixa, resultam principalmente dos artigos científicos já elaborados do decorrer da dissertação de mestrado, objetivo inicial do projeto de pesquisa citado e que foram publicados anteriormente:

- CONTEXTO TECTÔNICO DOS GRANITÓIDES NEOPROTEROZOICOS DA FAIXA DE DOBRAMENTOS PARAGUAI, MS E MT. - MANZANO, J.C., GODOY, A.M., ARAÚJO, L.M.B. de, Silva, J.A. da. **Geociências**, v.27, n.4, p. 493-507, 2008. ISSN-0101-9082.

- ESTUDOS ISOTÓPICOS DAS ROCHAS GRANITÓIDES NEOPROTEROZOICAS DA FAIXA DE DOBRAMENTO PARAGUAI. GODOY, A.M.;

PINHO, F.E.C.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO, L.M.B. de; SILVA, J.A. FIGUEIREDO, M. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 3, p. 380 –391, 2010. ISSN-0375-7536.

O capítulo evolução geológica trata da consolidação dos dados adquiridos, de acordo com as interpretações apresentadas, propondo um modelo de evolução para o Maciço Rio Apa e as fontes bibliográficas que foram consultadas e serviram como embasamento para o desenvolvimento da tese.

1.4 Localização e vias de acesso

A principal área de estudo está localizada na região no sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul (Figura 1), entre as cidades de Porto Murtinho a oeste, já às margens com o Rio Paraguai, limite internacional do Brasil com o Paraguai, e Jardim, a leste, já nos domínios da bacia do Paraná.

Na região centro nordeste, localizam-se as cidades de Bonito e Bodoquena, apreciadas como ponto turístico nacional. A sul, a área limita-se com o Rio Apa, divisa com o Paraguai (Figura 2).

O acesso à principal área de estudo é, unicamente, feito pela rodovia BR-267, uma rodovia federal, de pista simples, mas com pavimentação em boas condições. Esta rodovia liga o limite oeste da área (cidade de Porto Murtinho) as cidades de Jardim e Guia Lopes da Laguna, já no limite leste (Figura 2).

A partir desta localidade, duas rodovias interligam a região ao restante do país; a continuação da BR-267 se estende até a divisa com o estado de São Paulo, fornecendo também acesso ao estado do Paraná e a BR-060 interliga a região até a capital estadual (Campo Grande) e a partir daí outras rodovias interligam as demais cidades e estados.

No interior da área de estudo, os acessos são feitos por estradas municipais e rodovias estaduais, ambas com pavimento de terra, além e principalmente de estradas particulares que dão acesso às propriedades particulares.

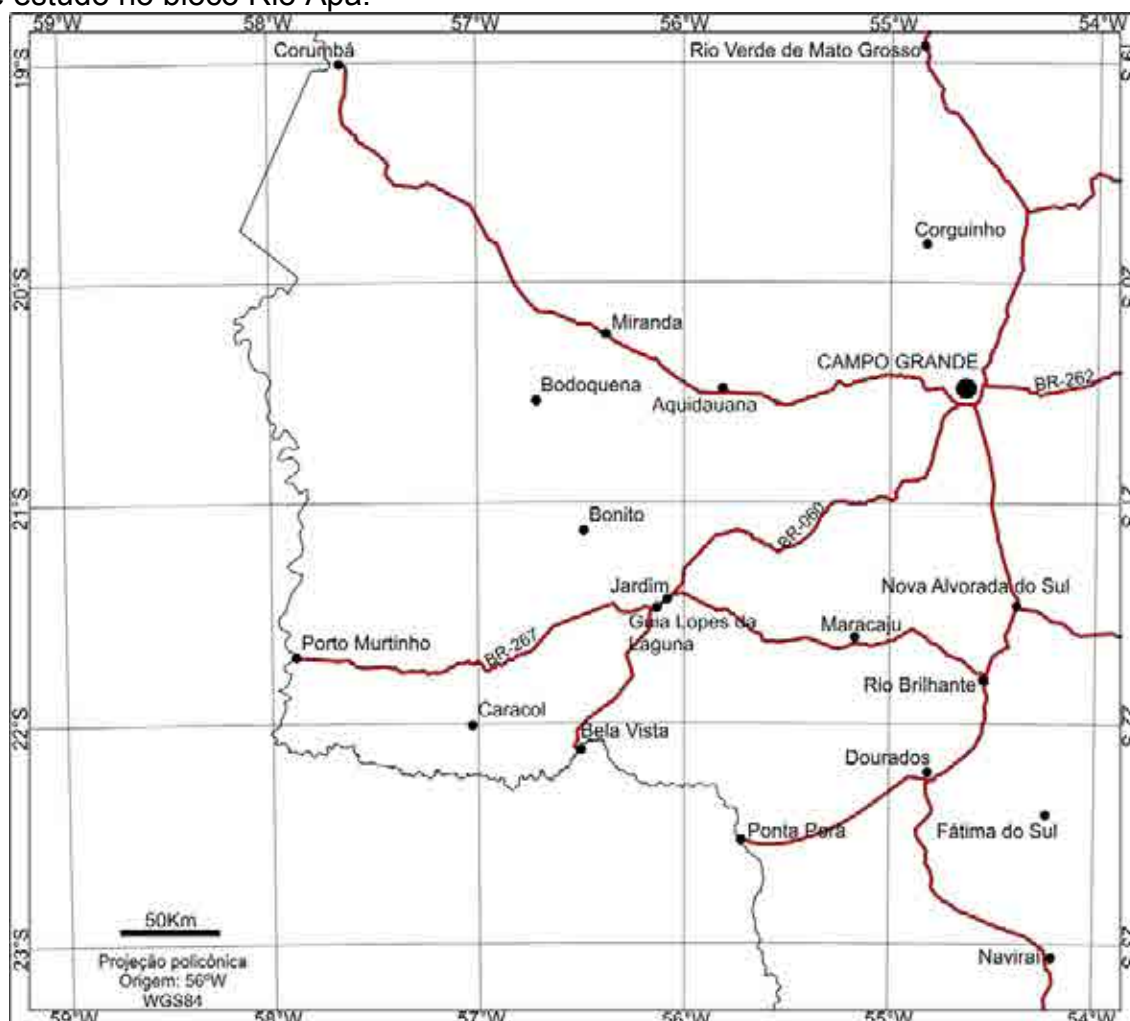
A área é cartograficamente representada por 4 folhas topográficas em escala 1:100.000, editadas pela Diretoria de Serviço Geográfico (Ministério do Exército) identificadas como: Barranco Branco (SF.21-V-D-II), Fazenda Santa Otilia (SF.21-V-D-III), Porto Murtinho (SF.21-V-D-V) e Colônia São Lourenço (SF.21-V-D-VI).

Figura 1 - Mapa de localização regional da área de estudo. O polígono vermelho mostra área do bloco Rio Apa enquanto os polígonos azuis mostram as áreas da faixa de dobramentos Paraguai.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 2 - Mapa com os principais troncos rodoviários que permitem acesso à área de estudo no bloco Rio Apa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

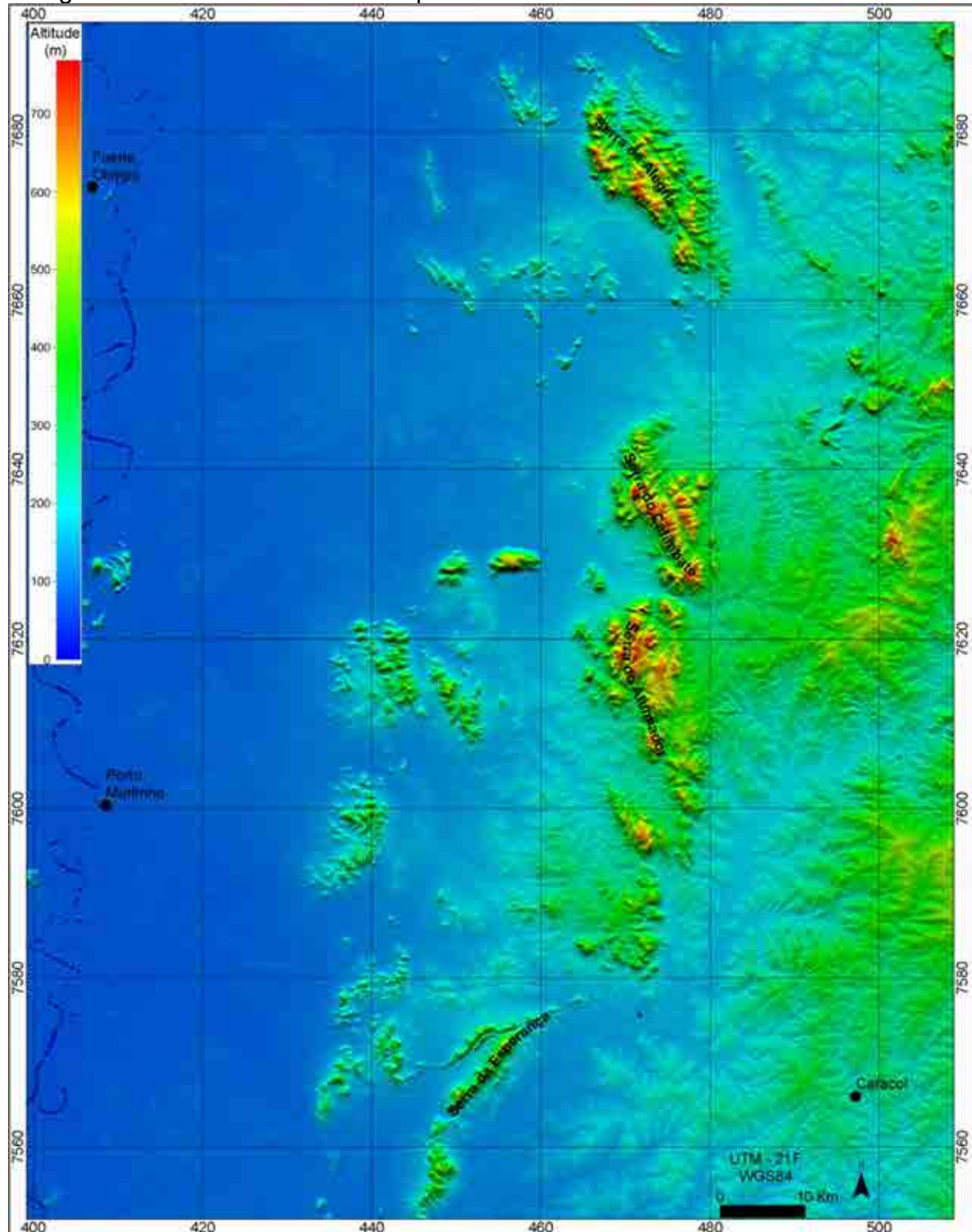
1.5 Aspectos geomorfológicos

A área de estudo está inserida na planície do Rio Paraguai, nos domínios do pantanal sul matogrossense, nessa extensa planície, as altitudes situam-se por volta dos 100 metros.

Na configuração geomorfológica local, destacam-se as elevações (Figura 3) que constituem os principais corpos litológicos estudados, onde as altitudes ultrapassam os 600 metros.

Na porção centro oeste da área, predominam formas de relevo de acumulação, controladas principalmente pelo rio Paraguai e seus grandes afluentes; também ocorrem formas de erosão, mais restritas, principalmente nas proximidades de elevações mais salientes no relevo.

Figura 3 - Imagem de radar mostrando o relevo existente na principal área de estudo. As extensas áreas em azul representam terrenos com altitudes inferiores a 100 metros, correspondentes aos alagadiços do pantanal sul matogrossense. As maiores altitudes estão localizadas nas serras sustentadas pelas unidades litológicas mais resistentes ao intemperismo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No centro leste, dominado por grandes elevações do relevo, sustentadas por associações litológicas resistentes à erosão, predominam as formas erosivas e de dissecação (Figura 4).

Figura 4 - Aspectos da geomorfologia da área de estudo, onde ocorre grande contraste de relevo, com acentuadas elevações em meio a extensas planícies. **A, B e C:** Serras do Alumiador e Alegria, sustentadas por granitóides e associação gabro-anortosítica, se destacando na imensa planície do pantanal sul matogrossense (**D, E e F**).



Fonte: Dados da pesquisa.

A serra do Alumiador, sustentada por granitos, marca a passagem do setor onde predominam formas erosivas e de acumulação para as formas de dissecação. Nas rochas cristalinas predominam processos de dissecação, sendo assim, esta feição de relevo será mais bem vista nas rochas pré-cambrianas, enquanto que os processos de acumulação e erosão predominam na grande planície do pantanal.

Duas unidades geomorfológicas ocorrem na região da área de estudo. A Depressão do Rio Paraguai é a maior delas e se estende desde os arredores da cidade de Nioaque, ocupando uma larga faixa de mais de 200 Km de largura, onde ocorrem formas erosivas e de dissecação e; dentro desta unidade, reconhece-se uma outra unidade denominada Planícies e Pantanaís Mato-grossenses, que restringe-se a uma faixa de 60Km acompanhando o Rio Paraguai, no qual ocorrem apenas formas de acumulação (ALVARENGA et al, 1982).

As Planícies e Pantanaís Mato-grossenses podem ser distintas em sete subunidades, de acordo com as características de drenagens e dos regimes fluviais. Na área de estudo ocorrem os chamados “Pantanal do Apa” e “Pantanal do Branco-Amonguijá”. Estas unidades caracterizam-se por fortes inundações que são controladas pelos regimes hidrológico da Bacia do Paraguai (Alvarenga et al, 1982).

1.6 Clima e vegetação

A área de estudo insere-se em uma faixa onde predomina um clima ameno, com 3 a 4 meses secos durante o ano, ocorrendo também pequena porção em uma faixa onde ocorre apenas 1 a 2 meses secos ao ano. A vegetação predominante nestas faixas são Savanas e Florestas Estacionais.

A precipitação anual está entre 1300 e 1700 mm ao ano, no qual os maiores valores estão nos locais mais elevados e os menores nas planícies e pantanaís. O período mais chuvoso corresponde aos meses de novembro a janeiro, sendo o mais seco dezembro. As menores precipitações ocorrem nos meses de junho a agosto, onde alguns rios podem até mesmo secar (Furtado et al., 1982).

As temperaturas estão entre 20° e 22° C, podendo alcançar médias de 25° C nos meses de verão e 17° C nos meses de inverno (abril a setembro), caracterizando uma estação bem mais fria. No entanto, as temperaturas extremas são bastante elevadas, podendo ultrapassar 40° C, enquanto as mínimas podem

chegar a 0° C. A umidade do ar é baixa e raramente alcança 80%, permanecendo ao redor de 70% durante os meses secos (FURTADO et al., 1982).

A vegetação predominante é a Savana a leste da área de estudo e Savana Estépica a oeste, ocorrendo ainda neste setor estreita faixa de Floresta Estacional Semidecidual. Na área dominada por depósitos quaternários (Planície do Rio Paraguai) predomina a Savana Estépica que é caracterizada por uma vegetação lenhosa e espinhosa, de baixa densidade e com cobertura de gramíneas (FURTADO et al, 1982). A Savana (Cerrado) insere-se predominantemente no setor leste da área onde ocorrem rochas pré Cambrianas. É caracterizada por uma vegetação sem muita variedade, com indivíduos de pequeno porte isolados ou agrupados, lenhosos e de casca grossa, geralmente sobre gramíneas.

No alto das serras do (Alumiador e Bocaina), ocorre um outro tipo de vegetação chamada de “Área de Tensão Ecológica”, que é caracterizada principalmente por ocorrer predominantemente nos altos topográficos e representar faixas de coexistência de vegetação de dois domínios (Savana e Savana Estépica), comumente com endemismo de algumas espécies. Por fim, às margens do rio Paraguai, ocorre uma vegetação denominada Floresta Estacional Semidecidual, caracterizada pela perda da folhagem das árvores durante a estação de seca acentuada, formando um espesso tapete de cobertura vegetal ao final da estação seca (FURTADO et al., 1982).

1.7 Materiais e métodos de pesquisa

Os trabalhos de pesquisa necessários para a elaboração dessa tese de doutoramento se deu de forma contínua, seguindo-se os passos costumeiramente utilizados em pesquisas científicas. Cada etapa foi realizada de acordo com os resultados obtidos nas etapas anteriores, o que faz com que o processo da pesquisa seja conduzido de forma contínua.

1.7.1 Etapa preliminar

Iniciou-se com o levantamento de material bibliográfico e cartográfico referente à área de interesse com arquivamento dos principais trabalhos que tratam da geologia do maciço Rio Apa bem como aquisição de mapas topográficos e geológicos, que serviram de embasamento para o início dos trabalhos.

Grande parte da etapa preliminar foi preenchida com a preparação do material cartográfico a ser utilizado em campo (mapas topográficos e geológicos). Foi realizada a vetorização de cartas topográficas em escala 1:100.000 que foram utilizadas como mapas base para as etapas de campo.

Como o objetivo de definir as principais estruturas regionais e alguns contatos, foram interpretadas as imagens de sensoriamento remoto (satélites LandSat 5 e 7), adquiridas nos anos de 2000 e 2001, além de imagens de relevo SRTM (Suttle Radar Topographic Mission)., como a mostrada na figura 5.

As imagens de satélite foram interpretadas com a combinação das diversas bandas a fim de se obter diferentes contrastes, para isso, foi utilizado o software Envi (RSI). Diversas combinações foram realizadas utilizando as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 com composição RGB, obtendo-se resultados como os mostrados na figura 5. Também foram utilizadas fusões dessas imagens interpretadas com aquelas de relevo, possibilitando melhor visualização das feições geomorfológicas, como a imagem mostrada na figura 6.

1.7.2 Etapa de aquisição de dados

Esta etapa pode ser dividida em duas fases, classificadas como aquisição direta e aquisição indireta. A aquisição direta de dados corresponde as etapas de campo, onde as informações pertinentes foram adquiridas diretamente, sem necessidade de processos posteriores. Já a aquisição indireta corresponde as análises laboratoriais e dados oriundos de interpretações em escritório, a partir de informações diretas.

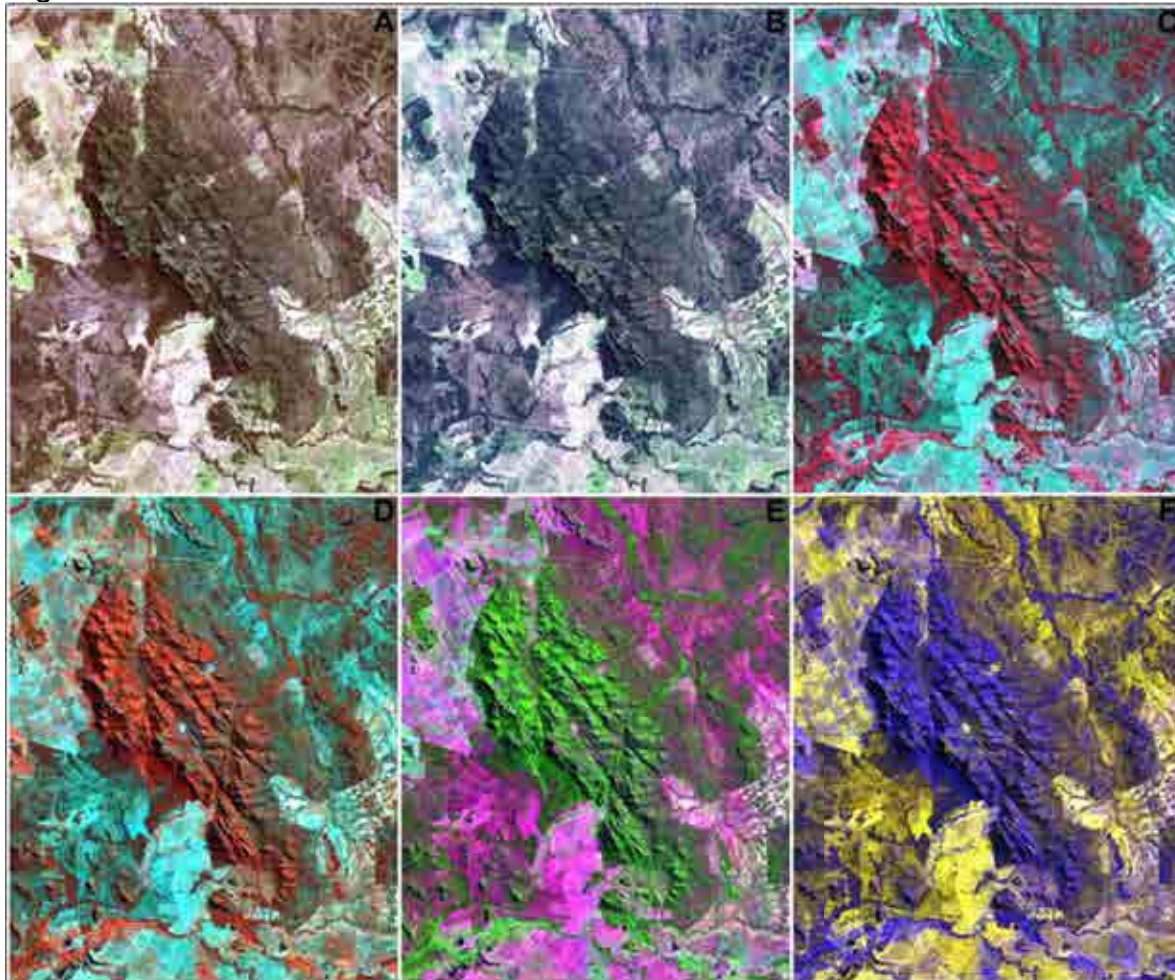
1.7.2.1 Campo

Com o material cartográfico já editado, iniciou-se as etapas de aquisição de dados com a coleta direta de informações. As viagens a campo foram realizadas em 5 incursões à região, onde foram cartografados cerca de 240 pontos geológicos.

Para cada ponto geológico visitado, a unidade litológica era descrita e, sempre que possível, foram coletadas medidas das principais estruturas presentes (acamamento, foliação metamórfica ou magmática, lineação). As informações eram tabuladas em uma caderneta de campo, onde também constava data e coordenadas, obtidas com receptor GNSS (Global Navigation Satellite System),

configurado em datum WGS 84 (World Geodetic System, realização de 1984) e sistema de coordenadas UTM (Universal Transverse Mercator).

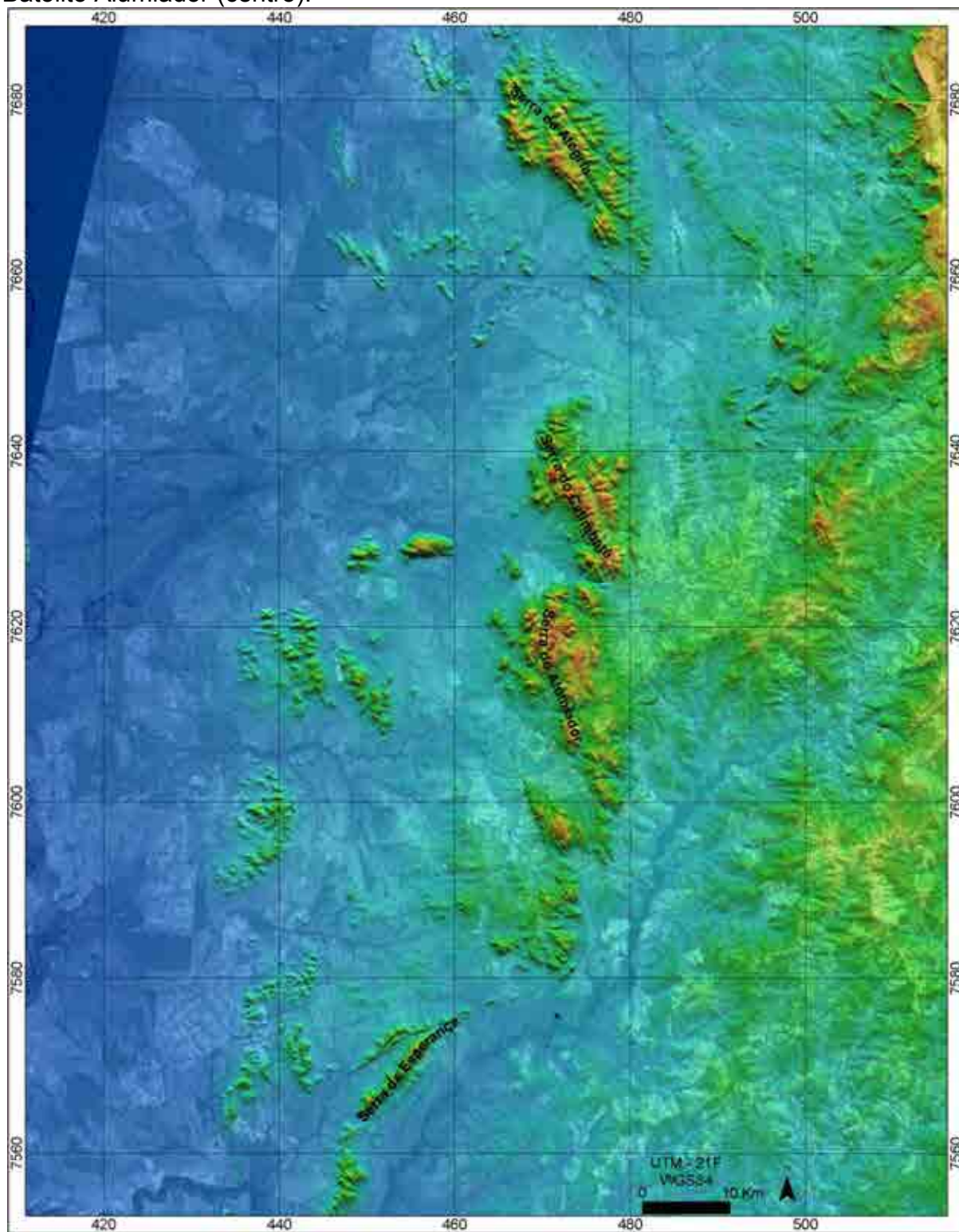
Figura 5 - Imagens de satélite combinadas em composição RGB. Estas composições foram feitas para toda a área de estudo, a figura mostra a Serra da Alegria. As bandas utilizadas foram: **A:** 123. **B:** 321. **C:** 432. **D:** 457. **E:** 543. **F:** 574.



Fonte: Elaborado pelo autor

Quando se julgava necessário, uma amostra de rocha era coletada e identificada de acordo com o número sequencial do afloramento. Esta amostra seria submetida a análise geoquímica e/ou petrográfica ou simplesmente arquivada para posterior consulta. Os trabalhos de campo incluíram ainda mapeamento em semi-detulhe de partes das unidades litológicas, com ênfase na distinção de tipos faciológicos das unidades magmáticas. As informações dos limites destas unidades eram traçadas nos mapas base para posterior transferência para meio digital.

Figura 6 - Sobreposição de imagem de satélite (banda 7, com transparência de 60%) sobre imagem de radar, oferecendo melhor visualização das feições geomorfológicas como a Serra da Alegria (norte) e as serras que comportam o Batólito Alumiador (centro).



Fonte: Elaborado pelo autor

1.7.2.2 Laboratório e Gabinete

Informações complementares àquelas adquiridas nas etapas de campo foram obtidas em meios laboratoriais ou através de interpretação daqueles dados.

Algumas amostras foram submetidas a processos laboratoriais para confecção de lâminas delgadas e preparação para análises químicas. Do montante de amostras coletadas, cerca de 60 foram submetidas a petrografia, enquanto mais de 50 tiveram análise química de rocha total. As etapas de preparação das amostras foram realizadas segundo as normas do Laboratório de Geoquímica - UNESP.

Análises laboratoriais: Após o preparo das amostras, estas foram enviadas aos laboratórios para as respectivas análises. As análises geoquímicas foram feitas no Laboratório de Geoquímica (LaboGeo) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM/IGCE - UNESP), onde foram determinadas as porcentagens de óxidos de elementos maiores e as partes por milhão de elementos traços, incluindo os elementos terras raras. A metodologia laboratorial é descrita a seguir:

Preparação das amostras para confecção de lâminas petrográficas: As lâminas petrográficas foram preparadas no laboratório de laminação da IGCE/Unesp, de acordo com seus procedimentos. As amostras destinadas à preparação de lâmina petrográfica foram selecionadas, de modo a se obter uma ampla e representativa distribuição, englobando todos os litotipos estudados.

Nessas amostras, eram demarcadas linhas orientativas para que o corte da lâmina fosse realizada em posição adequada, possibilitando a visualização das estruturas existentes na rocha.

Após o corte da rocha, utilizando disco diamantado, obtinha-se uma pequena amostra, de formato retangular com aproximadamente 4mm de espessura; essa amostra tinha uma das faces polida e colada em lâmina de vidro para então ser submetida a novo desgaste de polimento, até se conseguir uma espessura de 30µm. Com essa espessura atingida, uma delgada lamínula era colada sobre a amostra.

Preparação das amostras para análises geoquímicas: Inicialmente as amostras receberam tratamento prévio a fim de serem retiradas as porções intemperizadas, prejudiciais às análises geoquímicas.

Em seguida as amostras foram culminadas por meio de marreta e seguiram para a britagem em britadores de mandíbula. Após a britagem, o material, já em uma granulometria bastante reduzida, foi conduzida a uma moino oscilante em panela

de tungstênio. O material resultante dessa pulverização foi peneirado de modo a se obter uma granulometria inferior a 80 mesh, esse material foi então quarteado de onde se obteve a quantidade necessária para as análises geoquímicas.

Os óxidos de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O e K_2O) e elementos traços (Ba, Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr e Zr), foram determinados por meio de fluorescência de raios x, enquanto que os elementos terras raras (Lu, Y, Dy, Er, Yb, Gd, La, Eu, Nd, Ce e Sm) foram analisados por ICP-AES (Malagutti, 1998).

1.7.3 Etapa de análise e integração

As informações obtidas nas etapas anteriores eram, a medida que ficavam disponíveis, tratadas e interpretadas com foco na resolução da problemática proposta. Todas as informações referentes a material cartográfico (mapas topográficos e geológicos e imagens de satélite e radar) foram tratadas em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica), devidamente georreferenciado.

No banco de dados do SIG, foram ainda inseridas informações geoquímicas e petrográficas. Para as descrições petrográficas, foram utilizados microscópios de luz transmitida e refletida, uma vez que alguns litotipos possuíam minerais opacos.

Os dados litogeoquímicos foram tratados utilizando-se, essencialmente, planilhas de cálculo e, ocasionalmente, softwares específicos para tratamento de dados geoquímicos. A título de conhecimento alguns softwares foram extensivamente utilizados durante a pesquisa e elaboração da tese, entre eles: ArcGIS 10, Globbal Mapper 11, Envi 4.6, GPS TrackMaker 4.7, Corel Draw 15, MS Office 2010.

1.7.4 Etapa final

As informações adquiridas, interpretadas e organizadas nas etapas anteriores foram utilizadas para elaboração de artigos científicos, publicados em revistas especializadas e na elaboração da tese.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Contexto geotectônico

O Cráton Amazônico ocupa uma área de aproximadamente 430 mil km² o que o coloca entre uma das maiores áreas cratônicas do mundo e nas últimas décadas duas linhas de pensamento contrastantes procuraram descrever os cenários evolutivos do Cráton Amazônico.

De um lado os autores sustentados nos conceitos e premissas da escola geossinclinal defendem a recorrência de sucessivas reativações proterozóicas em uma extensa plataforma Arqueana (Almeida 1978, Amaral 1974, 1984, Lima, 1984, Hasui et al. 1984).

Por outro lado, outros autores se embasam na Teoria da Tectônica Global ou de Placas, defendem um processo de evolução crustal assinalado por sucessivas acreções de crosta juvenil, com retrabalhamento proporcionalmente reduzido (CORDANI et al., 1979; TEIXEIRA & TASSINARI, 1984; TASSINARI, 1996; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; CORDANI et al., 2000; TASSINARI et al., 2000; RUIZ et al., 2005).

Além das divergências em torno dos modelos evolutivos, outra controvérsia existente refere-se à área de abrangência do Cráton Amazônico. Os primeiros esboços do cráton (ALMEIDA, 1964, 1978, 1985; HASUI & ALMEIDA, 1970, 1985; AMARAL, 1974) apresentam o Maciço Rio Apa como parte integrante dessa entidade geotectônica, entretanto, a partir das compartimentações tectônicas-geocronológicas apresentadas por Cordani et al. (1979), Litherland & Bloomfield (1981) e Litherland et al. (1986), o Maciço Rio Apa passou a ser considerado como um segmento crustal alóctone ao Cráton Amazônico, acrescido à margem cratônica na consolidação da Faixa Tucavaca gerada pela colisão do Cráton Amazônico com o Bloco Rio Apa e, portanto, assumindo esta faixa o *status* de cinturão marginal ou seja, o limite meridional do Cráton Amazônico.

Litherland et al. (1986), no relatório final do Proyecto Precámbrico, difundem o esboço do Cráton Amazônico limitado a sul pela Faixa Neoproterozóica Tucavaca que inflete para Bolívia e a leste pelas faixas neoproterozóicas Paraguai e Araguaia. Esta reconstrução sugere que os terrenos situados no Maciço Rio Apa constituem um bloco crustal menor, acrescido à margem cratônica na consolidação da Faixa

Tucavaca.

A partir do modelo evolutivo proposto inicialmente por Almeida (1964, 1985), Brito Neves et al. (1985) interpretou a evolução das unidades da Faixa de Dobramento Paraguai em conjunto com unidades expostas na Bolívia e definam este segmento, a Faixa Tucavaca, como um *rift* abortado de uma junção tríplice, em função do arranjo das bacias a sul de Corumbá.

Nesta linha, Alvarenga & Trompette (1993), Trompette (1994), Trompette & Alvarenga (1998), Boggiani & Alvarenga (2004) e Ruiz et al. (2005, 2007) interpretam a Faixa Tucavaca como um *rift* abortado de uma junção tríplice, o Aulacógeno Tucavaca-Chiquitos e não a um cinturão marginal, gerado pela colisão do Cráton Amazônico com o Bloco Rio Apa.

Assim sendo, o Maciço Rio Apa corresponderia a um fragmento crustal menor, acrescido à margem cratônica ao longo de um cinturão móvel Neoproterozoico o Aulacógeno Tucavaca.

Nesta mesma visão, Godoy et al. (2007 a, 2009) interpretam o Maciço Rio Apa como o extremo meridional do Cráton Amazônico, apresentando um processo de evolução crustal marcada por acreções de crosta juvenil que se anexaram a um núcleo antigo. Recentemente, Cordani (2005) e Cordani et al. (2005, 2010) sugerem a correlação do Terreno Rio Apa com o Cráton Amazônico e admitem que ambos foram unidos antes da instalação do Aulacógeno Tucavaca.

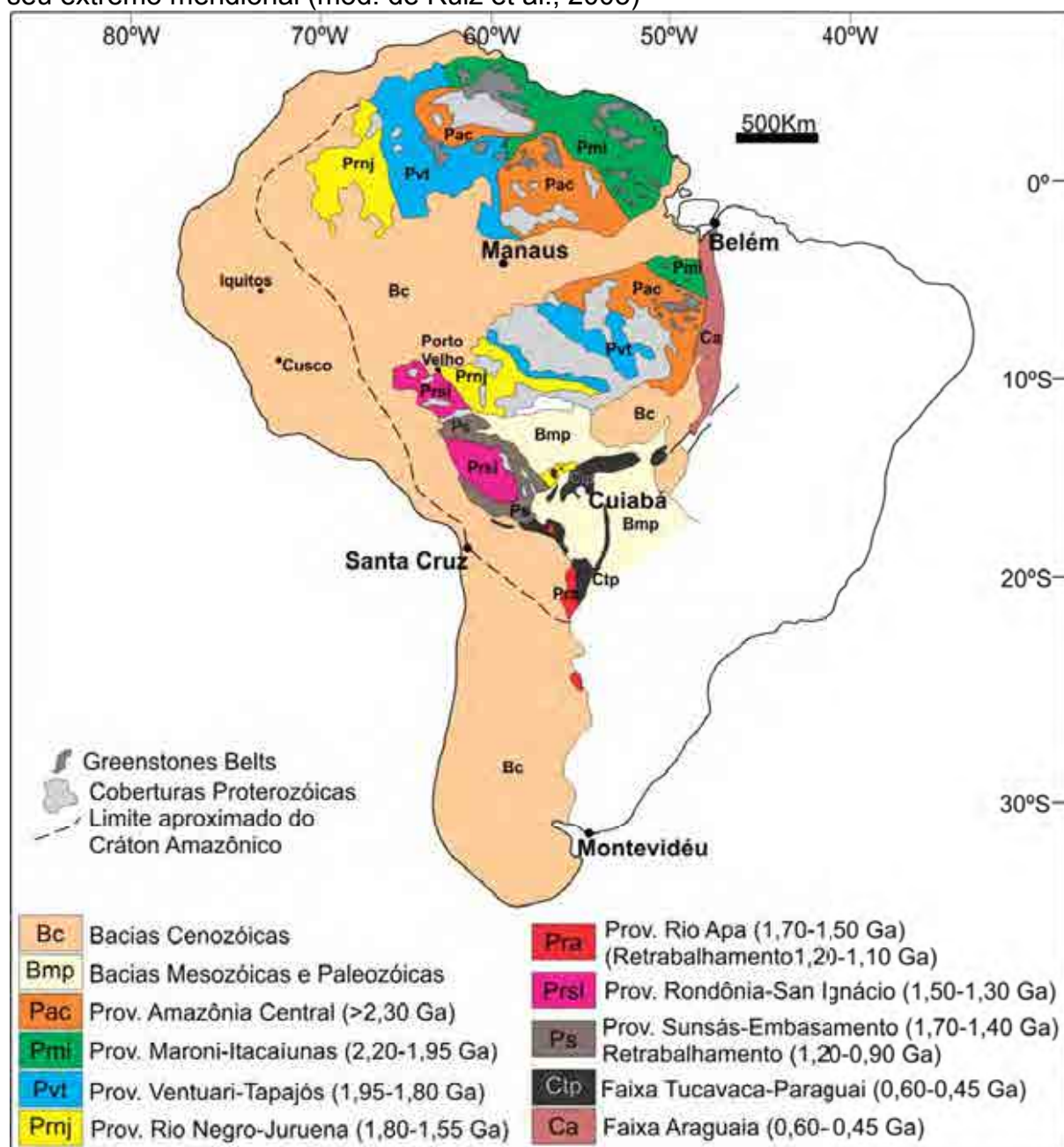
Ruiz et al. (2005, 2007) propõem a extensão do Cráton Amazônico até a região do Maciço Rio Apa (Figura 7), exigindo uma nova abordagem na formulação de modelos de reconstrução paleogeográfica. Esta abordagem requer a correlação lito-tectônica, com respaldo geocronológico, das unidades geológicas que constituem Maciço do Rio Apa com as do SW do Cráton Amazônico, principalmente do sudoeste de Mato Grosso, leste de Rondônia e oriente boliviano.

O Maciço Rio Apa ou Bloco Rio Apa ocorre na porção extremo sul do Cráton Amazônico no sudoeste do estado de Mato Grosso Sul e as suas rochas apresentam um registro geocronológico paleoproterozóico, mas sua atual estruturação tectônico-metamórfica passa pelo arranjo tectônico neoproterozóico superimposto da Faixa de Dobramentos Paraguai (GODOY et al., 2007 a).

O Maciço e/ou Bloco Rio Apa, no sentido de província geocronológica empregada por Ruiz et al. (2005, 2007) e Lacerda Filho et al. (2006), é definido

como Província Rio Apa. Lacerda Filho et al. (2006), subdividem esta área em três compartimentos geotectônicos-geocronológicos distintos: Remanescente de Crosta Oceânica (2,2-1,95 Ga), Arco Magmático Rio Apa (1,95-1,87 Ga) e Arco Magmático Amonguijá (1,87-1,75 Ga), além das Intrusivas Básicas (1,78 Ga).

Figura 7 - Mapa com a compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico de Tassinari & Macambira (1999), com inclusão do Maciço Rio Apa como seu extremo meridional (mod. de Ruiz et al., 2005)



Fonte: Ruiz et. al. (2005)

A partir da visão de integração do Maciço Rio Apa ao Cráton Amazônico,

Cordani et al. (2010) propõem, a partir de dados geocronológicos, a divisão desta área em dois grandes blocos tectônicos (leste e oeste) justapostos a cerca de 1670 Ma a partir de uma sutura de direção N-S. Esta sutura é interpretada a partir das zonas de empurrões, definida por Godoi et al (2001), das rochas do embasamento sobre as rochas mais jovens dos granitóides do Grupo Amonguijá.

2.2 Geologia regional do Bloco Rio Apa

Será apresentada a seguir uma síntese da revisão geológica das unidades aflorantes no Maciço Rio Apa, utilizando-se as designações propostas inicialmente em Godoi et al. (2001): Complexo Rio Apa, Grupo Alto Tererê e Grupo Amonguijá. Estas unidades são correlacionadas e discutidas com o trabalho proposto mais recentemente por Lacerda Filho et al. (2006) que definem esta área cratônica, no sentido geocronológico, como Província Rio Apa.

2.2.1 Complexo Rio Apa

Nessa região cratônica a unidade mais antiga exposta é o *Complexo Rio Apa*, constituído por rochas ortoderivadas graníticas e gnaíssicas que foram incluídas no Complexo Cristalino Brasileiro por Almeida (1965).

Corrêa et al. (1976), subdividiram este complexo em duas unidades, uma constituída por rochas ortoderivadas em fácies anfibolito em que dominam as ocorrências de hornblenda-biotita gnaisses do Complexo Basal, pertencentes ao Pré-Cambriano Inferior a Médio, de posição estratigráfica e idade equivalente ao atual Complexo Rio Apa e, uma unidade mais jovem, de rochas supracrustais metamorfasada em fácies xisto verde, denominada de Associação Metamórfica Alto Tererê.

O termo Complexo Rio Apa foi utilizado inicialmente para agrupar estas duas unidades por Araújo & Montalvão (1980). O Complexo Rio Apa, definido por Araújo et al. (1982), é constituído essencialmente por granitos foliados e maciços, gnaisses, migmatitos e anfibolitos, além de intercalações locais de rochas paraderivadas constituídas por gnaisses, xistos e quartzitos, interpretadas como "remanescentes de um cinturão metamórfico" formado sobre a crosta siálica pré-existente.

De acordo com Godoi et al. (2001), esta unidade é a mais antiga, sendo constituída principalmente por rochas ortoderivadas caracterizadas por biotita gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses e gnaisses graníticos e, em menor proporção, anfibolitos e metagranitóides de composições trondhjemíticas, tonalíticas e granodioríticas.

Segundo Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2006 a), as rochas do Complexo Rio Apa são correspondentes ao Arco Magmático Rio Apa, e encontram-se representadas por biotita granitos, álcali-granitos, monzonitos, muscovita-biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses e trondhjemitos, tonalitos e granodioritos, mas não a definem como a unidade litológica mais antiga da área.

Segundo Godoy et al. (2006 a, b, 2007 a), o Complexo Rio Apa é a unidade individualizada mais antiga em fácies anfibolito superior exposta do maciço, composta predominantemente por gnaisses e migmatitos ortoderivados de composição ácida a tonalítica, além de raros anfibolitos, que se constituem nos principais litotipos do Arco Magmático Rio Apa. Com ocorrência restrita também foram identificadas intercalações tectônicas de rochas paraderivadas (migmatitos, gnaisses, xistos e quartzitos), já descritas por Araújo et al. (1982) e que, da mesma forma, foram interpretadas pelos autores como remanescentes de um cinturão metamórfico mais antigo e/ou contemporâneo, denominado de “Cinturão Metamórfico Rio Apa”, associado possivelmente a um ambiente de bacia marginal (Godoy et al., 2007 b).

Araújo et al. (1982) apresentam para estas rochas datação Rb/Sr com idade de 1.680 ± 30 Ma e com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,706 \pm 0,001$, interpretada como indicativa da época dos eventos metassomáticos superimpostos. Del’Arco et al. (1982) obtiveram datações Rb-Sr de 1.726 ± 38 Ma, com razão inicial de $0,705 \pm 0,001$, a qual foi considerada como a idade mínima desta unidade.

A partir dos novos resultados geocronológicos, apresentados por Lacerda Filho et al. (2006) possivelmente estas idades marcam os eventos metassomáticos tardios associados ao *emplacement* do Grupo Amonguijá.

As rochas do Arco Magmático Rio Apa, segundo Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2007 a), exibem uma assinatura geoquímica cálcio-alcalina de afinidade adakítica, indicativa de ambiente de arco vulcânico. Datações em zircões (U-Pb SHRIMP) forneceram idade paleoproterozóica de 1,94 Ga. Os dados Sm-Nd apresentam uma idade modelo T_{DM} de 2,57 Ga, com valor negativo de $\epsilon_{Nd(t)}$ -6,

indicando participação crustal na gênese desses terrenos.

Cordani et al. (2010) indicam idade U-Pb obtidas a partir de gnaiss do Complexo Apa de 1,95 Ga, idade modelo T_{DM} em torno de 2,50 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos de -4,72 a -5,97, sugerindo a formação de protólitos magmáticos com forte participação de material crustal.

2.2.2 Grupo Alto Tererê

A unidade superior ao Complexo Basal foi denominada por Corrêa et al. (1976) como Associação Metamórfica do Alto Tererê e é constituída por uma unidade metassedimentar metamorfisada em fácies xisto verde a anfibolito baixo, composta pela predominância de biotita gnaiss fino, micaxistos, quartzitos e gnaisses comumente granatíferos, além de anfibolitos e seria indicadora de uma orogenia antiga, da porção meridional da "Plataforma do Guaporé".

Schobbenhaus & Soares (1979) mantiveram a subdivisão regional entre o Complexo Basal e a Associação Metamórfica do Alto Tererê de Corrêa et al. (1976); entretanto, incluíram o Complexo Basal no Pré-Cambriano Inferior a Médio e a Associação Metamórfica do Alto Tererê no Pré -Cambriano Médio.

Godoy & Martins (1999) e Godoy et al. (2001) consideram esta unidade independente do Complexo do Rio Apa e a denominam de Grupo Alto Tererê, sendo constituído por uma unidade metavulcano-sedimentar, reunidas em uma unidade metavulcânica básica e outra metassedimentar.

Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2006 b), adotam para esta unidade litológica a terminologia de Grupo Alto Tererê sendo constituído por metapelitos aluminosos e anfibolitos derivados de metavulcânicas básicas toleíticas, deformadas e metamorfisadas na fácies anfibolito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde.

Segundo Godoy et al. (2007 a), esta unidade é constituída predominantemente por rochas paraderivadas, associadas às metabásicas em menores proporções. Os autores sugerem que as rochas metabásicas do Morro do Triunfo, inclusas nas "Intrusivas Básicas" por Lacerda Filho et al. (2006), sejam correlatas e similares às metabásicas do Grupo Alto Tererê, caracterizando uma sequência metavulcano-sedimentar metamorfisada em fácies xisto verde alta a anfibolito baixa.

Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2006 b), a partir de feições de lavas almofadadas e das características litogeoquímicas das rochas metabásicas, as caracterizam como rochas subalcalinas, de quimismo toleítico de fundo oceânico (tipo MORB), com anomalias negativas de Nb, sugestivas do envolvimento de uma bacia marginal em um ambiente extensional oceânico.

Quanto aos dados geocronológicos sobre as rochas desta associação, reportam-se inicialmente a Comte & Hasui (1970) que efetuaram datação radiométrica pelo método K/Ar (rocha total) em anfibolitos associados a quartzitos e quartzo xisto e obtiveram idade de 1.056 ± 55 Ma. Para as intrusões graníticas e diques aplíticos e pegmatíticos que cortam as rochas desta associação, foi obtida pelo mesmo método, em rocha total, a idade de 1.250 ± 65 Ma.

Araújo et al. (1982) reportam os resultados obtidos em muscovitas de um muscovita-quartzo xisto, com idade Rb/Sr de 1.265 ± 14 Ma e em anfibólio de um anfibolito, com idade Rb/Sr de 853 ± 58 Ma.

Araújo et al. (1982) e Godoi et al. (2001), posicionam as rochas deste grupo no paleoproterozóico considerando que esta associação supracrustal é intrudida pelas rochas da Suíte Intrusiva Alumiador cuja idade de cristalização obtida pelo método Rb/Sr é de 1.600 ± 40 Ma. No entanto, como assinalam Godoi et al. (2001), tais resultados representam idades mínimas, provavelmente reflexo de um evento metamórfico-tectônico meso-neoproterozóico.

Análises isotópicas Sm-Nd de metabasitos associados ao Grupo Alto Tererê, obtidas por Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2006 b), apresentaram idade modelo T_{DM} de 2,26 e 2,28 Ga consideradas, em razão da natureza vulcânica do protólito, como uma idade de formação próxima os valores obtidos nas idades modelo. Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2006 b) incluem a sequência metavulcano-sedimentar no compartimento geotectônico “Remanescente de Crosta Oceânica”, e a posicionam como basal, por considerar a idade modelo T_{DM} de 2,26 e 2,28 Ga como próxima à idade de cristalização e por estarem intrudidas por granitóides do Complexo Rio Apa e da Suíte Amonguijá.

Quanto ao posicionamento estratigráfico, Lacerda Filho et al. (2006) o posicionam como unidade basal do Maciço Rio Apa, em razão da idade Sm-Nd obtida para metabásicas como sendo “próximas” da idade de cristalização. Esta idade é interpretada por Godoy et al. (2007a) como a idade do protólito básico.

A partir de mapeamentos na área, Godoy et al., 2007 a, interpretam as rochas desta unidade como sendo mais jovens que as rochas do Complexo Apa e mais antigas que as rochas do Grupo Amonguijá, baseados em evidências tectônica e metamórficas, pois, estas rochas representam, às vezes, uma inversão estratigráfica resultante de falhas de empurrão, pelo grau metamórfico mais brando, em fácies xisto verde alta a anfibolito baixa em relação às rochas migmatíticas do Complexo Rio Apa e pelos contatos de natureza intrusivos das rochas da Suite Plutônica Alumiador.

Godoy et al. (2007 a, 2009) interpretam as rochas básicas como sendo mais jovens do que os litotipos do Complexo Rio Apa. As idades modelo T_{DM} 2,26 e 2,28 Ga representam a idade da proveniência do magma básico e esta sequência metavulcano-sedimentar corresponde a uma faixa móvel acrecionária ao Arco Magmático Rio Apa, denominada Cinturão de Dobramento Alto Tererê.

Os resultados U-Pb obtidos por Cordani et al. (2010) em gnaisses associados ao Grupo Alto Tererê indicam idade de 1,95 Ga, idades modelos T_{DM} em torno de 2,26 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos (+0,09 a +1,09) que evidenciam que os protólitos intrusivos apresentam uma assinatura isotópica juvenil de material do manto.

2.2.3 Grupo Amonguijá

2.2.3.1 Suite Plutônica Alumiador

O Grupo Amonguijá constitui um conjunto plutono-vulcânico de natureza ácida e as primeiras descrições geológicas destas rochas deve-se a Almeida (1964), que as denominaram de quartzo pórfiros do Amonguijá. Segundo Corrêa et al. (1976), este conjunto de rochas do Pré-Cambriano Inferior a Médio foi subdividido, agrupando as rochas graníticas intrusivas no Complexo Basal e as vulcânicas ácidas, em um conjunto denominado de Intrusivas e Extrusivas Ácidas, ambas do Pré-Cambriano Inferior a Médio.

Nogueira et al. (1978) individualizaram três corpos graníticos ao longo da borda ocidental da Serra da Bodoquena, denominando-os de Intrusivas Ácidas.

A denominação de Complexo Amonguijá deve-se a Schobbenhaus & Soares (1979) e é adotada por Correia Filho et al. (1981), que a dividiram em duas associações: uma superior, de rochas vulcânicas ácidas, representadas por diversas

variedades de quartzo pórfiros e produtos piroclásticos e a outra inferior, compreendendo maciços intrusivos de granitos, granófiros, granitos gráficos, biotita microgranitos porfiríticos, aplitos e gnaisses graníticos.

Araújo et al. (1982) propuseram o termo Suíte Intrusiva Alumiador para designar as rochas plutônicas graníticas a granodioríticas e, mais raramente, subvulcânicas constituídas por granófiros diversos, metamorfisados e deformados.

Godoi & Martins (1999) denominaram este conjunto de rochas de Supersuíte Amonguijá e Godoi et al. (2001) de Grupo Amonguijá, constituído por rochas das suítes Vulcânica Serra da Bocaina e Intrusiva Alumiador.

Lacerda Filho et al. (2006) definem o Arco Magmático Amonguijá, constituído pela Suíte Amonguijá, subdividida em Granito Alumiador e Vulcânicas Serra da Bocaina, enquanto Silva et al. (2007) subdivide nas unidades Alumiador e Serra da Bocaina.

O Grupo Amonguijá é definido pela Suíte Plutônica Alumiador que constitui o Batólito Alumiador e é caracterizado por sieno a monzogranitos isotrópicos a fracamente anisotrópicos, leucocráticos, de coloração variando de cinza a rósea e pelas rochas subvulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas, agrupadas na Suíte Vulcânica Serra da Bocaina (Godoy et al. 2006 a; 2007 a).

Brittes et al. (2011 a) denominaram de Granito Carandá a ocorrência de um *pluton* associado ao extremo noroeste do batólito e Plens et al. (2011) denominaram de Granito Cerro Porã, as rochas da Serra da Esperança no extremo sul do batólito. Estas novas denominações de corpos locais para litologias do batólito são desnecessárias, sugerindo-se a utilização do termo “ fácies”, quando os aspectos geológicos, químicos e isotópicos são cogenéticos às rochas do batólito principal.

As primeiras datações das rochas associadas à sequência magmática ácida devem-se a Comte & Hasui (1970), sendo obtidas pelo método K/Ar em rocha total a idade de 1.250 ± 65 Ma. Araújo et al. (1982) apresentaram, pelo método Rb/Sr idade de 1.600 ± 40 Ma para as rochas plutônicas, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,707 \pm 0,004$. Estes valores foram interpretados como a idade de cristalização, cuja derivação do magma parental é atribuída à refusão de rochas crustais, ou de magmas diferenciados do manto que sofreram contaminação na ascensão.

Para as rochas da Suíte Plutônica Alumiador, Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2007) apresentam idade U-Pb (SHRIMP) em zircão de 1,86 Ga, idade

modelo T_{DM} 2,17 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ negativo (-0.68), que apontam para um arco juvenil de margem continental com pouca participação de material crustal. Cordani et al. (2010) indicam idade U-Pb de 1,84 Ga, idade modelo T_{DM} de 2,50 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos de -2,86 a -5,91 indicando forte participação de material crustal.

Godoy et al. (2006 a, 2007 b) definem para estas rochas a afinidade cálcio-alcalina de alto potássio a shoshonítica, caráter predominantemente peraluminoso a metaluminoso e as posicionam como granitos sin-colisionais de arco magmático a pós-colisionais de ambiente intraplaca.

2.2.3.2 Suíte Plutônica Serra da Alegria

Silva (1998) em trabalhos na parte norte do Batólito Alumiador, denominou este conjunto magmático de Intrusão Diferenciada Gabro-Anortosito-Granofírica da Serra da Alegria, distinto dos demais segmentos do batólito e constituído por uma série magmática diferenciada com estruturas típicas de complexos estratiformes e composto por granitos, granodioritos e granófiros, gabros, anortositos e ultrabásicas.

Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2008) denominam estas rochas como Intrusão Gabro-Anortosítica Serra da Alegria e as excluem do Batólito Alumiador, sendo agrupadas como corpos máficos toleíticos continentais das Intrusivas Básicas, em razão da idade dos anortosito U-Pb de zircão de 1,79 Ga, idade modelo T_{DM} de 2,51 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos (-2,89 a -4,32). Os dados fracamente negativos apontam para um arco juvenil de margem continental com pouca participação de material crustal

Cordani et al. (2010) apresentam idade U-Pb de 1,8 Ga em anortositos e idade modelo T_{DM} de 2,50 a 2,64 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos (-3,21 a -4,31).

Godoy et al. (2009 a, b) apresentam a Serra da Alegria como um evento distinto, mas contemporâneo dos segmentos central e sul e a idade de 1,78 Ga para as rochas máficas encontram-se perfeitamente condizentes com a contemporaneidade dos eventos associados ao conjunto ácido. A evolução do segmento da Serra da Alegria é considerada como duas sequências diferenciadas, uma ácida que domina a área central da serra e a outra, básica que ocorrem nas regiões marginais do conjunto principal.

2.2.3.3 Suíte Vulcânica Serra da Bocaina

As rochas vulcânicas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina foram referenciadas inicialmente por Hussak (1894), Lisboa, (1909), Oliveira & Moura (1944), Oliveira & Leonardos (1943) *in* Lacerda Filho et al. (2006), mas as primeiras descrições geológicas destas rochas foram apresentadas por Almeida (1964), que as denominaram de quartzo pórfiros do Amonguijá.

Segundo Araújo et al. (1982), esta suíte é composta principalmente por rochas metavulcânicas de baixo grau, ácidas a intermediárias, constituídas por riólitos, riodacitos, dacitos, brechas vulcânicas e tufos.

Godoi et al. (2001) as classificam como rochas vulcânicas ácidas, incluindo dacitos, riodacitos, riólitos e rochas vulcanoclásticas, tais como: tufos, lapilitufos, brechas vulcânicas. São notáveis estruturas ígneas primárias tais como: bombas vulcânicas imersas em matriz afanítica, estruturas de fluxo.

Godoy et al. (2006; 2007a; 2009) caracterizam as rochas vulcanoclásticas ácidas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina como compostas predominantemente por riólitos e pela presença de variados produtos piroclásticos, dos quais os cristaloclastos constituem os termos dominantes.

Araújo et al. (1982) apresentam para as rochas vulcânicas idades Rb/Sr de 1.650 ± 63 Ma com razão inicial $\text{Sr}^{87}\text{-Sr}^{86}$ de $0,702 \pm 0,004$, indicando uma provável derivação mantélica.

Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2007) apresentam para as rochas metavulcânicas da Serra da Bocaina, pelo método U-Pb (SHRIMP) a idade de 1,79 Ga, idade modelo T_{DM} 2,26 Ga e valor de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativo (-2,0).

Cordani et al. (2010) em riodacitos da Suíte Serra da Bocaina, indicam idade U-Pb de 1,8 Ga, idade modelo T_{DM} de 2,26 Ga e valor $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativo de -2,04, que evidenciam a formação do protólitos com uma assinatura isotópica com forte participação de material crustal.

Segundo Godoy et al. (2006 b, 2007 b, 2009) e Manzano et al. (2008), as rochas subvulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina são compostas por termos de composição álcali-riólitos a riólitos e em menores proporções riodacitos, andesitos e dacitos. São rochas cálcio-alcálicas de alto potássio, peraluminosas e sin-colisionais de arco magmático, geneticamente

associado à evolução do Arco Magmático Amonguijá.

2.3 Geologia regional da Faixa de Dobramentos Paraguai

A Faixa de Dobramento Paraguai de idade neoproterozoica apresenta aproximadamente 1.200 km de comprimento constituindo uma unidade geotectônica evoluída às margens SSE do Cráton Amazônico, a partir do modelo apresentado inicialmente por Almeida (1968, 1985, 2006) e Almeida e Hasui (1984).

A faixa apresenta um formato convexo em direção ao antepaís e estende-se aproximadamente com direção N-S desde o Paraguai e Bolívia passando Corumbá até a região de Cuiabá, onde inflete para oeste até a região da Bacia do Bananal/Araguaia. Na região de Barra do Garças (MT), as rochas metassedimentares apresentam uma nova inflexão estrutural para norte definindo Faixa Araguaia, que antigamente era interpretada como contínua, motivo pelo qual era denominado Faixa Paraguai-Araguaia, sendo desmembrada em duas faixas por Almeida (1985).

No modelo evolutivo proposto por Brito Neves *et al.* (1985) e Jones (1985), a evolução das unidades da Faixa de Dobramento Paraguai é interpretada em conjunto com unidades expostas na Bolívia e os autores propuseram o modelo de junção tríplice, em função do arranjo das bacias definindo ângulo de 120° a sul de Corumbá. Nesta linha, Litherland *et al.* (1986) difundem o esboço do Cráton Amazônico limitado a leste pelos cinturões móveis marginais Paraguai e Araguaia, a sul, pela Faixa Neoproterozoica Tucavaca que inflete para Bolívia.

Segundo Alvarenga & Trompette (1993), Trompette (1994) e Trompette & Alvarenga (1998), a Faixa Tucavaca corresponderia a um *rift* abortado de uma junção tríplice, Aulacógeno Tucavaca-Chiquitos e não a um cinturão marginal, gerado pela colisão do Cráton Amazônico com o Bloco Rio Apa (Figura 8).

Assim, o Maciço Rio Apa adicionado ao Cráton, segundo Ruiz *et al.* (2005), corresponderia a uma massa continental contínua que serviria como substrato e área fonte desta margem passiva continental, com a formação de bacia marginal do tipo *rift* e constituindo o Grupo Cuiabá com a sua continuidade física, à unidade basal da Faixa Paraguai.

Além da continuidade física, a similaridade metamórfica e estrutural do Grupo

Cuiabá, como unidade basal ao longo de toda borda leste da faixa, são argumentos que reforçam a hipótese de Ruiz et al. (2005).

A Faixa de Dobramento Paraguai apresenta uma linearidade e zonalidade tectônica e litológica dispostas em longas e estreitas faixas paralelas à borda do cráton, distintas em três estágios estruturais propostos por Almeida (1968), separados por discordâncias e mudanças contrastantes de litologias, associados a uma zonalidade tectônica e dispostos em longas e estreitas faixas paralelas à borda do cráton. As figuras 8 e 9 apresentam uma visão abrangente, destacando as relações apresentadas da faixa de Dobramento Paraguai e o Maciço Rio Apa.

O estágio supostamente mais antigo (Grupo Cuiabá) é formado por rochas metamórficas na fácies xisto verde, intensamente dobradas, compostas por metapelitos, tendo na base quartzitos e metacalcários subordinados.

O estágio intermediário foi definido pelas rochas diamictíticas do Grupo Jangada (Formação Puga), recoberto pelas sucessões carbonáticas do Grupo Corumbá. O estágio superior é representado pelo Grupo Alto Paraguai, com sedimentação continental em sua parte superior.

Alvarenga (1988) também apresentou estruturação da faixa de dobramentos, com base nas características tectono-metamórficas, magmáticas e estratigráficas, subdividindo-a em zona externa (ocidental, menos deformada) e zona interna (oriental, mais deformada), cujos limites foram posteriormente modificados por Alvarenga & Trompette (1993), retomando os limites das zonas estruturais definidas por Almeida (1968).

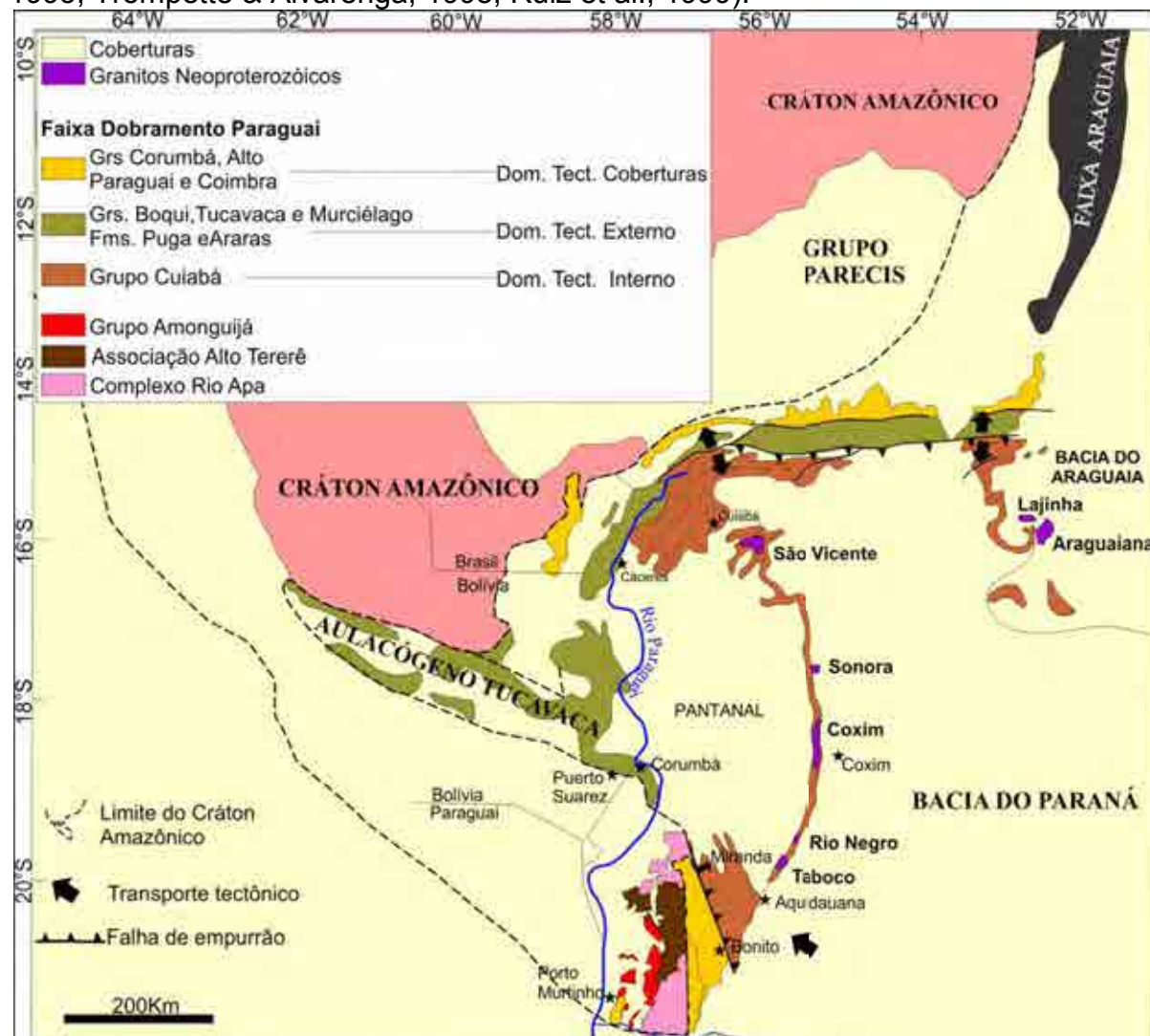
Estes domínios foram denominados mais recentemente por Ruiz *et al.* (1999) como Domínio Tectônico das Coberturas de Antepaís constituído por rochas metassedimentares fortemente deformadas das formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino que recobrem em discordância angular, largos trechos do embasamento pré-brasiliano.

Estas unidades metassedimentares constituem extensas áreas de estratos sub-horizontais a levemente ondulados, estando apenas afetados por basculamentos provocados por falhamentos normais.

O Domínio Tectônico Externo é constituído pelas rochas metassedimentares das Formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino, fortemente afetado pela orogênese Brasileira, provocando intenso dobramento linear e holomórfico,

com vergência clara em direção ao antepaís cratônico (bloco Paranapanema).

Figura 8 - Mapa geológico esquemático do Cráton Amazônico e a correlação com a Faixa de Dobramento Paraguai (mod. de Almeida, 1968; Alvarenga & Trompette, 1993; Trompette & Alvarenga, 1998; Ruiz et al., 1999).

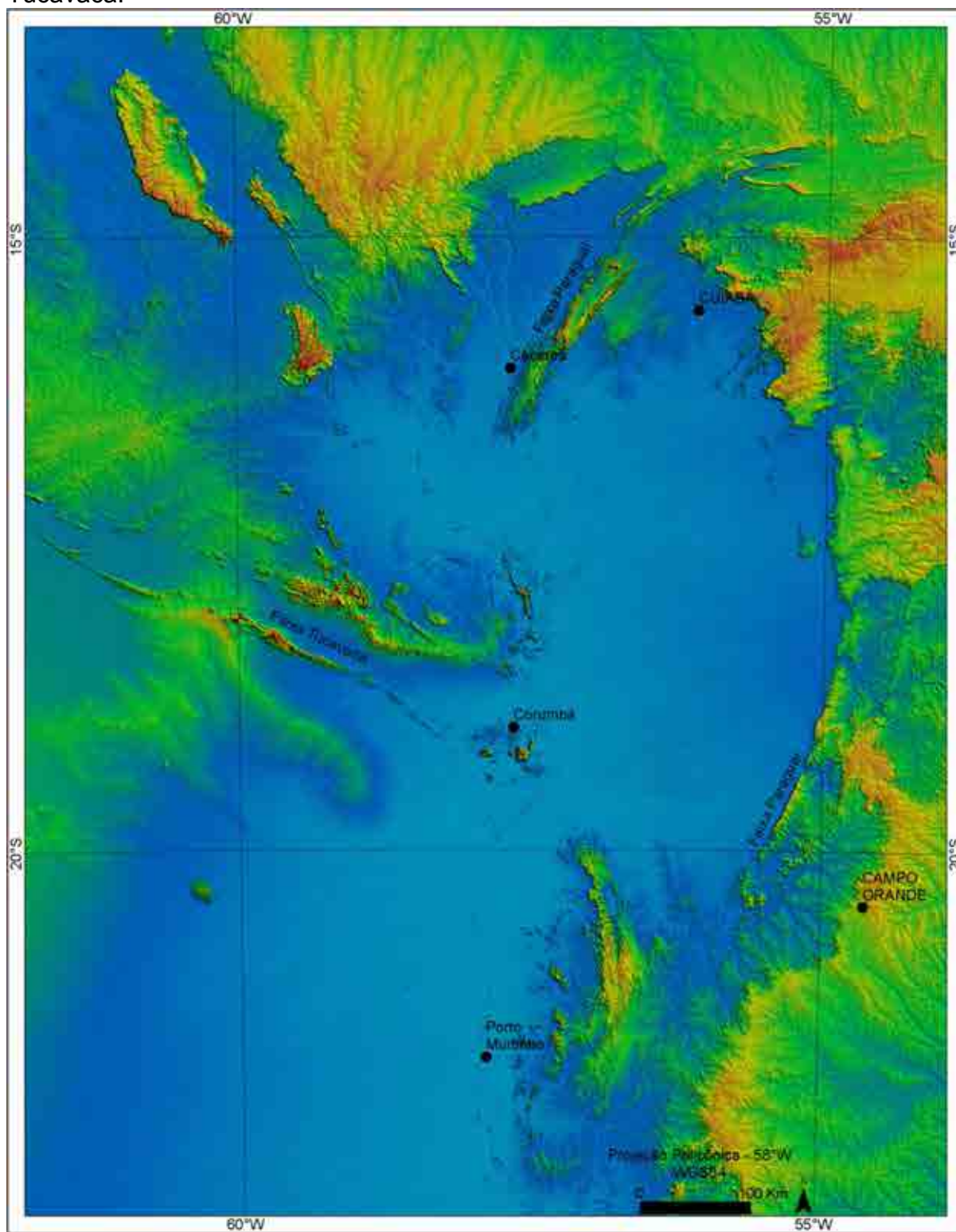


Fonte: Ruiz et. al. (1999)

O Domínio Tectônico Interno constituído pelo Grupo Nova Xavantina, restrito à região homônima e pelo Grupo Cuiabá de maior abrangência caracterizando as encaixantes de toda a província magmática.

Coube a Luz et al. (1980) a proposta de subdividir o Grupo Cuiabá, na Baixada Cuiabana, em nove subunidades lito-estratigráficas, as quais foram estendidas neste estudo para toda a área de ocorrência deste grupo na Faixa Paraguai.

Figura 9 - Imagem de radar mostrando as faixas móveis que compartimentam o sudoeste do cráton amazônico. A noroeste do Corumbá está localizada a Faixa Tucavaca.



Fonte: Elaborado pelo autor

Segundo Godoy et al. (2010) encontra-se associado à evolução da Faixa de Dobramento Paraguai, a Província Granitóide Neoproterozóica constituída por sete corpos ígneos distintos em dois eventos magmáticos intrusivos em rochas epimetamórficas do Grupo Cuiabá.

O evento magmático do sul aflora no Estado de Mato Grosso do Sul na forma de intrusões fissurais, alongadas e alinhadas na direção NNE-SSW. As idades modelo T_{DM} obtidas foram: Granito Taboco 1,97 Ga, Granito Rio Negro 1,59 Ga e Granito Coxim 1,74 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ fortemente negativos (-13,4 a -10,3). As idades de cristalizações U-Pb obtidas foram: Granito Taboco $540 \pm 4,7$ Ma, Granito Rio Negro $547 \pm 4,9$ Ma, Granito Coxim $540 \pm 3,6$ Ma e Granito Sonora $548 \pm 5,9$ Ma.

As rochas do evento magmático norte aflora no estado do Mato Grosso e é formado por intrusões de textura *rapakivi*, dimensões batolíticas e dispostas segundo direção ENE-WSW. As idades modelo T_{DM} obtidas foram: Granito São Vicente 1,165 Ga, granito Lajinha 1,508 Ga e Granito Araguaiana 1,375 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ fortemente negativos (-11,7 a -9,03). As idades de cristalizações U-Pb obtidas são as seguintes: Granito São Vicente $504 \pm 8,9$ Ma, Granito Lajinha $505,4 \pm 4,1$ Ma e Granito Araguaiana $509,4 \pm 2,2$ Ma.

Os granitóides da parte sul, mais antigos, foram gerados em ambientes sin-colisional de arco continental, enquanto os do norte, mais jovens, foram gerados em ambientes tardi a pós-colisional ou de descompressão durante a finalização do processo colisional.

Ambos os eventos são constituídos por granitóides gerados a partir de magmas de fontes distintas e independentes a partir do retrabalhamento de fragmentos crustais, ao sul, paleoproterozóicos e, ao norte, mesoproterozóicos.

3 GEOLOGIA LOCAL

A seguir, será apresentada uma síntese geológica das unidades aflorantes no Maciço Rio Apa, mantendo as terminologias e subdivisões definidas inicialmente por Godoi et al. (2001) em Complexo Rio Apa, Grupo Alto Tererê e Grupo Amonguijá (Suíte Intrusiva Alumiador, Suíte Intrusiva Serra da Alegria e Suíte Vulcânica Serra da Bocaina) e a estruturação da Faixa de Dobramentos Paraguai, necessários ao entendimento da evolução do Complexo Rio Apa. Cada um destes itens apresentados a seguir são resultados artigos publicados em periódicos.

No mapa geológico da região do Maciço Rio Apa (Figura 10) apresentam-se os domínios geológicos com as principais unidades litológicas.

3.1 Contexto geológico do Maciço Rio Apa

3.1.1 Complexo Rio Apa

O Complexo Rio Apa constitui a unidade mais antiga, ocorrendo em extensas áreas junto à fronteira Brasil – Paraguai, ou exposto localizadamente, entre os sedimentos quaternários da Bacia do Pantanal (Figura 10).

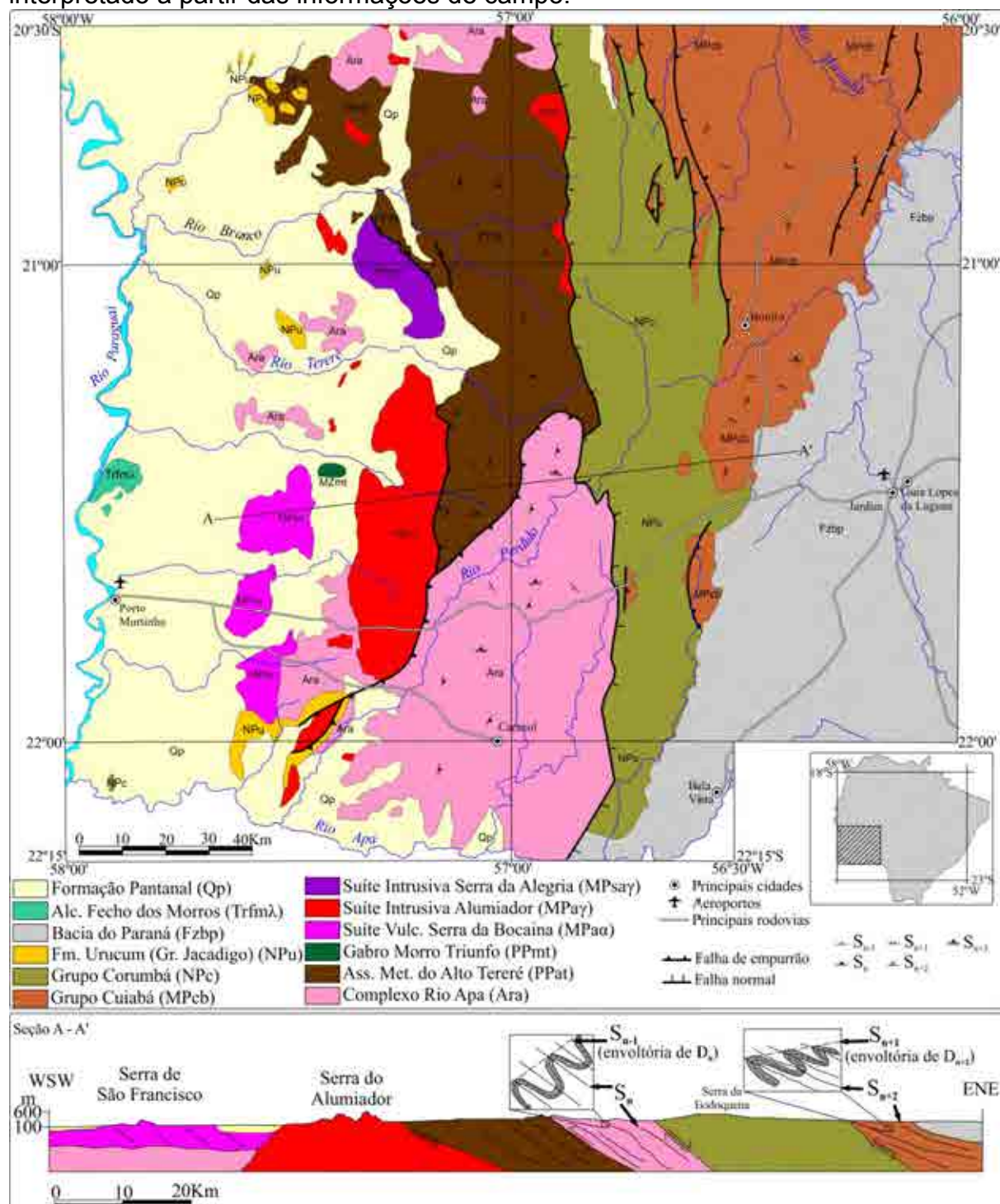
Os contatos desta unidade com as rochas suprajacentes podem ser normais ou tectônicos por meio de falhas de empurrão/inversas com vergência para oeste a partir de cinturões de cavalgamento, colocando-a, por vezes, sobre as rochas do Grupo Alto Tererê e Amonguijá.

Os gnaisses apresentam características texturais similares, leuco a hololeucocráticos para os gnaisses róseos, a localmente mesocráticos para os gnaisses cinza (melagnaisses), geralmente de granulação fina a média, comumente apresentando porfiroclastos centimétricos de feldspato potássico, definindo claramente a composição dominante granítica para estas rochas (Figura 11). Frequentemente nos gnaisses cinza as porcentagens de feldspatos potássicos são menores que as de plagioclásios, tanto na matriz como nos porfiroclastos.

A estrutura migmatítica encontra-se localmente preservada, mas frequentemente dominam as estruturas gnáissicas resultado da forte transposição tectônica, definido pela alternância de leitos submilimétricos de hornblenda e biotita,

além de clorita, claramente retrometamórficas e níveis de composições quartzo-feldspáticos. Ocorrem veios e mobilizados quartzo-feldspáticos, descontínuos e discordantes de espessuras centimétricas.

Figura 10 - Mapa geológico-estrutural da área do maciço Rio Apa, mostrando a disposição das principais unidades litológicas, bem como um perfil genérico interpretado a partir das informações de campo.



Fonte: Modificado de Godoi et al. (2001).

Figura 11 - Aspectos gerais dos ortognaisses do Complexo Rio Apa: **A**: Afloramento em corte na BR-267. **B**: Fotografia mesoscópica onde é possível observar discreto bandamento quartzo-feldspático e máfico, formados por biotita e hornblenda. **C**: Detalhe do ortogneisse. **D**: Aspecto comumente encontrado nos ortognaisses alterados.



Fonte: Dados da pesquisa.

Secundariamente, ocorrem corpos anfibolíticos de espessuras variáveis, também dispostos paralelamente à foliação dos gnaisses encaixantes, de granulação fina e acentuada foliação, constituídos por hornblenda e labradorita intensamente uralitizados, além de raros cristais de quartzo, minerais acessórios representados por apatita, magnetita e zircão e minerais secundários.

Observa-se, com menor expressão, uma unidade paraderivada constituída por biotita gnaisses, muscovita-biotita gnaisses (Figura 12), xistos quartzosos, além de localmente corpos anfibolíticos de espessuras variáveis e que se encontram intercalados tectonicamente a unidade ortoderivada. Esta sequência foi interpretada como remanescentes de um cinturão metamórfico formado sobre a crosta siálica pré-existente.

Figura 12 - Rochas metassedimentares intercaladas aos ortognaisses do Complexo Apa.



Fonte: Dados da pesquisa.

3.1.2 Grupo Alto Tererê

O Grupo Alto Tererê ocorre em exposições dominando toda a área leste da Depressão do Paraguai, além de ocorrências nas áreas inundáveis da Planície Pantaneira, na forma de pequenas elevações que se destacam na paisagem. Esta unidade vulcano-sedimentar constitui o “Cinturão de Dobramento Alto Tererê” e é composta predominantemente por granada micaxistos e quartzitos micáceos (Figura 13) e raramente por biotita gnaisses finos a gnaisses comumente granatíferos.

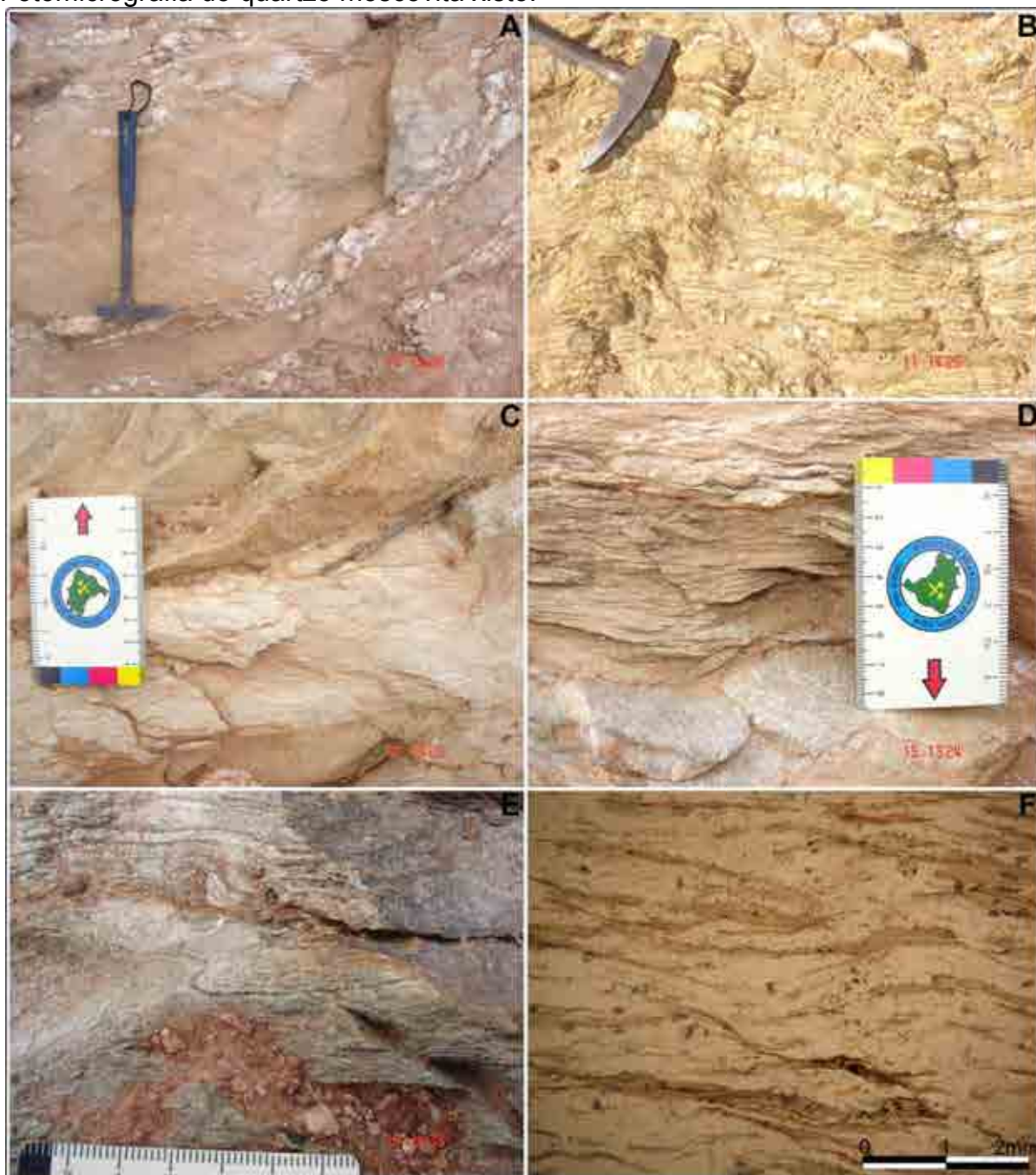
Os xistos pelíticos constituem as rochas dominantes desta unidade com variações nas porcentagens de muscovita e ou biotita, ou mesmo com a presença de ambas. Os micaxistos são frequentemente granatíferos e transicionam com teores crescentes em quartzo e feldspatos para tipos mais quartzosos ou arcoseanos (gnaiques micáceos) em fácies anfibolito baixa a xisto verde alta.

Paralelamente a esta unidade, ocorrem em menores proporções exposições de rochas metavulcânicas máficas, constituídas por anfibolitos, anfibólio xistos e clorita xistos. Esta sequência metavulcano-sedimentar apresenta-se sobreposta em grau metamórfico mais baixo que as rochas do Complexo Rio Apa.

Especificamente, as rochas metabásicas do Morro do Triunfo, de maior expressão na área, devem ser associadas às metavulcânicas máficas, e são constituídas por rochas mesocráticas, cinza escuras a negras, inequigranulares de granulação fina a média, maciças ou foliadas que variam texturalmente de metagabros a metadiabásios. São compostas por plagioclásio (labradorita-

andesina), hornblenda, biotita, feldspato potássio e quartzo, além de actinolita-tremolita e clorita e minerais acessórios comuns às rochas básicas.

Figura 13 - Principais litologias no domínio das rochas da Associação Metamórfica do Alto Tererê. **A e B**: Moscovita xisto com grande quantidade de leitos e lentes de quartzo, característica comum a estas rochas. **C e D**: Aspecto geral do xisto, que por vezes pode não apresentar um bandamento composicional/tectônico. **E**: Detalhe de afloramento onde é possível observar a foliação principal dobrada. **F**: Fotomicrografia do quartzo moscovita xisto.



Fonte: Dados da pesquisa.

As rochas da sequência metavulcano-sedimentar evidenciam transporte de massa de SE para NW a E para W, marcada por uma foliação de empurrão, que coloca quando em contato, às vezes, os litotipos do Complexo Apa sobre esta sequência, e da mesma forma, também é observada o empurrão destas rochas sobre as rochas do Grupo Amonguijá, de idade mais jovem. Nas rochas desta sequência são observadas foliações de baixo ângulo associadas ao cisalhamento e de alto ângulo, milonítico, além de paragêneses retrometamórficas. Estas feições deformacionais e metamórficas também são observadas nas rochas do Complexo Rio Apa.

3.1.3 Grupo Amonguijá

As rochas do Grupo Amonguijá constituem os litotipos do Arco Magmático Amonguijá e são caracterizadas por um conjunto plutono-vulcânico de natureza dominante ácida e formado pela Suíte Plutônica Alumiador, Sequência Magmática Serra da Alegria e Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. Estas rochas suportam as maiores elevações na área de estudo, formando as grandes serras que sustentam o acidentado relevo na porção central da área estudada.

3.1.3.1 Suíte plutônica Alumiador

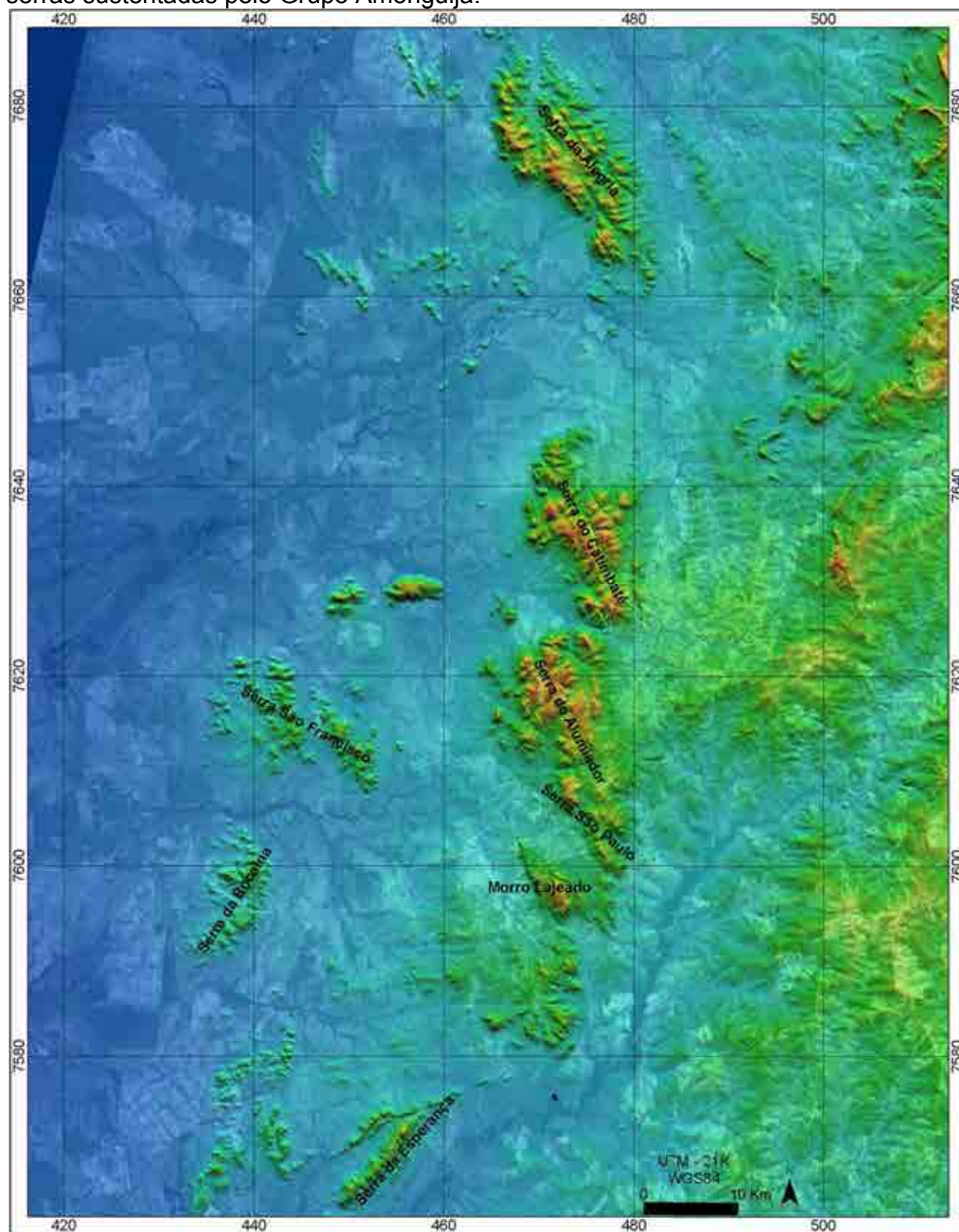
As rochas da Suíte Plutônica Alumiador são intrusivas em ortognaisses migmatíticos do Complexo Rio Apa e em rochas metassedimentares do Grupo Alto Tererê e constituem o Batólito Alumiador definido por um corpo alongado segundo à direção geral N-S, com exposição na ordem de 180 km². O batólito encontra-se seccionado por zonas de falhas transcorrentes com direção NW-SE, que determinam a sua compartimentação em quatro grandes segmentos. O segmento sul é denominado Serra da Esperança, e os centrais são caracterizados pelas serras do Alumiador e do Catimbaté (Figura 14).

A Suíte Plutônica Alumiador compreende quatro tipos petrográficos principais (Figura 15), compostos predominantemente por monzo a sienogranitos leucocráticos com variedades desde holo a localmente melagranitóides de coloração cinzenta, mas predominando a coloração rósea a vermelha.

As texturas mais frequentes observadas são as porfiríticas e inequigranulares

grossas, mas termos aplíticos e pegmatóides também são comuns cortando as demais fácies.

Figura 14 - Imagem de satélite translúcida sobre imagem de radar exibindo as serras sustentadas pelo Grupo Amonguijá.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As rochas são isotrópicas a levemente foliadas, porém às vezes estas estruturas são de difícil distinção da orientação do fluxo magmático. Esta foliação apresenta-se principalmente nas áreas marginais associadas às zonas de falhas de empurrão, responsáveis pelo cavalgamento, e inversão tectônica das unidades com transporte tectônico para WNW em direção à calha do Rio Paraguai. As estruturas dúcteis são caracterizadas por zonas miloníticas e, sobrepostas a elas, feições cataclásticas, como um processo evolutivo final da deformação, provavelmente em níveis mais rasos, restritos às zonas de cisalhamento de direção NW-SE.

A suíte é composta por quatro fácies petrográficas que se encontram detalhadas no mapa da figura 16: a mais antiga, fácies hornblenda-biotita sienomonzogranito médio, fácies biotita sienomonzogranito grosso, biotita monzogranito gráfico e fácies muscovita monzogranito. A composição mineralógica básica compreende microclínio pertítico, oligoclásio e/ou andesina, quartzo, biotita e hornblenda.

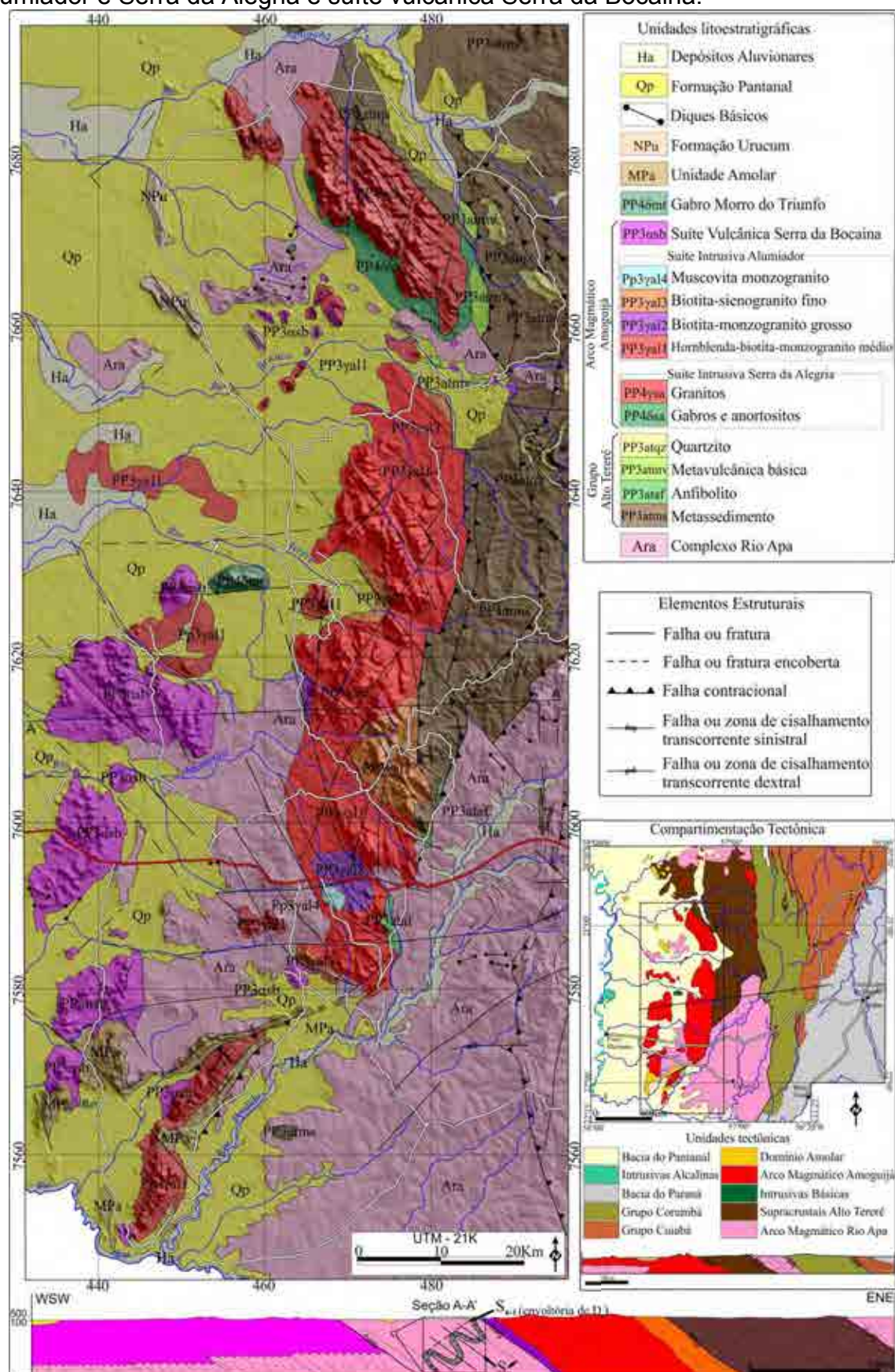
A presença de muscovita primária ocorre em uma única fácies tardia que evidencia processo de assimilação. Os minerais acessórios comuns são: titanita, zircão, rutilo, apatita, allanita e minerais opacos e os minerais de alteração são clorita, sericita, argilo-minerais, muscovita, epidoto, zoizita, calcita e minerais opacos.

A fácies hornblenda-biotita sienomonzogranito médio é a principal e amplamente distribuída no batólito apresentando texturas inequigranulares a levemente porfíricas e as maiores porcentagens de minerais máficos, sendo frequente tanto a biotita como hornblenda. Localmente, ocorrem enclaves centimétricos de composições dioríticas e granodioríticas (Figura 17).

A fácies biotita sienomonzogranito grosso (Figura 18) é porfírica de matriz grossa, e caracteriza-se pela presença de mega fenocristais de feldspatos róseos, menor porcentagem de biotita e mais raramente a presença de hornblenda e frequente ocorrência de enclaves. As maiores ocorrências, utilizadas em rochas ornamentais, são observadas próximas à fazenda Marajá.

A fácies biotita monzogranito gráfico (Figura 19) apresenta coloração vermelha, hololeucocrática, equi a fracamente inequigranular, além de dominarem feições texturais de intercrescimento gráfico e granofírico e porcentagens restritas de biotita.

Figura 15 - Mapa geológico do Grupo Amonguijá, contendo as suítes intrusivas Alumiador e Serra da Alegria e suíte vulcânica Serra da Bocaina.



Fonte: Modificado de Lacerda Filho et al. (2006).

A fácies muscovita monzogranito (Figura 20) ocorre na forma de pequenos *stocks* tardios e circunscritos inequigranulares grossos de coloração branca, composição essencialmente quartzo feldspática e presença frequente de muscovita e raramente de biotita.

Estas rochas exibem texturas gráficas, inequigranulares a porfiríticas, constituídas essencialmente por feldspatos alcalinos, plagioclásio e quartzo, tendo biotita como único máfico primário nas fácies biotita monzogranito gráfico e biotita sieno-monzogranito grosso e biotita + hornblenda na fácies hornblenda-biotita sieno-monzogranito médio.

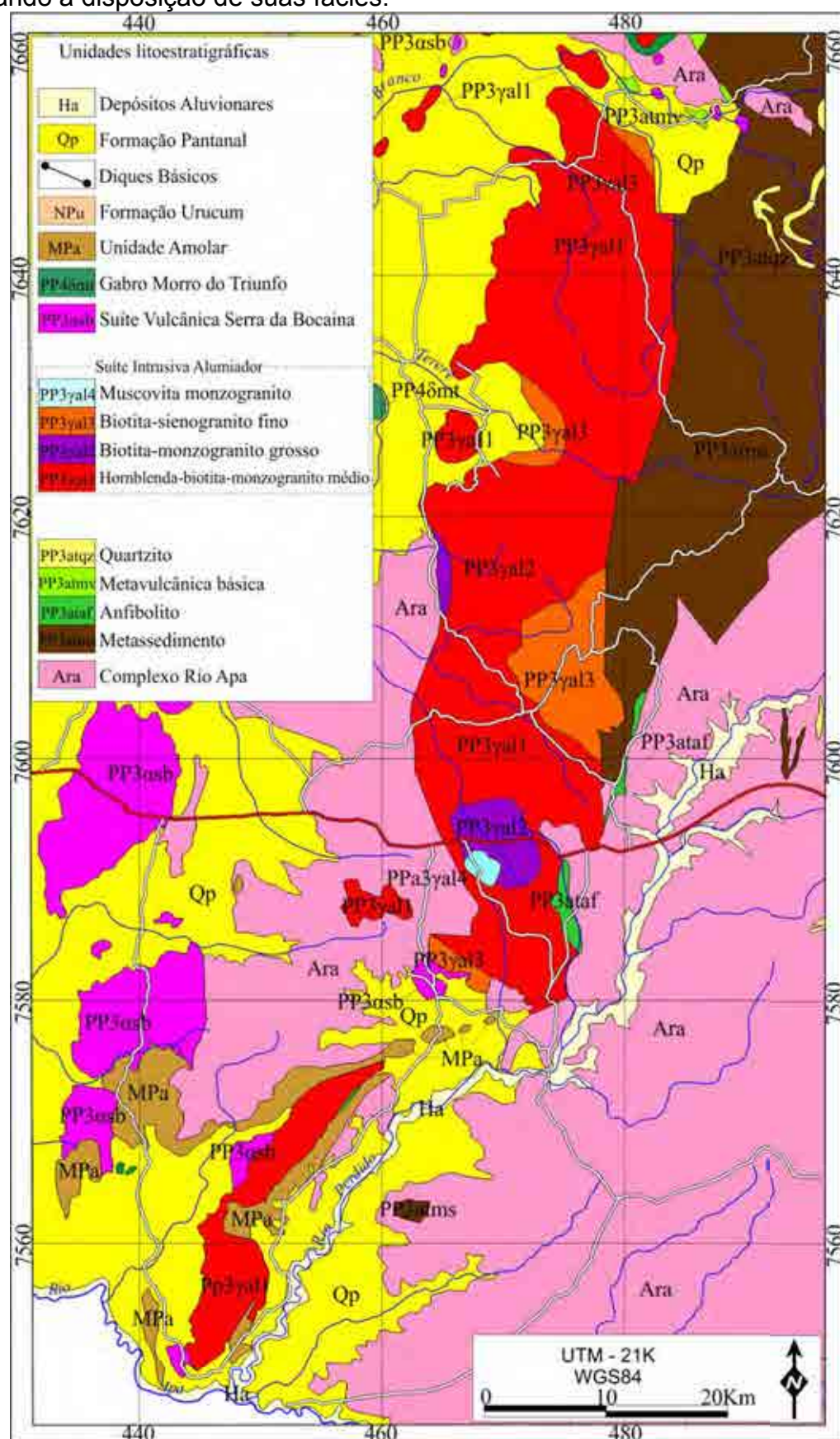
Apresentam titanita, zircão, rutilo, apatita, allanita e opacos como fases acessórias; e clorita, sericita, argilo-minerais, muscovita, epidoto, calcita e opacos como minerais de alteração. Independentemente do tipo faciológico, os litotipos estudados apresentam variação composicional restrita, sieno a monzogranítica. Os feldspatos alcalinos são caracterizados, pela presença de pertitas e oligoclásio como fase isolada.

Os feldspatos alcalinos estão representados pelo microclínio com geminação em grade, às vezes associada à *Carlsbad* e, mais raramente, pelo ortoclásio não geminado ou com macla *Carlsbad*. Ocorrem como fenocristais (3 a 10 mm) ou em cristais menores, de dimensões que variam de 0,2 a 0,6 mm.

Esses pórfiros são subédricos a anédricos, às vezes poiquilíticos, com inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e titanita e mostram-se, comumente, envolvidos por quartzo e feldspatos recristalizados.

São frequentes texturas pertíticas, onde a fase hóspede (sódica) se dispõe em filmes, fios e grãos. Intercrescimento gráfico e granofírico são observados nas rochas da Fácies Hornblenda-Biotita-Granito e dominam e caracterizam a biotita monzogranito gráfico. Uma segunda geração de microclínio livre de intercrescimento e de tamanhos menores é observada, sugerindo recristalização. Efeito de deformação rúptil pode ser detectado, localmente, pelo microfraturamento intragranular.

Figura 16. Mapa geológico com destaque às unidades da Suíte Intrusiva Alumiador, mostrando a disposição de suas fácies.



Fonte: Modificado de Lacerda Filho et al. (2006).

Figura 17 - Fotografias dos tipos mais comuns da fácies hornblenda-biotita sienomonzogranito médio. **A**: Leito do rio Tererê. **B**: Aspecto de um lajedo, que são bastante comuns à estas rochas. **C**: Também é comum afloramentos que não se encontram *in situ*, formados por blocos que geralmente rolam nas encostas. **D**: Detalhe de um enclave máfico. **E** e **F**: Aspectos texturais e composicionais desta fácies.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 18 - Fotografias das rochas da fácies biotita sieno-monzogranito grosso. **A:** Afloramento na forma de lajedos próximo da Fazenda Papagaio. **B:** Blocos encontrados em uma antiga exploração de rocha ornamental. **C:** Veios aplíticos. **D e E:** Enclaves de composição intermediária. **F:** Fácies do muscovita monzogranito associado a este conjunto.



Fonte: Dados da pesquisa.

O plagioclásio apresenta-se intercrescido com o microclínio ou constitui cristais isolados, tendo sido classificado como oligoclásio. Seus fenocristais possuem, geralmente, formas tabulares subédricas, exibindo geminação da albita ou periclina, cujas lamelas podem se apresentar deformadas.

Figura 19 - Fotografias mostrando os aspectos texturais dos litotipos da fácies biotita monzogranito gráfico. **A**: Ocorrência em corte de estrada. **B** e **C**: Forte diaclasamento das rochas. **D**, **E** e **F**: Ilustrações das rochas de granulação fina.



Fonte: Dados da pesquisa.

Comumente exibe intercrescimento mirmequítico, até mesmo quando constitui fase hospede das pertitas e, invariavelmente, apresenta-se saussuritizados, sericitizado e/ou argilizado.

O quartzo ocorre como cristais anédricos intersticiais de contatos poligonizados ou como intercrescimento de aspecto vermicular e cuneiforme no

plagioclásio e feldspato alcalino constituindo, respectivamente, texturas mirmequítica e gráfica. Exibem, comumente, efeitos de deformação e recristalização, evidenciados através de extinção ondulante, lamelas de deformação e formação de subgrãos dispondo-se em mosaico e em fitas.

Figura 20 - Fotografias da fácies muscovita monzogranito. **A, B, C e D:** Variedades de subtipos desta rochas destacando a presença de muscovitas.



Fonte: Dados da pesquisa.

A biotita é o componente máfico primário dominante de todas as fácies e ocorre sob a forma de palhetas e lamelas isoladas, anédricas a euédricas, com pleocroísmo variando de castanho-claro a marrom-esverdeado-escuro, podendo constituir agregados. Exibe, esporadicamente, estruturas do tipo *kink bands* evidenciando deformação pós-cristalização. Inclui, frequentemente, titanita, apatita e cristais de zircão, que nela desenvolve halos pleocróicos. Às vezes, encontra-se, oxidada com exsolução de minerais opacos ou também, parcialmente, transformada em muscovita ou parcial ou totalmente cloritizada.

O anfibólio é raro na fácies biotita sieno-monzogranito grosso e bastante

comum na fácies hornblenda-biotita sieno-monzogranito médio, ocorrendo em prismas subédricos a anédricos, de pleocroísmo verde-escuro a marrom, intimamente associado à biotita, epidoto e titanita, tendo sido identificado como hornblenda. Localmente, observa-se a transformação deste anfibólio em biotita, clorita e opacos.

Intensos processos de alteração hidrotermal são identificados nessas rochas, destacando-se sericitização, saussuritização, epidotização, cloritização e argilização. O epidoto ocorre em grãos anédricos, amarelo-esverdeados e incolores, associados ao plagioclásio ou dispersos na matriz.

A clorita apresenta-se em palhetas subeuédricas a anédricas de cor verde e corresponde a um produto de transformação, parcial ou total da biotita. A muscovita pode constituir até 3% de algumas amostras e ocorre frequentemente em palhetas e lamelas incolores, tendo sido caracterizada como de origem secundária, representando produto de alteração da biotita e dos feldspatos. A esses últimos, associa-se também grande quantidade de sericita, calcita e argilo-minerais.

A fácies hornblenda-biotita sieno-monzogranito médio (Figura 17F) tem como diferencial a grande quantidade de minerais máficos. Salienta-se alta quantidade de hornblenda.

Com grande predominância, têm-se tipos isotrópicos, de coloração avermelhada que é a principal fácies constituinte do Batólito Alumiador. Existem ainda, associadas a esta fácies, rochas esbranquiçadas a acinzentadas, que podem exibir intensa foliação definida pelos minerais máficos e que poderá caracterizar uma nova fácies.

Os afloramentos encontram-se dispostos principalmente ao longo dos contatos com as rochas encaixantes, na forma de blocos isolados de pequenas dimensões. O maior afloramento encontrado durante os trabalhos de campo é destas rochas e trata-se de um imenso lajedo, servindo de leito para o rio Tererê, nas proximidades da fazenda Bom Despacho. Além de rochas desta fácies, foram encontrados blocos de diversas outras rochas como anfibolitos e gabros, trazidos pelo fluxo do rio.

A fácies biotita monzogranito grosso (Figura 18) tem como característica particular a granulação grossa e a esporádica presença de hornblenda; é uma rocha isotrópica com coloração predominantemente esbranquiçada, ocorrendo, com

menos frequência, tipos de coloração vermelha, nestes ocorrem cristais pórfiros de quartzo.

Em campo notou-se que é uma rocha com pequena distribuição geográfica, ficando restrita principalmente à parte sul do maciço, mas não deixando de ocorrer afloramentos isolados em outras partes do corpo como um encontrado no extremo norte que é constituído de um lajedo servindo parcialmente de leito para o córrego Papagaio, localizado nas proximidades da Fazenda homônima.

Uma característica própria deste corpo é o aparecimento casual de enclaves máficos, de formato elíptico e composição diorítica, observados no afloramento da antiga pedreira da fazenda Marajá, onde esta rocha era explorada como material de revestimento.

O caráter porfirítico desta rocha é dado pelo aparecimento de megacristais de feldspato potássico em meio a matriz grossa. Estes fenocristais são pouco abundantes e representa, em volume, porcentagem pouco considerável na constituição da rocha. Também não possuem dimensões muito maiores que a matriz. Essa característica é observada principalmente no tipo mais avermelhado desta fácies.

No tipo avermelhado, os cristais de quartzo bem desenvolvidos e anteriormente citados possuem dimensões da ordem de 7mm, com formato preferencialmente esférico e bordas arredondadas. Estas características, aliada a presença de feldspato avermelhado, são os principais diferenciais do outro tipo cujo feldspato adquire uma coloração rósea pálida e há maior presença de minerais máficos na moda da rocha.

A fácies biotita monzogranito gráfico (Figura 19) ocorre preferencialmente nas bordas do corpo e é caracterizada principalmente pela granulação bastante fina e cor rósea a acinzentada, não deixando de existir rochas de coloração cinza.

Algumas amostras possuem fenocristais de quartzo e feldspato potássico, caracterizando uma textura porfirítica. É uma rocha isotrópica, com tênue foliação em alguns tipos encontrados nas bordas do corpo e no contato com outras rochas e/ou em zonas restritas de deformações.

O principal máfico presente é a biotita, podendo ser bastante rara em alguns tipos, de modo à rocha assemelhar-se a um alaskito aplítico, mas de modo geral é bem distribuída entre as amostras, principalmente naquelas de granulação pouco

mais grossa. Também é a biotita o principal mineral que permite que a foliação seja vista em alguns tipos, pois encontra-se bastante orientada.

A coloração desta fácies varia de acordo com a granulação. Nos tipos de granulação mais grossa, predomina coloração acinzentada, dada principalmente pela maior presença de biotita dispersa entre os feldspatos e o quartzo, enquanto que nos tipos de granulação mais fina, a coloração avermelhada é predominante pela escassez de máficos e maior presença de feldspato potássico róseo.

Também é característica desta fácies a presença de quartzo anedral de formato arredondado e equidimensionais, caracterizando a textura equigranular. No entanto é comum a presença de cristais irregulares de contatos serrilhados, dando um aspecto cataclástico à rocha, sendo esta feição marcante no tipo em que a biotita marca a tênue foliação. Nesta rocha, ao microscópio, observa-se a presença de cristais de feldspato e até mesmo quartzo milonitizado, orientados segundo uma direção preferencial.

No tipo mais fino desta fácies foi encontrada pequena quantidade de granada; também sendo comum, em todas as rochas desta fácies, a presença de moscovita, provavelmente derivada da biotita, já que por vezes ocorre associada e alguns cristais de moscovita mostram bordas de biotita alterada.

3.1.3.2 Suíte magmática Serra da Alegria

O segmento norte do Grupo Amonguijá, denominado de Serra da Alegria, constitui-se na principal elevação (Figura 21) exposta dentro dos sedimentos quaternários da Bacia do Pantanal e ocorre orientado segundo a direção NW.

Sua ocorrência é marcada no contato oeste, por um relevo escarpado, definido pelos contrafortes erosivos da Serra da Alegria, consequente reativação dos falhamentos de direção NW, enquanto o contato leste encontra-se com relevo menos íngreme e parcialmente coberto pelos sedimentos da Bacia do Pantanal, que gradam em direção da serrania principal (Figura 22).

Quanto à segmentação espacial apresentada pelas rochas da Suíte Alumiador, o segmento norte (Serra da Alegria) apresenta uma evolução distinta e independente em razão das diferenças de composições, texturas e evoluções, além da ausência de correlações de campo, mas constituindo em um evento magmático

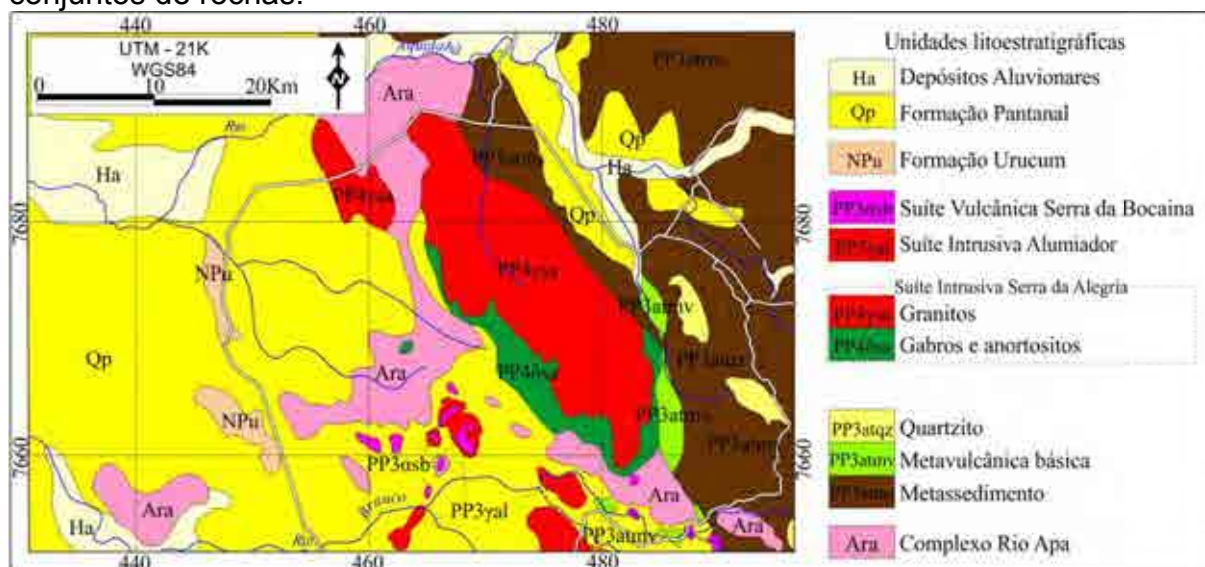
contemporâneo os demais segmentos do batólito.

Figura 21 - Relevo escarpado da Serra da Alegria.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 22 - Mapa geológico mostrando a Suíte Intrusiva Serra da Alegria com seus conjuntos de rochas.



Fonte: Modificado de Lacerda Filho et al. (2006).

A evolução do magmatismo da Serra da Alegria é representada por duas séries magmáticas contemporâneas, mas independentes e envolvidas em processos de misturas magmáticas e fortes contaminações crustais.

Uma série é definida pelas intrusões plutônicas de rochas diferenciadas cumuláticas de composição básica-ultrabásica, ocorrendo principalmente dispostas lateralmente ao conjunto ácido, no contato oeste nas áreas marginais externas e sopés da serra e localmente em áreas internas e, a outra, diferenciada de composição intermediária-ácida ocorrendo principalmente as áreas centrais mais íngremes da serra e no contato leste da serra.

Nas porções dos sopés das escarpas da serra, principalmente na parte oeste e sul ocorrem extensos afloramentos na forma de paredões e grandes matacões de rochas da sequência básica, além de blocos rolados menores de rochas graníticas microporfíricas a faneríticas finas das partes mais íngremes da serra. Estas intrusões afloram entre o contato das rochas encaixantes do Complexo Rio Apa e do Grupo Alto Tererê e o conjunto ácido dominante do batólito.

A sequência gabro-anortosítica da Serra da Alegria constitui um corpo cumulático de caráter estratiforme, gerado inicialmente por diferenciação magmática durante a ascensão de magmas do manto superior.

O magma de composição gabróide é alojado em uma câmara magmática em níveis crustais mais rasos e é seguido por processos de cristalização fracionada por segregação gravítica, resultando da flutuação dos plagioclásios e segregação de cumulos ferromagnesianos, permitindo assim a geração de grande variedade de litotipos distintos.

A parte inferior exposta da intrusão é constituída por mela gabros a raros piroxenitos, que gradam por fracionamento de plagioclásios para transições composicionais de leuco gabros, quartzo-gabros e gabros e para anortositos no topo da escarpa.

Associada às rochas gabróides menos diferenciadas da base é frequente a ocorrência de bolsões de mela pegmatitos básicos, enquanto para o topo mais diferenciado são mais frequentes leuco pegmatitos básicos.

Veios residuais centimétricos enriquecidos principalmente em plagioclásio e segregações dos minerais máficos são comuns, além de ocorrer localmente veios aplíticos de composição quartzo-feldspática, resultando em diferenciados finais a partir do enriquecimento residual em quartzo e feldspatos. Os contatos das rochas ocorrem de forma abrupta ou contínua por transições composicionais.

As rochas são inequigranulares grossas e isotrópicas constituídas por gabros (Figura 23A) que gradam em direção ao topo para variedades leucocráticas de gabros e quartzo gabros (Figura 23B), ou gradam na base para rochas melanocráticas de granulação grossa a pegmatóides (Figuras 23C e D).

Variedades de rochas gabróides, apresentando-se enriquecidas em magnetita e são comuns na parte basal da sequência gabróide, e podem ocorrer sob a forma disseminada (Figuras 23E e F) ou constituindo feições de acamamento e/ou

bandamento, podendo atingir até as porcentagens com valores acima de 30 % de magnetita.

A magnetita nessas rochas possui forma eudral (Figura 24) e ocorre, comumente, associada pequenas inclusões de sulfeto, possivelmente pentlandita, denotando a possibilidade de um prospecto de níquel nesta área.

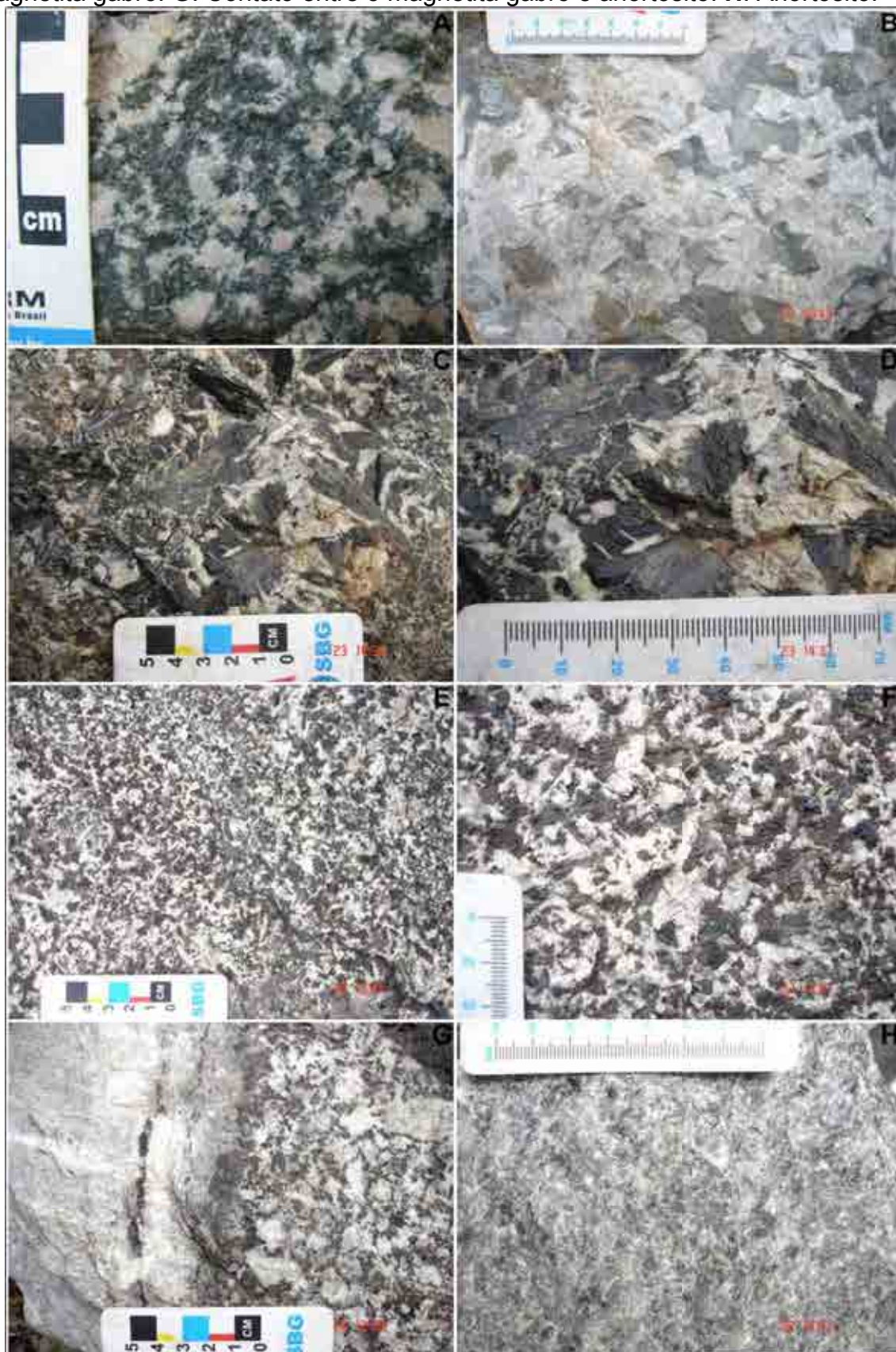
A figura 23G apresenta o contato brusco entre os magnetitas gabros e anortositos. Em razão destas rochas ortocumuláticas apresentarem enriquecimento em minerais opacos e máficos, a sequência basal exposta desta sequência assume uma maior importância metalogenética.

Este conjunto diversificado de rochas básicas apresenta uma grande variação nas porcentagens dos seus minerais, mas sendo composta principalmente por plagioclásios (andesina/labradorita) e, comumente, apresentando forte alteração por filossilicatos incolores (sericita) e epidoto/clinozoizita, clinopiroxênio (augita/diopsídio) como agregados reliquias parcialmente uralitizados e pseudomorfos de clino a ortopiroxênio constituindo massa de agregados de filossilicatos microcristalinos verdes (biotita, clorita e actinolita), hornblenda alterando-se para calcita, epidoto, clinozoizita, biotita, clorita e actinolita e restos de olivinas serpentinizadas.

Ocorrem raros cristais de quartzos intersticiais e feldspatos alcalinos, minerais acessórios como apatita, titanita, rutilo e zircão, minerais opacos, magnetitas primárias distribuídas sob a forma de cristais anedrais a subedrais e secundárias frequentemente esqueletiformes dispersos na rocha resultante da alteração dos piroxênios e raros cristais de ilmenita.

Os anortositos são rochas isotrópicas e leucocráticas brancas a cinzas e estão presentes principalmente na forma homogênea e equigranular de granulações média a grossa (Figura 23H), heterogênea e inequigranulares a pegmatóides e bandada ou acamada, quando presente, leves acamamentos/bandeamentos magmáticos definidos por concentrações de minerais opacos e máficos. Estas rochas apresentam-se recortadas por veios de espessuras milimétricas de quartzo, epidoto e clorita de cores esbranquiçadas em fraturas de várias direções.

Figura 23 - Fotografias dos principais tipos petrográficos da Sequência Magmática da Serra da Alegria. **A:** Gabro. **B:** Leuco gabro. **C e D:** pegmatito gábrico. **E e F:** Magnetita gabro. **G:** Contato entre o magnetita gabro e anortosito. **H:** Anortosito.



Fonte: Dados da pesquisa.

A mineralogia principal é constituída por andesina/labradorita (>90%) intensamente alterada para filossilicatos incolores, epidoto e clinozoizita e raros pseudomorfos de piroxênios e olivinas constituindo massa de agregados de actinolita, clorita, serpentina e minerais opacos. Os minerais acessórios presentes são constituídos por apatita, titanita, rutilo, magnetita e minerais opacos.

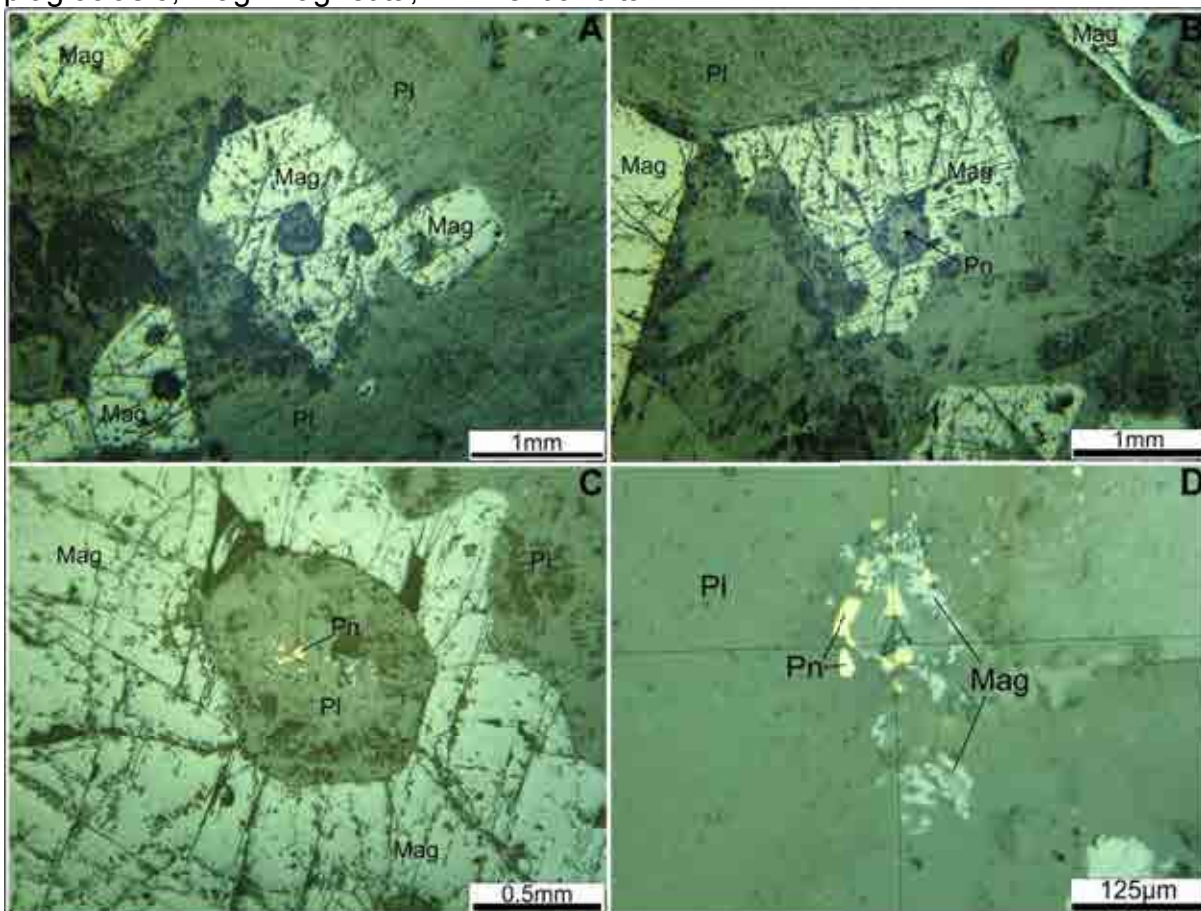
As rochas da sequência magmática de composição intermediária-ácida da Serra da Alegria ocorrem principalmente sob a forma de blocos e matacões, e afloram nas altitudes mais elevadas e de relevo intensamente acidentado da serra. Nestas áreas da serra encontram-se preservados os retiros das matas nativas das fazendas de agropecuária, na parte oeste, da fazenda Regina e na parte leste, da fazenda Santa Otília, o que dificulta a circulação na parte central da serra.

Na parte central do corpo, o conjunto magmático principal é caracterizado pelas intrusões circulares menores (Figura 25) de composição ácida atribuída a episódios magmáticos sincrônicos e repetitivos na acresção da área do batólito constituídos por microgranitos, sendo que parte destas intrusões encontra-se em menores proporções, parcialmente circundadas por rochas subvulcânicas básicas na forma de pequenos corpos, posicionados na base dos picos mais elevados de composição ácida. A fase magmática ácida é constituída por fácies aplíticas e pegmatíticas intrusivas.

Nestas intrusões é comum a ocorrência de subtipos anortosíticos (Figura 26A) diabásios, mesocráticos, de cor cinza a negra, maciços, equigranulares de granulação fina a média (Figura 26B) e ocorrendo, às vezes, feições porfiríticas e a presença de diversos subtipos de leuco diabásios equigranulares a porfiríticos (Figura 26C), resultantes da intensidade no processo de diferenciação magmática. Notam-se associados feições pegmatíticas e veios residuais finos de composição básica como ácida.

Na área central da serra dominam os diferenciados intermediários-ácidos que são constituídos por sienos a monzogranitos a raramente composições granodioríticas, vermelhos, hololeucocráticos, equi a inequigranulares de granulações fina a média e média a grossa, localmente microporfiríticos, granofíricos e isotrópicos (Figuras 26D e E) e que gradam para as rochas intermediárias, menos diferenciadas e constituídas por quartzo monzonitos, quartzo sienitos e quartzo monzodioritos de coloração vermelha.

Figura 24 - Fotografias de seção polida (luz refletida) de gabros com magnetita. Pl. plagioclásio; Mag. magnetita; Pn. Pentlandita.



Fonte: Dados da pesquisa.

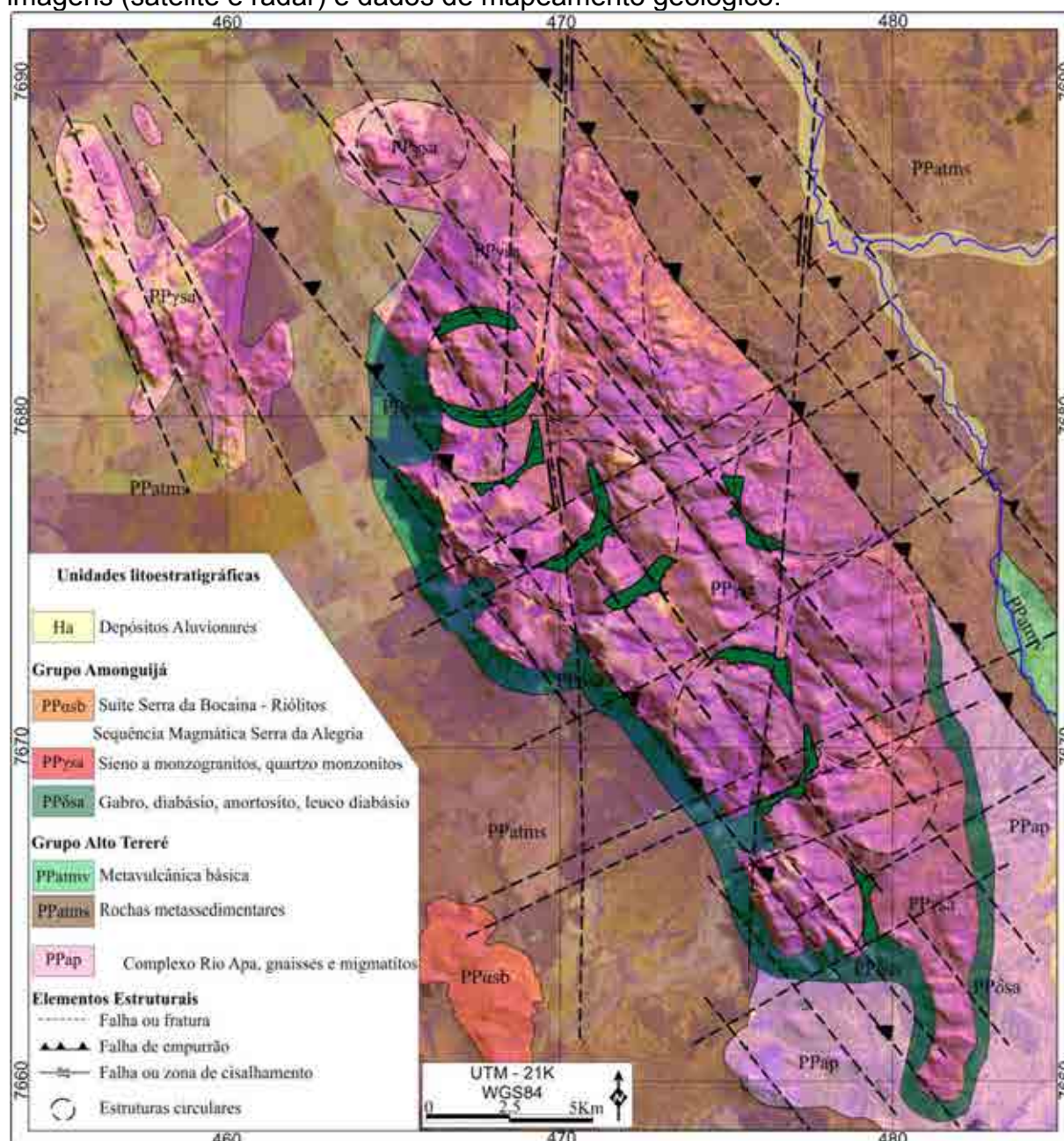
Estas variedades litológicas intermediárias também estão preservadas na forma de enclaves de composição quartzo monzodioríticas disseminadas no conjunto ácido.

Os monzogranitos de granulações finas são geralmente mais ácidos, diferenciados e granofíricos e apresentam uma tendência localmente a composições sienograníticas. O conjunto intermediário-ácido apresenta distinção petrográfica das suas rochas, quanto a porcentagens de minerais essenciais presentes sendo compostas por microclínio comumente pertítico com formas subedrais de hábito tabular, porém dominando as formas com bordas corroídas e ovaladas. O oligoclásio ocorre como grãos subédricos, parcialmente alterados, moderadamente zonados com núcleos saussuritizados. As texturas granofíricas são frequentes e variam de intensidades nas diversas rochas.

Parte dos cristais de quartzo apresenta-se frequentemente com feições de corrosão das suas bordas gerando arredondamento dos grãos. O mineral máfico é

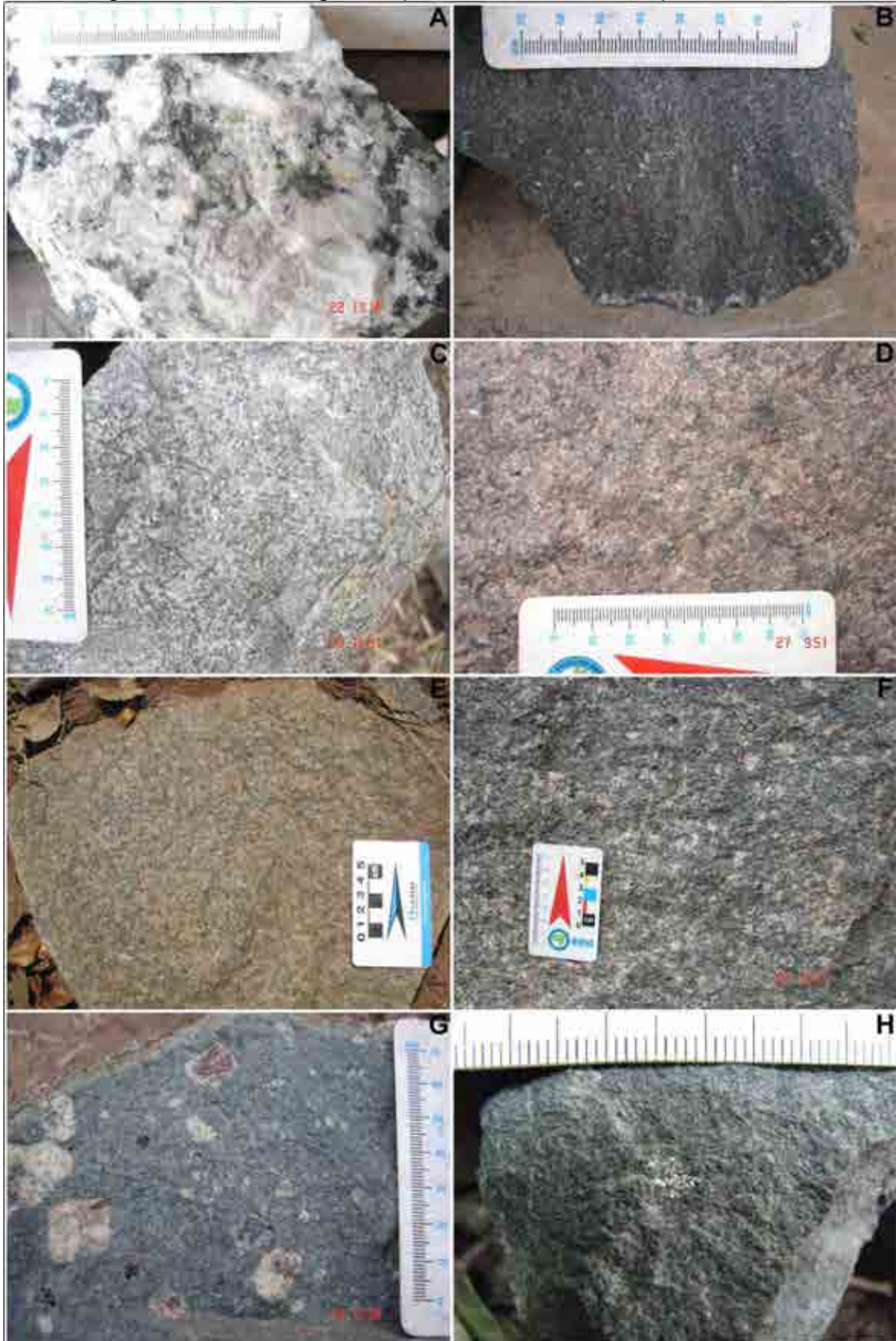
raro e é constituído por biotita sob a forma de finas placas subedrais, ou apresentam-se aglutinadas, alterando-se comumente para clorita, além da ocorrência localmente de pseudomorfos de hornblenda reliquiares transformadas em cloritas. Os minerais acessórios comuns são zircão, titanita, allanita e apatita e minerais opacos.

Figura 25 - Mapa geológico da Serra da Alegria obtido a partir de interpretação de imagens (satélite e radar) e dados de mapeamento geológico.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 26 - Litotipos existentes nos domínios da Serra da Alegria. **A:** Anortosito. **B:** Diabásio. **C:** Leuco diabásio. **D e E:** Monzogranitos de granulação fina a média. **F:** Mela monzogranito. **G:** Monzogranito porfirítico. **H:** Diabásio portador de sulfeto.



Fonte: Dados da pesquisa.

A oeste, nas imediações da serra da Alegria e proximidades das maiores ocorrências das rochas da sequência de rochas básicas-ultrabásica ocorrem intrusões ácidas, que pelas suas composições mais enriquecidas em minerais máficos e texturas reforçam a hipótese do envolvimento de processos de misturas e contaminações magmáticas.

Estes corpos constituem variedades composicionais e texturais inequigranulares a levemente porfíricos de matriz grossa de mela monzogranitos geralmente mais enriquecidas em minerais máficos (Figura 26F) e de variedades texturais composicionais e porfíricas de matriz fina de monzogranitos podendo apresentar localmente com fenocristais de feldspato potássio ovalados e manteados constituindo localmente texturas do tipo *rapakivi* (Figura 26G), sejam elas bem definidas, homogêneas em todo o contorno ou irregulares e descontínuas.

Nestas variedades, os cristais de quartzo apresentam-se em duas frações, uma, frequentemente com feições de corrosão das suas bordas e arredondamentos dos grãos, definindo o quartzo globular, e na outra parte a forma anedral intersticial.

O conjunto central deste magmatismo apresenta características texturais de rochas subvulcânicas ácidas e básicas, e corroboram para que estes episódios magmáticos constituam uma fase final do magmatismo da Serra da Alegria e do Batólito Alumiador, instalando-se em níveis crustais mais rasos e em condições de maior estabilidade crustal.

Observa-se neste conjunto litológico uma fraca anisotropia associada a um processo de hidratação intensa das mineralogias, a partir de processos de uralitização, sericitização, saussuritização e cloritização, definindo paragêneses metaígneas estáveis para a fácies xisto verde, resultantes do processo metamórfico regional superimposto, de idade neoproterozoica.

3.1.3.3 Suíte vulcânica Serra da Bocaina

A Suíte Vulcânica Serra da Bocaina ocorre em uma faixa com direção aproximadamente N-S, distribuída com cerca de 50km de comprimento e largura inferiores a 7km e marcada por três segmentos principais que sustentam as principais serras desta área, a oeste da ocorrência da Suíte Plutônica Alumiador (Figura 27), também de mesma disposição.

Esta suíte está disposta em três segmentos principais paralelos à disposição

das rochas plutônicas (Figura 27): o seguimento norte, denominado de Serra de São Francisco, e o segmento central, de maior expressão é denominado de Serra da Bocaina e, que se estende para o segmento sul, também com a mesma designação, aproximando-se das ocorrências da suíte plutônica na Serra da Esperança nas proximidades do Rio Apa, na fronteira com o Paraguai. Ocorrências menos expressivas e localizadas também são observadas pelo relevo destacado em relação aos sedimentos da Bacia Sedimentar do Pantanal.

As rochas encontram-se principalmente assentadas discordantemente sobre as rochas do Complexo Rio Apa e estas exposições apresentam-se circundadas pelos sedimentos da Bacia Sedimentar do Pantanal, visto nas ocorrências que afloram no segmento central.

Localmente, no extremo sul, observam-se contatos tectônicos nas proximidades da Serra da Esperança com rochas metassedimentares associadas ao Grupo Jacadigo ou Grupo Amolar.

No segmento norte são frequentes os contatos com as rochas do Grupo Alto Tererê e localmente exposições de expressivos riólitos no sopé das ocorrências das rochas metabásicas do Morro do Triunfo.

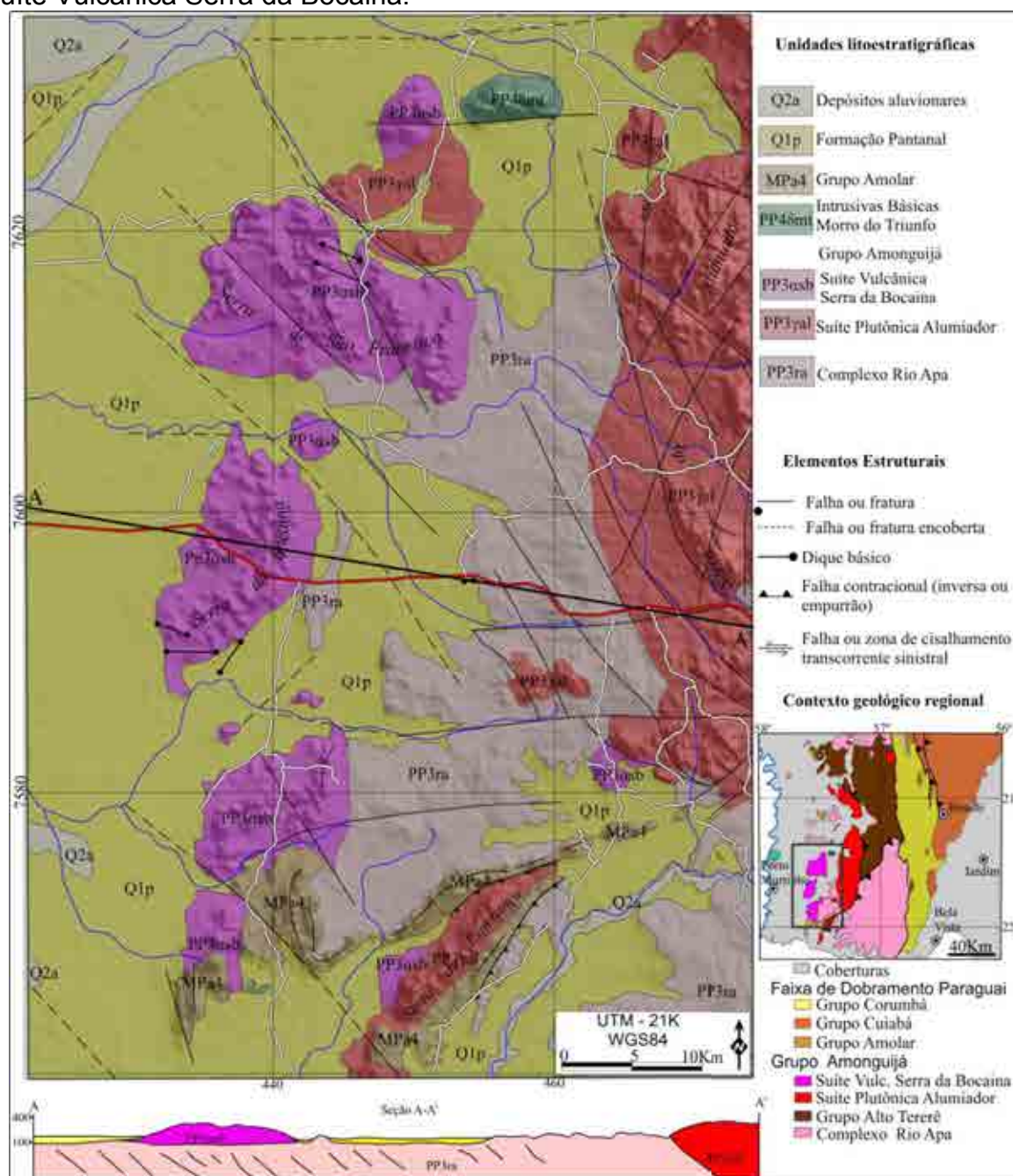
A Suíte Vulcânica Serra da Bocaina é constituída por uma diversidade composicional e textural de rochas subvulcânicas (riólitos e microgranitos), vulcânicas (riólitos porfíricos e fluxos de lava), e vulcanoclásticas ácidas que constituem os termos mais representativos.

Essa sequência magmática é composta por termos de composição álcali-riólitos a riólitos, incluindo em menores proporções riodacitos, andesitos e dacitos.

As rochas subvulcânicas são observadas em menores proporções e, principalmente, na forma de diques intrusivos nas demais sequências desta suíte e são representadas por riólitos a microgranitos granofíricos e microporfíricos, com feições texturais e composicionais semelhantes às vulcânicas.

As rochas vulcânicas encontram-se dispostas em camadas e suas rochas apresentam texturas afaníticas e porfíricas, microporfíricas e vitrofírica e estruturas maciças, mas podendo ocorrer frequentemente estruturas primárias como evidências de fluxo e acamamento magmático e bombas vulcânicas imersas em matriz afanítica orientada.

Figura 27 - Mapa geológico com destaque às principais ocorrências das rochas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina.



Fonte: Modificado de Godoi et al. (2001).

Os riólitos são os litotipos composicionais dominantes e apresentam ocorrência expressiva na Serra de São Francisco. São afaníticos, mas apresentam-se normalmente microporfíricos com fenocristais envolvidos em uma matriz fina a densa (Figura 28A), podendo ocorrer domínios com texturas esferulíticas, de desgaseificação, e às vezes, granofírica e vitrofírica.

Os riodacitos apresentam coloração marrom a rósea, textura porfírica com

fenocristais de feldspato potássio, quartzo e plagioclásio imerso em uma matriz fina de composição quartzo feldspática e ocorrendo raramente hornblenda e biotita cloritizadas, minerais de alteração como epidoto, calcita e sericita, minerais opacos e minerais acessórios como titanita e zircão.

Os dacitos são de cor cinza rosada escura, com matriz afanítica quartzo-feldspática e texturas porfiríticas (Figura 28B) com predomínio de fenocristais de plagioclásio e quartzo, mas o feldspato potássio é observado. Os minerais máficos presentes são caracterizados por raras biotitas, hornblenda e clorita, além de minerais de alteração e acessórios comuns.

As rochas vulcanoclásticas constituem o tipo dominante da Serra da Bocaina e ocorrem constituindo intercalações com a sequência vulcânica. Os depósitos vulcanoclásticos de menores expressões são constituídos por partículas autoclásticas, originando as porções de brechas magmáticas (Figura 28C) e por partículas piroclásticas ressedimentadas.

Os grandes depósitos vulcanoclásticos são constituídos por partículas piroclásticas, compostas geralmente por fragmentos juvenis ou vitroclastos, resultado diretamente da proveniência magmática e apresentando inúmeras variedades litológicas resultantes do grau de cristalização das texturas vulcânicas e dos materiais vesiculares apresentados pelos litotipos.

As partículas piroclásticas são caracterizadas por variedades texturais de riólitos e púmices, fragmentos líticos ou litoclástos que constituem os fragmentos densos, dominando os litoclastos do tipo essencial, imersos em matriz tufácea (Figura 28D). Secundariamente dominam os litoclastos do tipo acessório, constituídos esporadicamente por variedades de gnaisses, rochas metassedimentares do embasamento (Figura 28F) e fragmentos de cristais ou cristaloclastos constituídos principalmente por quartzo (Figura 28G), feldspato potássio, plagioclásio e biotita.

As rochas apresentam-se geralmente definidas pela disposição de piroclastos em matriz tufácea, apresentando textura afanítica de granulometria fina a amorfa, onde se pode distinguir quartzo, feldspato, clorita, sericita, micrólitos de carbonato, esferulitos esparsos e vidro vulcânico reliquiar, além de constantemente orientações de fluxo magmático ou deformacional.

As partículas piroclásticas apresentam dimensões variáveis entre cinza

(<2mm) (Figura 29A), lapilli (2 a 64 mm) (Figura 29C), bomba (> 64 mm e formas arredondadas) (Figuras 29B, C, D, E e H) e bloco (> 64 mm e formas angulosas) com ocorrência pouco expressiva. Os depósitos piroclásticos podem ser classificados como do tipo polimítico constituídos por mais de um tipo de rocha e do tipo polimodal composto pela combinação de vários tamanhos granulométricos. São representados em menores proporções por brechas piroclásticas com domínio dos blocos angulosos a semi angulosos (Figura 29G), mas predominando os aglomerados caracterizados pelo predomínio de bombas arredondadas (Figura 29B e H). As feições estruturais mais comuns são de fluxo magmático (Figura 29H) e as deformacionais restringem-se a uma deformação dúctil regional e por pequenas zonas em que se expressa uma foliação milonítica (Figura 28H) de direção principal NW-SE, além de um forte diaclasamento.

Tufos e lapilitos ou mesmo conjugados com diversos tamanhos granulométricos constituindo tufos de cinza e de lapilli são comuns, e localmente ignimbritos definidos pela orientação de clastos ou de púmices, compactadas e definindo uma superfície planar e/ou sinuosa, os *fiammes*, representando a direção da deformação. Estes depósitos contêm geralmente vitroclastos, litoclastos e cristaloclastos que constituem o termo dominante, além de púmice (Figura 29F), *fiammes*, fragmentos vítreos altamente compactados desenvolvendo texturas eutaxíticas (planares) (Figuras 29A, F e G), *shards* constituindo lascas de vidro vulcânico e esferulitos e diversificadas estruturas ligadas à desgaseificação.

A Suíte Vulcânica Serra da Bocaina é constituída por rochas subvulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas, sendo que os termos composicionais de maior expressão encontram-se representados álcali-riólitos a riólitos.

Em menores proporções ocorrem riodacitos, dacitos e andesitos, predominantemente microporfiríticos a porfiríticos e identificados por apresentarem colorações róseas claras a cinza e pelo incremento na porcentagem de plagioclásio em relação ao feldspato potássio e de máficos (hornblenda e biotitas cloritizadas). Os minerais acessórios como a titanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos, além de minerais de alteração como epidoto, calcita, clorita e sericita, são comuns.

Figura 28 - Fotografias dos principais tipos petrográficos da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. **A:** Riólito porfirítico. **B:** Dacito porfirítico. **C:** Brecha magmática. **D:** Rocha vulcanoclástica com domínio da fração de cinza e litoclastos de riólitos. **E:** Rocha vulcanoclástica. **F:** Rocha vulcanoclástica com litoclastos de rochas metassedimentares. **G:** Rocha vulcanoclástica com litoclasto de riólito e cristaloclasto de quartzo. **H:** Rocha vulcanoclástica com foliação tectônica.



Fonte: Dados da pesquisa.

Os riólitos são os litotipos composicionais dominantes apresentam coloração rósea a vermelha, isótipos a anisotrópicos, afaníticos, subfanerítico com variedades porfiríticas, microporfiríticas e vitrofíricas e às vezes granofíricas (Figura 30). Os microfenocristais possuem dimensões geralmente entre 1,2 a 8mm e apresentam porcentagens geralmente inferiores a 10%, euédricos a subeuédricos de microclínio (Figura 30C) e oligoclásio e quartzo bipiramidal, como também, são encontrados estes fenocristais apresentando formas arredondadas com feições de corrosão magmática.

Encontram-se inseridos em uma matriz de granulação fina a densa e/ou parcialmente vítrea, essencialmente de composição quartzo feldspática, além de rara biotita parcialmente cloritizada, sericita, calcita e epidoto, minerais opacos e minerais acessórios como titanita, zircão e apatita.

Os fenocristais de feldspato potássio e/ou de plagioclásio (Figura 30C e D), em razão dos seus tamanhos e sua porcentagens, identificam as diversas variedades texturais. Localmente são identificados os riólito pórfiros riólitos apresentando quantidades acentuadas de fenocristais. Os arranjos glomeroporfiríticos (glomérulos) também são identificados e constituídos principalmente por plagioclásios (Figura 30E). Nas rochas vulcanoclásticas são comuns os litoclastos, cristaloclastos e vitroclastos dispostos em uma matriz tufácea realçada por filossilicatos orientados (Figura 30F), onde se pode distinguir quartzo, feldspato, clorita, raras biotitas, sericita, micrólitos de carbonato, esferulitos e axiolitos esparsos, vidro vulcânico reliquiar, litoclastos e púmice.

A púmice apresenta-se de forma arredondada a elipsoidal, recristalizada, de difícil distinção e sua mineralogia por apresentar-se com granulometria muito fina, mas é possível o reconhecimento de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e material vesicular preenchido por minerais secundários. Os litoclastos são frequentes e apresentam formas arredondadas a ovaladas, mas podem apresentar-se alongados a achatados quando moldados pela orientação deformacional.

São constituídos predominantemente por variedades composicionais e texturais das rochas vulcânicas em que dominam os termos composicionais riolíticos, e secundariamente de composição das rochas encaixantes, além de frequentes litoclastos onde se observa processo de desvitrificação (Figura 30H a L).

Figura 29 - Fotografias dos principais tipos petrográficos da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. **A:** rocha vulcanoclástica com domínio da fração da matriz tufácea; **B:** rocha vulcanoclástica com domínio da fração de lapilli. **C, D e E:** rochas vulcanoclásticas com domínio da fração de bombas de riólitos. **F:** púmices. **G:** rocha vulcanoclástica exemplificando fiammes de quartzo. **H:** rocha vulcanoclástica com orientações de deformação.



Fonte: Dados da pesquisa.

No geral observa-se nos litoclastos resultados de desvitrificação, a sua construção por texturas esferulíticas na forma de “concreções radiadas” (glóbulos) coalescentes entre si. Nas áreas internas das concreções radiadas observam-se pequenas cavidades na forma de estrelas, denominados *vugs*, registros dos processos de desgaseificação (Figura 30K e L).

São observadas estruturas amigdaloidais preenchidas, total ou parcialmente, por material vítreo, material secundário constituindo glóbulos preenchidos por carbonatos e zeólitas (Figura 31A) e por cloritas radiadas (Figura 31B), além de se apresentarem-se na forma de cavidades vazias.

As *fiammes* constituem fragmentos vítreos compactados diferenciando-se das púmices basicamente por exibirem grau de achatamento maior e uma cor mais escura, devido às modificações que acompanham o processo de soldagem e contornam os cristaloclastos (Figuras 31C e D). Os *shards* constituem lascas de vidro vulcânico e são representados por frações em forma de Y, lembrando remanescentes da junção de bolhas.

Os cristaloclastos são compostos por fragmentos de cristais e porfiroclastos de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e mais raramente por biotita. Observam – se cristaloclastos de quartzo euédricos, alguns prismáticos a subédricos hexagonais a anédricos, apresentando-se com bordas e golfos de corrosão (Figura 31F), cristaloclastos de ortoclásio e microclínio subeuédricos a anédricos, às vezes, com coroa de axiolitos ou não e de sanidina euédrica (Figura 31G), cristaloclastos euédricos de plagioclásio dentro do litoclasto (Figura 31H), glomérulos de cristaloclastos de plagioclásio (Figura 31I) e diversificados cristaloclastos de plagioclásio, apresentando geminação albita, periclíneo e combinada albita/carlsbad, intensamente saussuritizados (Figuras 31J, K e L).

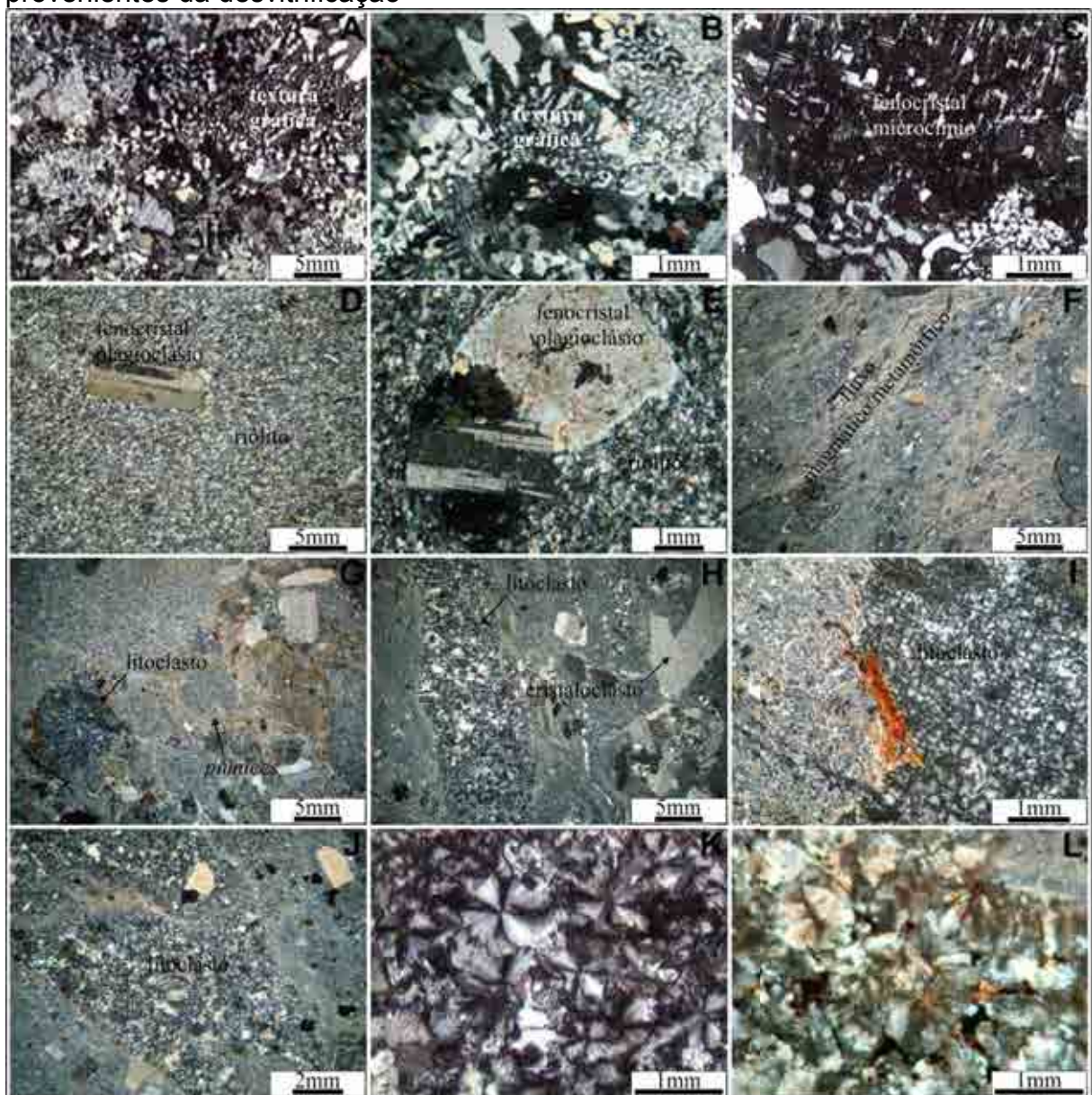
Os cristaloclastos de biotita, quando presentes, apresentam formas subeuédricas e lamelares, ocorrendo isoladamente ou mantendo uma disposição segundo a orientação de fluxo magmático.

Os vitroclastos são do tipo polimíticos, apresentam-se na forma de fragmentos, constituídos por texturas de desvitrificação, principalmente na forma de esferulitos e axiolitos de sílica e feldspato.

Os esferulitos consistem de agregados de fibras radiadas de sílica + feldspatos e, às vezes, de clorita, podendo apresentar estrutura esférica ou

achatada tipo *fan*, ocorrendo essencialmente nos litoclastos dispersos na matriz, mas podem se apresentar estratificados ou evidenciar uma orientação de fluxo magmático realçada nas bordas das bombas.

Figura 30 - Aspectos petrográficos das rochas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. **A e B:** Riólito com fenocristal de microclínio apresentando intercrescimento gráfico. **C:** Riólito com fenocristal de microclínio gráfico. **D:** Riólito com fenocristal de plagioclásio. **E:** Glomeroporfíricos de plagioclásios. **F:** Matriz tufácea com foliações de fluxo magmático e metamórfica. **G:** Matriz tufácea apresentando litoclastos e lapilli (púmices). **H, I e J:** Litoclastos formados pelo intercrescimento de sílica e feldspato alcalino. **K e L:** Detalhe dos litoclastos constituído de esferulitos provenientes da desvitrificação



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 31 - Aspectos petrográficos das rochas da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. **A:** Amígdalas com preenchimento de zeólitas. **B:** Amígdalas com preenchimento de micrólitos de clorita. **C:** Litoclasto e fiammes de quartzo. **D:** Fiammes de quartzo e orientações. **E:** Litoclasto alongado, fiammes e filossilicatos indicando a deformação. **F:** Cristaloclasto de quartzo com bordas e golfos de corrosão. **G:** Cristaloclastos de sanidina. **H:** Cristaloclastos de plagioclásios dentro do litoclasto. **I:** Glomérulos de plagioclásio dentro do litoclasto. **J, K e L:** Cristaloclastos de plagioclásio.



Fonte: Dados da pesquisa.

3.2 Faixa de Dobramentos Paraguai

3.2.1 Grupo Cuiabá

O Grupo Cuiabá corresponde a um conjunto metassedimentar, constituído essencialmente por metarenitos, metarcóseos, metadiamicritos, filitos sericíticos, metamargas, metacalcários, filitos carbonosos e formações ferruginosas, metamorfasadas na fácies xistos verde na zona da biotita (Figura 32).

Figura 32 - Afloramentos de rochas do Grupo Cuiabá constituído por ritmítos dada pela alternância de camadas micáceas e siltosas e filitos apresentando dobramento.



Fonte: Dados da pesquisa.

Do ponto de vista geotectônico, essa unidade litoestratigráfica constitui a Zona Estrutural Interna (Alvarenga, 2000) da Faixa de Dobramentos Paraguai. Ocorre numa faixa de direção N-S na região de Bonito estreitando-se para a segunda área de estudo como as rochas encaixantes das rochas granitóides brasileiras. Com respeito ao arcabouço litoestratigráfico, Luz et al. (1980) reconhecem oito subunidades do Grupo Cuiabá que, da base ao topo.

3.2.2 Grupo Corumbá

O grupo Corumbá na área é constituído pela Formação Bocaina predominantemente constituída por metacalcários e pelas formações Cerradinho e Puga constituída predominantemente por metapelitos, quartzitos e metaconglomerados, não distinta neste trabalho.

3.2.3 Grupo Jacadigo - Formação Urucum

A Formação Urucum, pertencente ao Grupo Jacadigo (Figura 33), é constituída predominantemente por uma sequência terrígena, com raras lentes de calcário intercaladas. As ocorrências restringem-se ao limite centro sul, em contato tectônico com o Complexo Rio Apa e com as rochas do Grupo Amonguijá. Na porção norte aparece como morros isolados circundados ou cobertos por sedimentos quaternários.

A unidade é caracterizada predominantemente por metarcóseos a metarcóseos conglomeráticos em geral, cinza, e por vezes esverdeados; possuem granulação fina a grossa, e constituem-se de quartzo e feldspato e pelos metarenitos são arcoseanos, em geral cinza, exibindo também cor avermelhada de alteração, e ocorrem em camadas intercaladas aos arcóseos.

As camadas de siltitos aparecem subordinadas e intercaladas aos arcóseos, com espessuras variando de centímetros a dezenas de metros. Em termos de estruturas primárias são comuns nos arcóseos a estratificação gradacional e horizontes com estratificação cruzada e plano-paralela.

As metagrauvacas, em geral exibem cor de alteração rósea e granulação fina, são compactas e pobremente estratificadas, apresentando-se recristalizadas guardando estruturas sedimentares reliquias.

Figura 33 - Afloramentos de arcóseos e metarenitos da Formação Urucum encontrados na confluência dos rios Perdidos e Apa. **A** e **B**: Constituinte as maiores e melhores ocorrências das rochas desta unidade, possuindo as camadas basculadas com atitude geral de 85/45. Estas rochas também ocorrem no leito do rio Tererê (**C**) onde as camadas possuem a mesma atitude daquelas encontradas no afloramento da foz do rio Perdido. **D**, **E** e **F**: Aspectos gerais destas rochas e algumas características peculiares a elas como a preservação de estruturas sedimentares como a estratificação cruzada mostrada em **D** e **E** que foram conservadas em meio a camadas antes planas paralelas. Comumente esta rocha mostra aspecto maciço, mas ainda exibindo uma leve estratificação como mostrado em **F**.



Fonte: Dados da pesquisa.

4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 Domínio do Bloco Rio Apa

O quadro estrutural-metamórfico identificado nas unidades litológicas pré-cambrianas encontra-se definido por cinco fases deformacionais, designadas como D_{n-1} , D_n , D_{n+1} , D_{n+2} e D_{n+3} , sendo as duas iniciais atribuídas a eventos paleo a mesoproterozoicos e as demais pelo arranjo tectônico-metamórfico superimposto da Faixa de Dobramentos Paraguai de idade neoproterozoica. Nas rochas mais antigas do Complexo Rio Apa e do Grupo Alto Tererê são distintas principalmente três fases deformacionais, sendo duas fases antigas (D_{n-1} e D_n) e deformações mais jovens, principalmente D_{n+3} .

A fase D_{n-1} reliquiar, raramente observada, caracteriza-se pela formação de dobras reclinadas marcada por uma foliação plano-axial S_{n-1} , que se encontra associada ao ápice metamórfico definindo localmente as feições migmatíticas. Esta deformação encontra-se registrada, localmente, por uma suave gnaissificação, paralela as feições acamadas migmatíticas em rochas do Complexo Rio Apa, em nível crustal mais profundo, e por uma xistosidade paralela ao bandamento composicional em fácies anfibolito baixa a média do Grupo Alto Tererê. Em ambas as unidades observam-se dobras apertadas reliquiares preservadas e contidas em S_n , apresentando para S_{n-1} direção média da envoltória de N230/40, sub-ortogonal à fase principal S_n , registrada na figura 34A para as rochas do Complexo Rio Apa e na figura 34D para as rochas do Grupo Alto Tererê.

A fase D_n define a foliação S_n , a mais penetrativa, sendo caracterizada por um forte bandamento gnáissico, a partir da reorientação das estruturas migmatíticas do Complexo Rio Apa e forte xistosidade nas rochas metassedimentares do Grupo Alto Tererê, com a formação de uma foliação plano axial, paralelizada ao bandamento composicional tectônico. São feições de baixo ângulo, localmente com maior inclinação, com atitude média de N110/40, registrada na figura 34B para os migmatitos do Complexo Rio Apa e na figura 34E para os quartzo micaxistos do Grupo Alto Tererê.

Nas rochas do Grupo Amonguijá esta foliação é menos penetrativa, evidenciada localmente, mas, às vezes, é de difícil distinção da orientação de fluxo magmático, associando, portanto o *emplacement* das rochas magmáticas como pré

D_n .

Esta é a fase principal no rearranjo tectônico paleoproterozoico, sendo responsável pelo desenho dos dobramentos inversos ou recumbentes regionais, associados às zonas de falhas de empurrão, responsável pelo cavalgamento, e inversão tectônica das unidades com transporte tectônico para WNW em direção a calha do Rio Paraguai.

A deformação de idade meso/neoproterozoica nesta região apresenta-se preservada basicamente por três fases principais, sendo que as fases D_{n+1} e D_{n+2} são encontradas com maior facilidade nas rochas da Faixa de Dobramento Paraguai, mas com certeza, pela sua similaridade direcional, se confundem com as deformações paleoproterozoicas.

A fase D_{n+1} apresenta-se com a formação de dobras invertidas a recumbentes marcadas por uma clivagem ardosiana ou xistosidade plano-axial S_{n+1} , nos flancos dos dobramentos, predominantemente paralela à subparalela a S_0 , e perpendicular a diagonal a S_0 nos ápices das dobras, com atitude média de N200/20 (Figura 34G).

A fase D_{n+2} é definida por uma clivagem ardosiana ou de crenulação S_{n+2} , com atitude média de N100/25 (Figura 34H), geralmente paralela ao bandamento composicional tectônico e presente em todas as unidades do bloco Rio Apa. Está a fase é a mais importante neste segmento, sendo responsável pelo desenho dos dobramentos regionais. O transporte tectônico da fase D_{n+2} também é para WNW, portanto o registro D_n e D_{n+2} nas rochas mais antigas é de difícil distinção.

Na parte sul do Maciço Rio Apa, envolvendo localmente um imbricamento tectônico de rochas neoproterozoicas do Grupo Jacadigo (Formação Urucum) com as rochas mais antigas do Complexo Rio Apa do Batólito Alumiador, são observados registros bem preservados desta fase D_{n+2} no Maciço Rio Apa.

A fase D_{n+3} apresenta registro em todas as sequências, caracteriza-se por um evento transcorrente/transpressivo com formação de dobras abertas do bandamento composicional tectônico (D_n e D_{n+2}), e marcada por uma fraca clivagem de crenulação, preservando as foliações anteriores, vista na figura 34C em ortognaisses do Complexo Rio Apa e na figura 34F em micaxistos do Grupo Alto Tererê, a uma forte crenulação de eixo sub-vertical, que se superpõe as demais e traço axial que evolui gradativamente e regionalmente para falhas direcionais. A feição S_{n+3} gerada pela tectônica dúctil define uma foliação milonítica vertical intensa

definindo as zonas de cisalhamento, que nos metassedimentos de baixo grau metamórfico obliteram as demais feições e constitui os filonitos (Figura 34I).

Figura 34 - Fotografias de afloramentos dos principais tipos litológicos e as fases de dobramentos da região do Rio Apa. **A e D:** Dobramento D_n apresentando para S_{n-1} direção média da envoltória de N230/40. **B e E:** Dobramento D_n apresentando direção média de S_n de N110/40. **G:** Dobramento D_{n+1} com xistosidade plano-axial S_{n+1} com atitude média de N200/20. **H:** Dobramento D_{n+2} com uma clivagem ardosiária ou de crenulação S_{n+2} , com atitude média de N100/25. **C e F:** Dobramento D_{n+3} marcada por uma fraca clivagem de crenulação S_{n+3} ou intensa foliação, definindo filonitos (I).



Fonte: Dados da pesquisa.

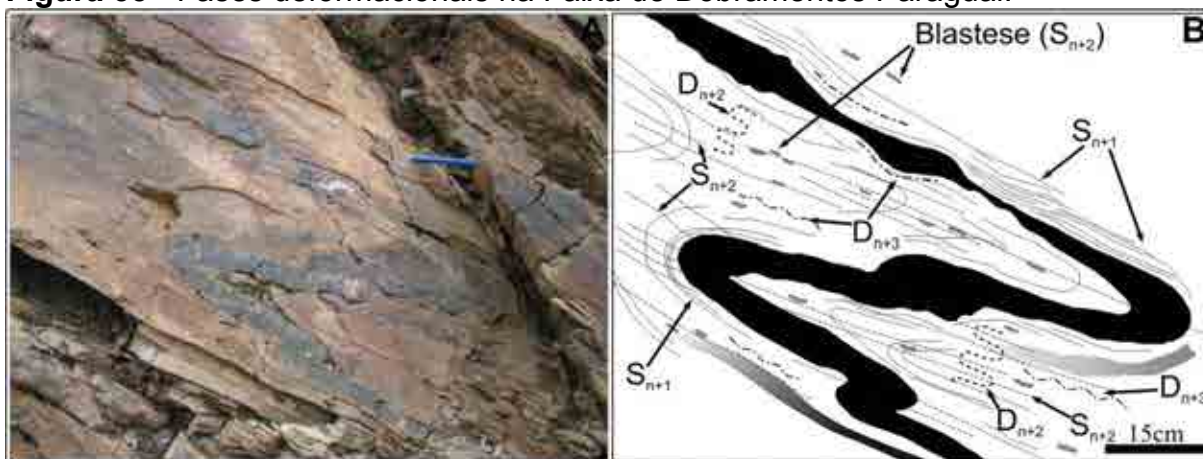
Distanciando das zonas de cisalhamento, esta fase assume um caráter regional dúctil, gerando ondulações suaves a abertas, com a mesma orientação e com desenvolvimento de uma tênue foliação sub-vertical N5/70. As associações minerais de D_{n+3} indicam condições de fácies xisto-verde baixa de caráter retrometamórfico, além de contribuição hidrotermais. As zonas de cisalhamento contribuem fortemente no controle atual da estruturação das suítes magmáticas alongadas segundo N-S, além de zonas secundárias de direção NE e NW, que

registram uma tectônica definida por falhas tardias.

4.2 Domínio da Faixa Paraguai

O quadro estrutural-metamórfico identificado nas rochas epimetamórficas do Grupo Cuiabá apresenta uma evolução estrutural do tipo polifásica, evidenciada pelo registro de três fases deformacionais D_{n+1} , D_{n+2} e D_{n+3} (Figura 35), associadas aos eventos metamórficos M_{n+1} , M_{n+2} e M_{n+3} .

Figura 35 - Fases deformacionais na Faixa de Dobramentos Paraguai.



Fonte: Dados da pesquisa.

As estruturas primárias, devido aos intensos processos de transposição das foliações (S_{n+1} e S_{n+2}) e deformação milonítica, associadas à deformação de alto ângulo (S_{n+3}), a sua manutenção ocorre de forma escassa, predominando somente o acamamento gradacional reliquiar (S_0) nas áreas menos deformadas, passando a um bandamento tectônico nas regiões da zona de cisalhamento.

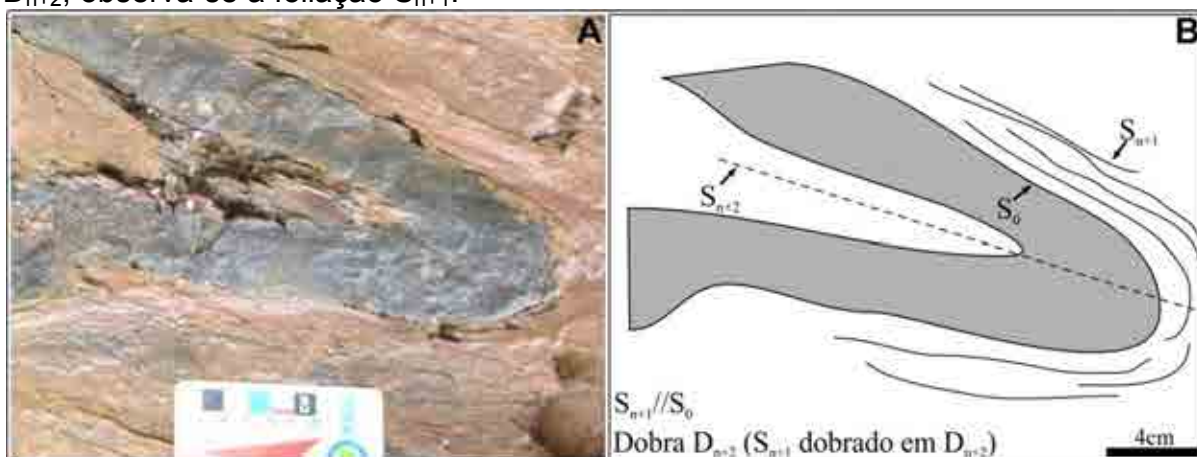
As deformações progressivas tangenciais D_{n+1} e D_{n+2} encontram-se associadas ao início do processo colisional, com formação de dobras isoclinais a recumbentes com foliação plano-axial S_{n+1} paralela a subparalela a S_0 , de atitude N330/70 e transporte provável para SE (Figura 36).

A fase D_{n+2} é definida por redobramentos assimétricos gerando uma clivagem ardosiana ou de crenulação S_{n+2} , com atitude média de N260/30, com mergulhos podendo variar de baixo a médio no segmento sul da Faixa Paraguai (MS). Constitui a fase mais importante no rearranjo tectônico, sendo responsável pelo desenho das dobras regionais, que invariavelmente são inversas ou recumbentes e associam-se

às zonas de cavalgamento.

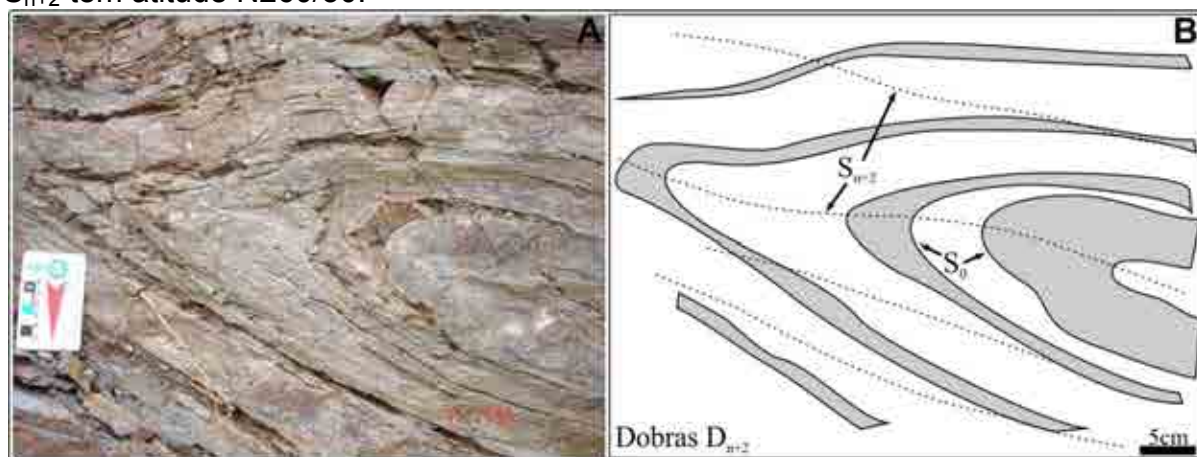
O transporte tectônico da fase D_{n+2} é para sudeste ou sul, em direção oposta ao Cráton Amazônico. Localmente ocorrem as duas foliações (S_{n+1} e S_{n+2}), no entanto, quando paralelizadas, apenas a foliação S_{n+2} é preservada (Figura 37).

Figura 36 - **A**: Fotografia de dobra da fase D_{n+2} nas rochas do Grupo Cuiabá. **B**: Esquema representativo da fase deformacional D_{n+2} e foliação S_{n+2} paralela ao bandamento composicional (S_0). Nos flancos, nas zonas de charneira das dobras D_{n+2} , observa-se a foliação S_{n+1} .



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 37 - **A**: Fotografia das dobras da fase D_{n+2} no Grupo Cuiabá. **B**: Esquema das dobras D_{n+2} afetando o bandamento reliquiar (S_0) e a foliação S_{n+1} . A foliação S_{n+2} tem atitude N260/30.



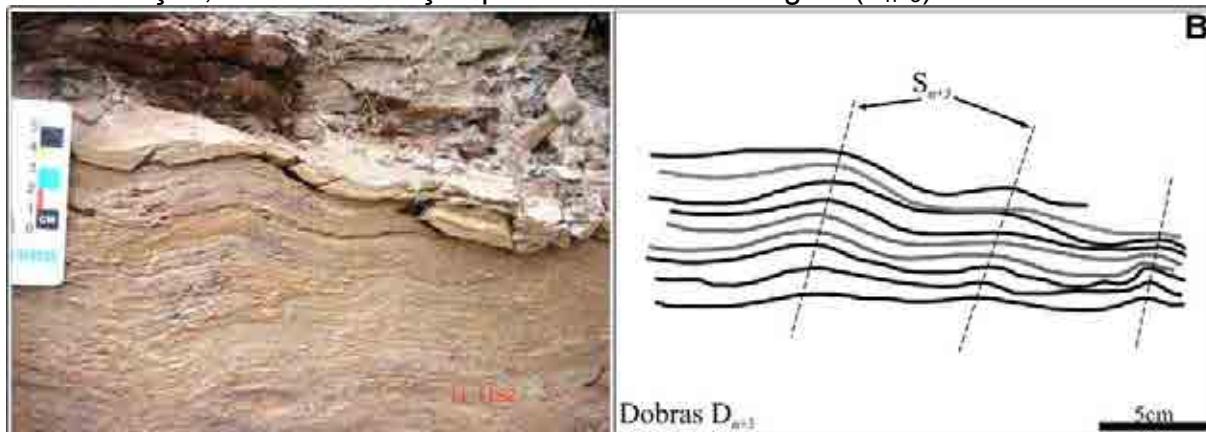
Fonte: Dados da pesquisa.

A granitogênese associa-se a uma tectônica dúctil tardi D_{n+2} com emplacement dos maciços e a geração de porfiroblastos é visivelmente controlada pelos planos de clivagem de crenulação S_{n+2} . Esta relação estrutural ressalta o caráter sin-cinâmático do *emplacement* magmático ao evento tectônico (D_{n+2}) do

Grupo Cuiabá, e, portanto reforça os demais dados (geoquímicos e geocronológicos) de uma província sin a pós-tectônica ao conjunto deformacional D_{n+2} . Este quadro deformacional-metamórfico é similar em ambos os eventos magmáticos que compõem esta província magmática.

A fase D_{n+3} de caráter dúctil-rúptil e retrometamórfica é definida pela formação de dobras suaves a abertas (sinformais e antiformais) e sanfonadas de eixo sub-horizontal, com uma tênue clivagem sub-vertical, com plano axial de atitude N280/80 (Figura 38), que evolui gradativamente e localmente para falhas direcionais, ambas paralelas ao “trend” da Faixa Paraguai.

Figura 38 - **A:** Fotografia de afloramento do Grupo Cuiabá apresentando a deformação D_{n+3} . **B:** Esquema das dobras suaves e abertas D_{n+3} , além de clivagem de crenulação, com uma foliação plano axial de alto ângulo (S_{n+3}).



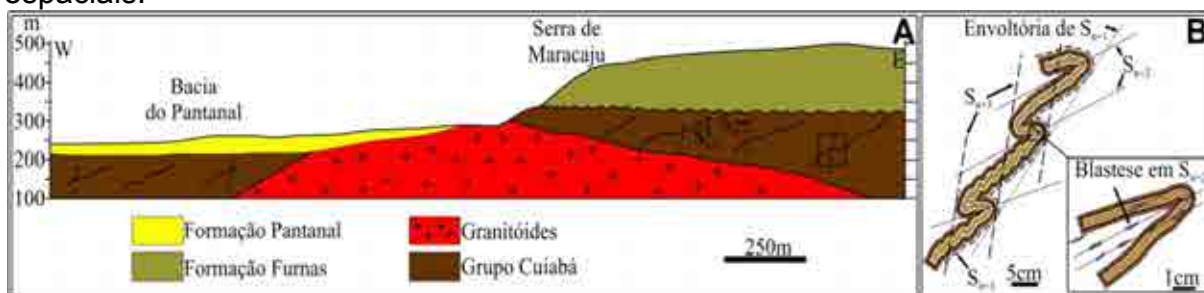
Fonte: Dados da pesquisa.

A foliação S_{n+3} é penetrativa nas zonas de cisalhamento caracterizando-se como uma foliação milonítica, com a geração de filonitos com bandamento tectônico que oblitera estruturas reliquias. Esta foliação mostra direções que variam conforme o traçado curvilíneo do cinturão, de N para NNE e o indicativo de movimentos basicamente dextral no conjunto das zonas de cisalhamento. As rochas granitóides evidenciam um caráter fracamente milonítico e/ou cataclástico nas suas bordas, quando expostos os seus contatos com as rochas encaixantes.

A relação espacial e temporal do Grupo Cuiabá com os granitóides nele alojados e as demais rochas pouco se altera ao longo da área averiguada. Basicamente, o Grupo Cuiabá é cortado pelos corpos graníticos (batólitos e stocks), sobre esta associação, repousa, em discordância angular, as rochas sedimentares da Bacia do Paraná (para a área sul). Os corpos graníticos podem ainda estar

recobertos apenas por coberturas recentes, como os corpos Lajinha e Araguaiana. Na figura 39A é apresentado o perfil geológico esquemático e genérico, válido pra a porção sul da Faixa Paraguai (estado do MS) e na figura 39B as fases deformacionais impostas às rochas do Grupo Cuiabá.

Figura 39 - A: Perfil geológico esquemático da Faixa Paraguai no estado de Mato Grosso do Sul. **B:** Esquema ilustrativo das fases deformacionais e suas relações espaciais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os eventos metamórficos M_{n+1} , M_{n+2} e M_{n+3} foram descritos principalmente nos litotipos dominantes, as ardósias a filitos e os filitos que frequentemente transicionam para metarritmitos. Identificam-se as rochas pelo marcante domínio de um bandamento composto por porções com texturas predominantemente granoblásticas (quartzo-feldspática) e porções com texturas lepidoblásticas (clorita, sericita e biotita), constituindo a mineralogia principal destes metassedimentos.

O metamorfismo regional dos metassedimentos do Grupo Cuiabá é do tipo dinamothermal em fácies xisto-verde, atingindo no máximo a zona da biotita. A paragênese quartzo + sericita + clorita é a associação metamórfica (M_{n+1}) mais comum nos metapelitos, eventualmente acompanhada da biotita constituindo a paragênese metamórfica (M_{n+2}).

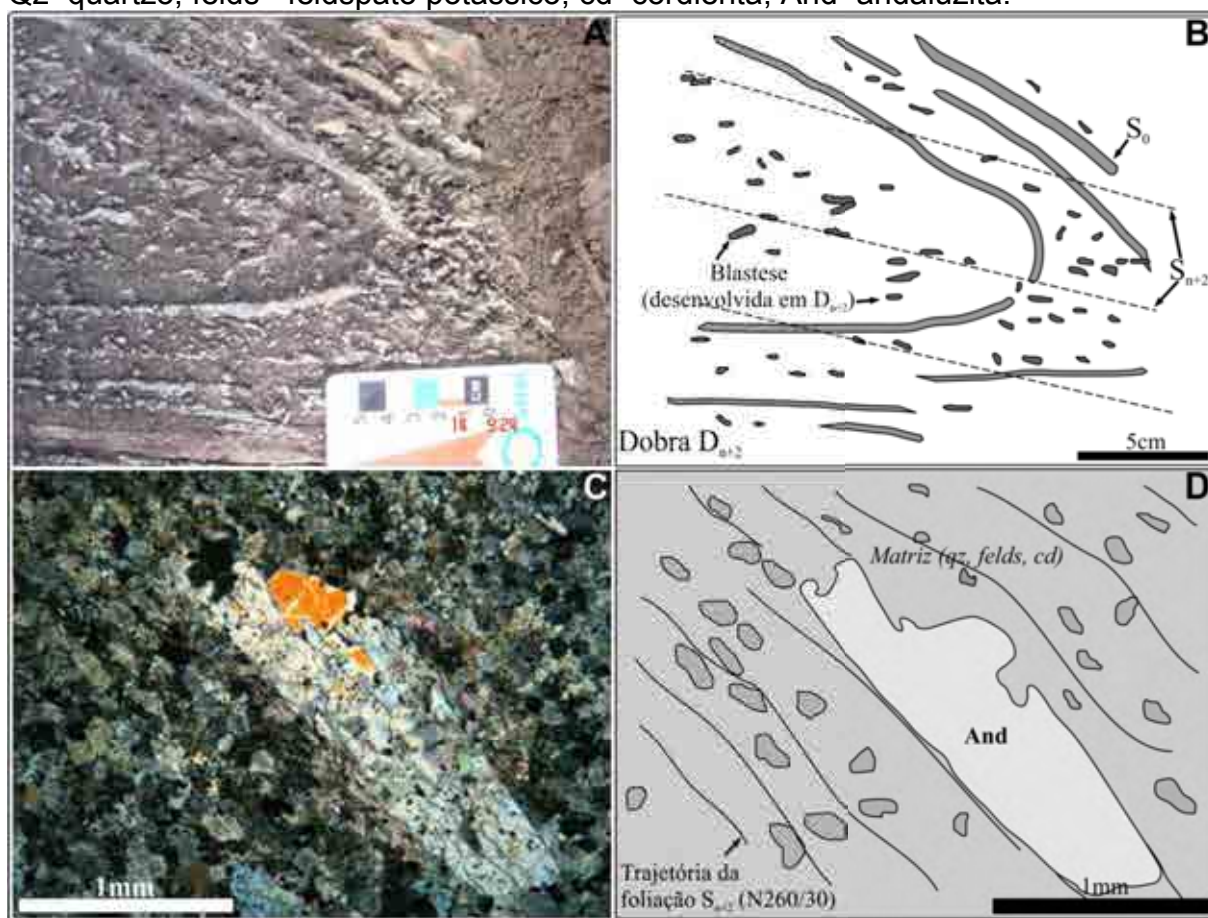
O auge do metamorfismo foi contemporâneo à fase de deformação D_{n+2} , evidenciado pelo crescimento de biotita como um dos minerais formadores da clivagem S_{n+2} , geralmente encontra-se reorientada segundo um bandamento composicional tectônico, além de parcial recrystalização de quartzo.

Associada à tectônica dúctil tardi D_{n+2} , o auge metamórfico, tem-se o emplacement dos corpos magmáticos e a geração de auréola de metamorfismo de contato, associada às bordas dos maciços granitóides, e sendo identificada nas rochas encaixantes dos corpos Taboco, Rio Negro e São Vicente.

A geração dos porfiroblastos encontra-se claramente controlada pelos planos

de foliação S_{n+2} e plano axial de D_{n+2} , ocorrendo a recristalização e desenvolvimento de minerais de contato sobre os do metamorfismo regional $M_{n+1/2}$, que alcançam as fácies albíta e hornblenda *hornfels* (Figuras 40A e B).

Figura 40 – **A:** Fotografia da fase deformacional D_{n+2} com desenvolvimento de andaluzita plano axial a S_{n+2} . **B:** Esquema do desenvolvimento dos porfiroblastos de andaluzita na foliação S_{n+2} . **C:** Microfotografia de porfiroblasto de andaluzita. **D:** Esquema de cristalização dos porfiroblastos de andaluzita na foliação S_{n+2} . Qz=quartzo; felds= feldspato potássico; cd=cordierita, And=andaluzita.



Fonte: Dados da pesquisa.

Esta paragênese é marcada pela presença principalmente de biotita, cordierita, feldspato potássico e principalmente andaluzita na forma megaporfiroblastos que crescem tardiamente sobre a foliação S_{n+2} (Figura 40C) e controlam o seu alongamento também na mesma orientação de S_{n+2} (Figura 40D). O metamorfismo de contato é identificado pela recristalização dos filitos, gerando os micaxistos de ocorrência lateral aos corpos ígneos.

A paragênese biotita+cordierita+andaluzita+feldspato potássico indica relação P-T da ordem de aproximadamente 650-700°C e pressões inferiores a 4 Kbar. As

auréolas de metamorfismo termal apresentam-se parcialmente preservadas em função do menor grau de deformação imposto pelas zonas miloníticas nos contatos destes maciços, ou devido à menor intensidade das transformações minerais retrometamórficas impostas pelo metamorfismo M_{n+3} , que ocorre tanto nas paragêneses de contato como nas regionais.

Localmente, o metamorfismo dinâmico é intenso e vinculado à uma foliação milonítica e/ou cataclástica, com desenvolvimento de filonitos com acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquias e as estruturas deformacionais mais antigas, ou mesmo atuam sobre os corpos graníticos, principalmente observado nas suas zonas marginais próximo aos contatos com as rochas metassedimentares e localmente nas regiões internas do corpo por falhamentos direcionais, sempre com direção paralelas às zonas de cisalhamento desenvolvidas no final da fase D_{n+3} .

Este processo rúptil superpõe o conjunto das rochas, desestabilizando as paragêneses anteriores para condições de fácies xisto-verde baixa, sendo marcado principalmente por quartzo recristalizado, estirado e fragmentado, pelas reorientações e recristalizações de sericitas e por porfiroclastos rotacionados com formação em alguns pontos de franjas de recristalização.

5 LITOGEOQUÍMICA

A litogeoquímica de rocha total foi realizada em todas as litotipos do Grupo Amonguijá, totalizando 85 amostras sendo 35 pertencentes à Suíte Intrusiva Alumiador, 34 à Suíte Intrusiva Serra da Alegria e 16 à Suíte Vulcânica Serra da Bocaina.

O principal objetivo é definir a assinatura geoquímica de cada tipo litológico analisado, provendo subsídios para determinar a trajetória evolutiva e gênese dessas rochas, o que foi feito através da correlação entre elementos e interpretação do padrão de distribuição dos elementos terras raras.

5.1 Suíte Plutônica Alumiador

Os trabalhos de cunho geoquímico das rochas da Suíte Plutônica Alumiador encontram-se descritos em Lacerda Filho et al. (2006) e por Godoy et al. (2006 a; 2007 a b) e Manzano et al. (2008). Os resultados deste ultimo autor estão mostrados nas tabelas 1, 2 e 3 e totalizam 35 amostras analisadas.

A distribuição dos óxidos maiores identificados nas figuras 41A a H através dos diagramas de distribuição de Harker (1909) apresentam teores de SiO_2 que variam em um intervalo de 69% a 78%, sendo que dominam os valores superiores a 73% de SiO_2 , caracterizando uma sequência de rochas ácidas e diferenciadas.

Os valores mais elevados de Fe_2O_3 , MgO e CaO , representados nas figuras 41C, E e F correspondem aos litotipos mais enriquecidos em máficos das fácies hornblenda-biotita sieno-monzogranito médio e fácies biotita sieno-monzogranito grosso. A exceção ocorre para duas análises da fácies muscovita monzogranito que apresentam características mais aluminosas refletindo processos de contaminação crustal. Os valores elevados de Na_2O e K_2O (Figuras 41G e H) são condizentes com as rochas altamente diferenciadas deste evento magmático.

Nos diagramas de classificação petrográfica de Le Maitre (1989) (Figura 42A) os litotipos são definidos predominantemente como granitos, com exceção de uma amostra que se apresenta no limite do campo com o granodiorito. No diagrama de Middlemost (1985) (Figura 42B) os litotipos variam de álcali granitos e granitos, sendo apenas uma amostra no campo do granodiorito/tonalito.

Tabela 1 - Dados geoquímicos das amostras da Suíte Plutônica Alumiador para a fácies hornblenda-biotita sieno-monzogranito médio. Óxidos em %; demais elementos em ppm. Normalizações segundo valores de Boynton, 1984.

Grupo Amongujá - Suíte Intrusiva Alumiador												
Fácies Hornblenda-Biotita sieno-monzogranito Médio (●)												
	APA-35	APA-76	APA-204	APA-225	APA-231	APA-233A	APA-307	APA-319	APA-320	APA-357	APA-238	APA-14c6
SiO ₂	73,43	73,15	69,75	75,15	73,12	73,5	80,66	75,49	74,95	74,61	73,85	72,34
TiO ₂	0,44	0,2	0,26	0,23	0,34	0,28	0,12	0,04	0,04	0,39	0,27	0,25
Al ₂ O ₃	12,74	14,03	15,45	11,23	12,4	12,08	10,47	13,81	13,83	11,71	13,42	14,67
Fe ₂ O ₃	3,21	1,81	2,44	2,64	3,36	3,17	0,76	0,7	0,7	3,49	2,1	1,87
MnO	0,08	0,04	0,04	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,04	0,08	0,07	0,08
MgO	0,13	0,39	0,41	0,33	0,12	0,24	0,06	0,08	0,11	0,18	0,11	0,4
CaO	1,28	2,24	2,66	0,75	1,02	0,85	0,47	0,5	0,26	0,88	1,34	1,71
Na ₂ O	2,98	4,2	3,46	2,32	2,71	2,64	3,07	3,68	3,27	3,11	3,45	3,79
K ₂ O	5,31	3,01	4,02	6,9	6,66	6,8	4,29	5,09	6,24	5,28	4,79	4,46
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,11	0,03	0,08	0,06	0,01	0,08	0,07	0,05	0,08	0,09
LOI	0,35	0,88	1,41	0,37	0,14	0,36	0,06	0,49	0,49	0,23	0,54	0,35
Total	100,00	100,03	100,03	100,01	100,02	100,02	100	100	100	100	100	100
Cr	84	3	99	115	114	161	117	264	225	85	107	120
Cu	22	2	100	4	7	7	4	56	75	8	2	9
Ni	6	8	9	8	6	8	5	6	6	7	6	7
Zn	-	-	-	-	-	-	12	3	15	60	-	32
Ba	202	3	598	637	705	625	110	11	9	1157	805	727
Rb	603	470	76	197	181	196	249	183	242	197	102	183
Sr	62	2	252	62	75	58	1	25	12	93	153	225
Zr	107	123	60	341	345	278	64	2	4	296	197	98
Y	12	143	5	63	56	60	20	7	10	55	25	15
Nb	16	128	7	19	15	16	6	8	9	15	10	7
La	69,86	19,06	19,15	74,99	62,74	63,5	27,7	2,68	2,11	59,59	-	-
Ce	154,2	34,62	34,25	163,38	143,31	136,53	50,27	4,63	4,26	119,4	-	-
Nd	65,49	13,43	14,13	71,53	56,75	61,13	14,26	2,5	2,39	54,22	-	-
Sm	12,61	2,29	2,35	14,39	11,97	12,73	2,23	0,95	0,89	10,69	-	-
Eu	2,17	0,82	0,86	2,14	2,01	1,88	0,52	0,4	0,38	1,76	-	-
Gd	11,6	1,57	1,57	12,55	10,22	11,9	1,87	1	1,03	9,14	-	-
Dy	11,97	1,16	1,11	13,6	11,45	12,44	2,12	1,23	1,33	9,41	-	-
Er	7,33	0,6	0,56	8,47	7,15	7,71	1,74	0,68	0,73	5,55	-	-
Yb	8,37	0,64	0,58	8,68	7,34	7,46	2,36	0,95	1,01	5,33	-	-
Lu	1,48	0,08	0,08	1,31	1,12	1,13	0,38	0,13	0,14	0,82	-	-
[La/Yb] _N	5,63	20,08	22,26	5,82	5,76	5,74	7,91	1,90	1,41	7,54	-	-
Eu*	54,73	8,90	9,06	61,13	50,42	55,61	9,33	4,37	4,27	45,06	-	-
Eu/Eu*	0,54	1,25	1,29	0,48	0,54	0,46	0,76	1,25	1,21	0,53	-	-
[Ce/Sm] _N	2,95	3,65	3,52	2,74	2,89	2,59	5,44	1,18	1,16	2,69	-	-
[Gd/Yb] _N	1,12	1,98	2,18	1,17	1,12	1,29	0,64	0,85	0,82	1,38	-	-

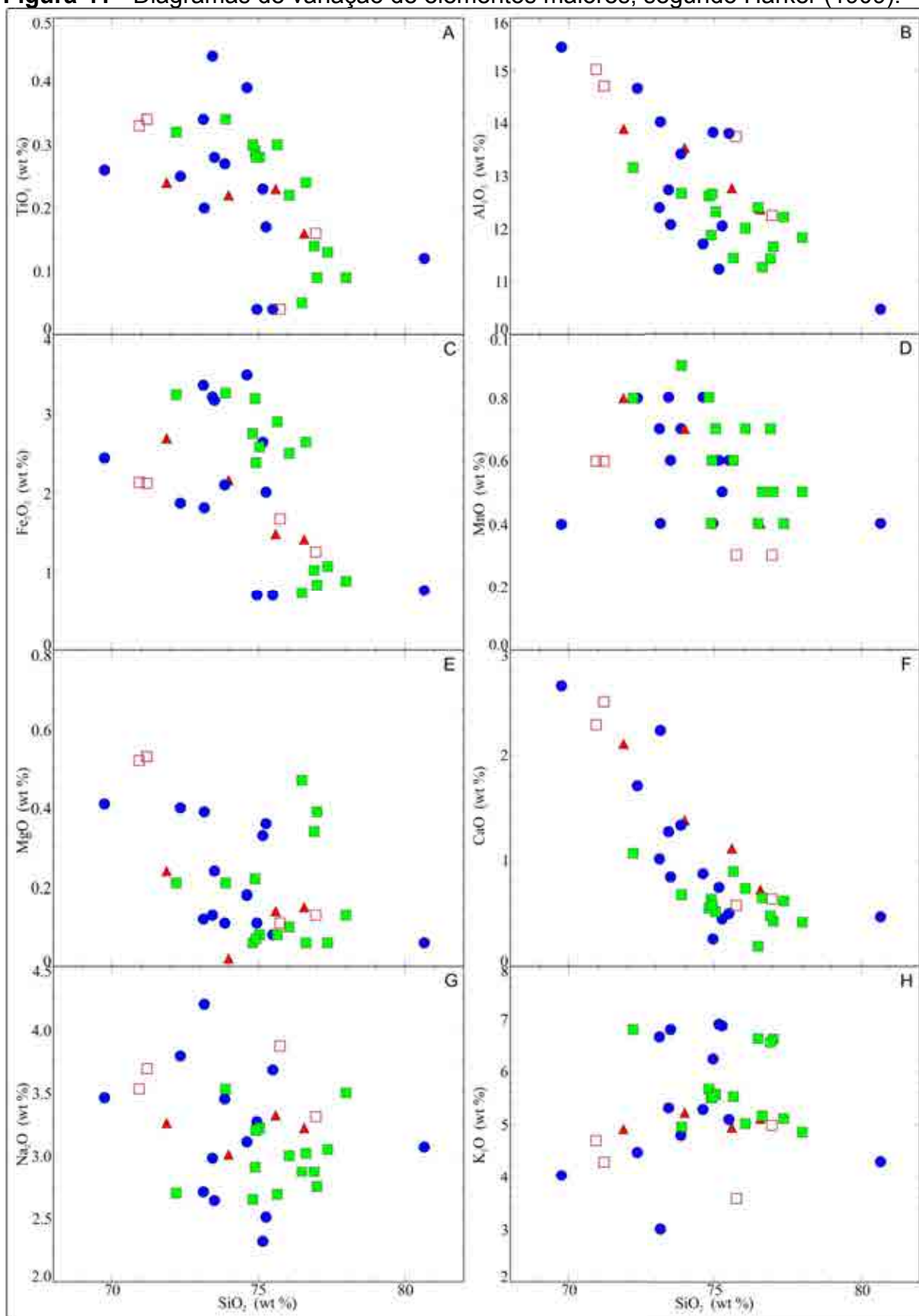
Tabela 2 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Suíte Plutônica Alumiador para fácies Biotita sieno-monzogranito grosso e biotita monzo a sienogranito gráfico. Óxidos em %; demais elementos em ppm. Normalizações segundo valores de Boynton, 1984.

Grupo Amonguijá - Suíte Intrusiva Alumiador												
Fácies Biotita sieno-monzogranito Médio (▲)						Fácies Biotita Monzo a sienogranito gráfico (■)						
	APA-69	APA-81	APA-86	APA-308	APA-14	APA-15	APA-17	APA-38	APA-42	APA-79	APA-230	APA-233B
2	71,87	77,36	75,59	76,56	73,98	77	76,9	74,89	75,64	77,99	72,2	75,26
TiO₂	0,24	0,13	0,23	0,16	0,22	0,09	0,14	0,29	0,3	0,09	0,32	0,17
Al₂O₃	13,9	12,22	12,77	12,37	13,54	11,66	11,43	11,88	11,44	11,83	13,17	12,05
Fe₂O₃	2,69	1,07	1,48	1,41	2,16	0,83	1,02	3,19	2,9	0,88	3,24	2,01
MnO	0,08	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	0,07	0,04	0,06	0,05	0,08	0,05
MgO	0,24	0,06	0,14	0,15	0,02	0,39	0,34	0,22	0,08	0,13	0,21	0,36
CaO	2,11	0,62	1,12	0,73	1,39	0,43	0,48	0,64	0,9	0,42	1,07	0,45
Na₂O	3,26	3,05	3,32	3,22	3,01	2,75	2,87	2,91	2,69	3,5	2,7	2,51
K₂O	4,91	5,11	4,94	5,11	5,22	6,62	6,56	5,5	5,53	4,85	6,8	6,87
P₂O₅	0,13	0,02	0,07	0,02	0,11	0,01	0,02	0,04	0,04	0,01	0,07	0,02
LOI	0,57	0,3	0,3	0,26	0,31	0,2	0,18	0,4	0,45	0,26	0,18	0,25
Total	100,01	99,99	100	100,02	100,03	100,01	100,01	99,99	100,03	100	100,03	100,02
Cr	140	128	88	239	143	140	150	82	97	74	133	126
Cu	7	7	12	6	1	1	1	17	32	62	4	4
Ni	8	5	6	10	7	4	5	6	6	85	7	6
Zn	-	-	-	28	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	716	899	1281	448	422	36	80	279	897	139	836	499
Rb	121	206	215	230	153	218	262	614	378	13	168	194
Sr	194	90	56	56	145	19	35	68	57	264	46	28
Zr	99	382	445	124	68	42	45	137	287	59	394	223
Y	17	69	87	50	17	11	14	23	57	24	61	63
Nb	14	18	19	9	24	9	11	25	21	4	17	16
La	32,82	38,02	36,97	49,97	-	71,71	37,47	84,57	73,91	47,1	74,9	69,83
Ce	63,58	65,07	66,24	103,87	-	82,52	70,43	169,38	149,88	58,96	163,33	152,87
Nd	25,5	17,36	23,28	42,82	-	14,54	13,62	78,87	69,89	9,05	71,2	68,79
Sm	4,65	2,58	3,97	8,35	-	1,71	1,99	15,23	12,93	0,98	14,58	13,74
Eu	1,3	0,74	0,84	1,02	-	0,4	0,42	2,44	2,28	0,19	2,07	1,41
Gd	3,8	2,24	3,22	7,14	-	1,55	1,54	14,19	12,09	0,82	12,82	11,64
Dy	3,31	2,03	3,13	7,15	-	1,48	1,61	15,02	12,11	0,68	12,94	12,93
Er	1,93	1,5	2,09	4,4	-	1,35	1,23	9,51	7,33	0,73	8,09	7,93
Yb	2,04	2	2,51	4,85	-	2,63	2,06	10,08	7,7	1,79	7,78	7,85
Lu	0,31	0,33	0,4	0,73	-	0,52	0,36	1,71	1,32	0,39	1,18	1,2
[La/Yb]_N	10,85	12,82	9,93	6,95	-	18,38	12,26	5,66	6,47	17,74	6,49	6,00
Eu*	19,26	10,94	16,40	35,19	-	7,38	8,08	66,45	56,49	4,10	62,13	57,70
Eu/Eu*	0,92	0,92	0,70	0,39	-	0,74	0,71	0,50	0,55	0,63	0,45	0,33
[Ce/Sm]_N	3,30	6,09	4,03	3,00	-	11,65	8,54	2,68	2,80	14,52	2,70	2,69
[Gd/Yb]_N	1,50	0,90	1,04	1,19	-	0,48	0,60	1,14	1,27	0,37	1,33	1,20

Tabela 3 - Resultados analíticos das amostras da Suíte Plutônica Alumiador. Fácies biotita monzo a sienogranito gráfico e moscovita monzogranito. Óxidos em %; demais elementos em ppm. Normalizações segundo valores de Boynton, 1984.

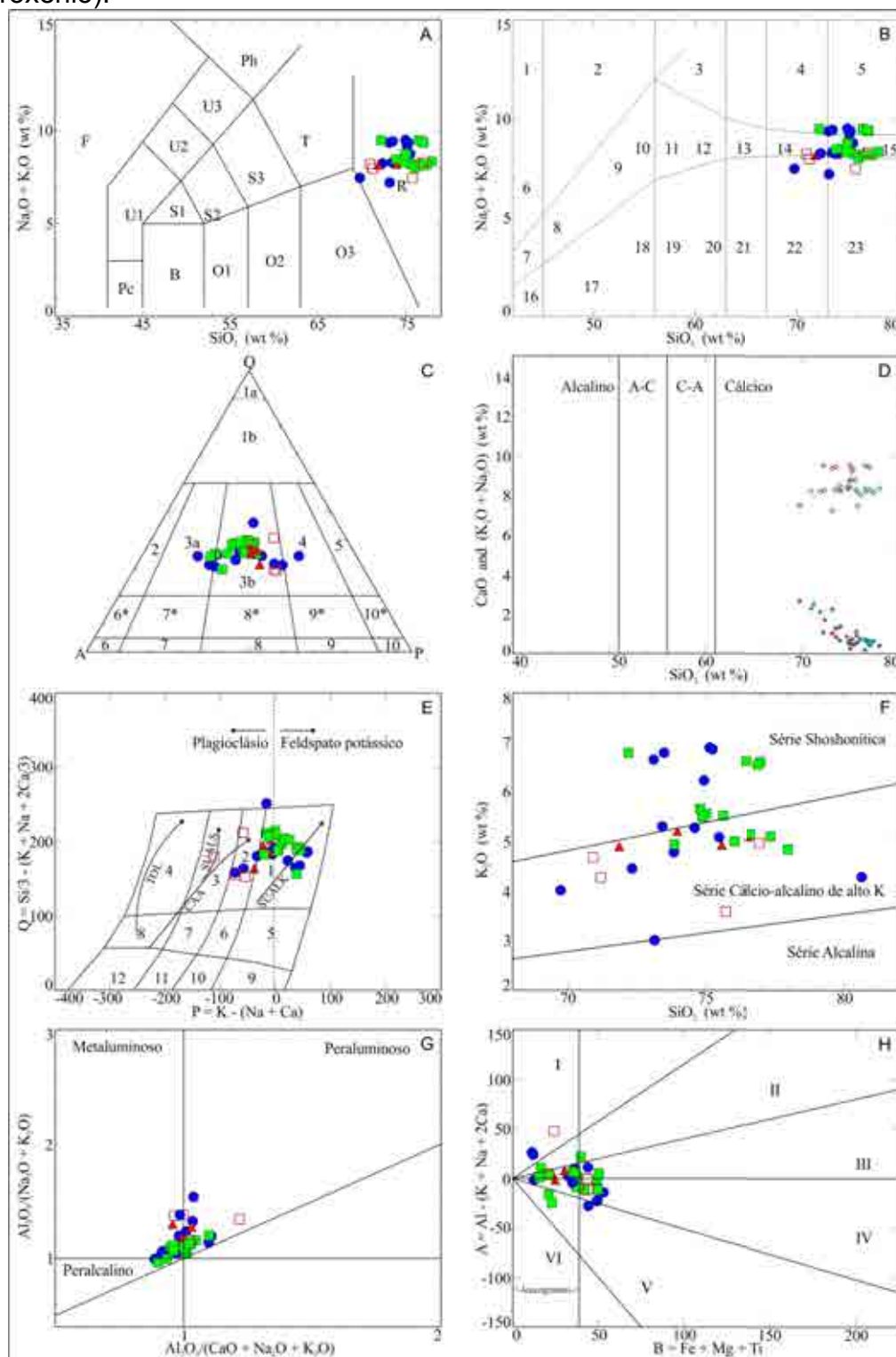
Grupo Amonguijá - Suíte Intrusiva Alumiador											
	Fácies Biotita Monzo a sienogranito gráfico (■)							Fácies Moscovita Monzogranito (□)			
	APA-249	APA-326	APA-354	APA-355	RA-17	RA-23	APA-38a	APA-601	APA-602	APA-6-317	APA-602a
SiO ₂	76,48	73,88	74,81	75,04	76,05	76,62	74,92	76,96	70,93	75,74	71,2
TiO ₂	0,05	0,34	0,3	0,28	0,22	0,24	0,28	0,16	0,33	0,04	0,34
Al ₂ O ₃	12,4	12,67	12,62	12,32	12,01	11,27	12,66	12,25	15,03	13,75	14,71
Fe ₂ O ₃	0,73	3,26	2,75	2,58	2,5	2,64	2,38	1,25	2,13	1,67	2,12
MnO	0,04	0,09	0,08	0,07	0,07	0,05	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06
MgO	0,47	0,21	0,06	0,08	0,1	0,06	0,07	0,13	0,52	0,11	0,53
CaO	0,19	0,68	0,55	0,52	0,74	0,65	0,58	0,64	2,29	0,58	2,51
Na ₂ O	2,87	3,53	2,65	3,22	3	3,02	3,2	3,31	3,53	3,87	3,69
K ₂ O	6,63	4,95	5,67	5,57	5,01	5,16	5,52	4,98	4,69	3,59	4,28
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,06	0,05	0,06
LOI	0,14	0,36	0,51	0,28	0,29	0,28	0,31	0,27	0,42	0,57	0,51
Total	100,01	99,99	100,01	99,99	100	100	100	100	99,98	99,99	99,99
Cr	134	166	193	155	98	64	88	110	104	134	113
Cu	2	6	8	6	23	21	6	5	13	14	38
Ni	5	8	8	6	7	6	6	4	8	3	8
Zn	-	82	66	69	-	-	69	31	31	7	38
Ba	4	1294	1212	1238	603	485	1364	476	1268	10	1195
Rb	272	162	206	215	510	581	211	236	184	149	179
Sr	6	99	58	63	37	35	63	58	269	13	285
Zr	45	371	372	361	431	344	347	134	169	4	159
Y	10	56	82	80	168	124	102	44	29	10	33
Nb	11	16	21	19	32	38	19	11	8	13	9
La	13,92	62,08	80,51	77,28	92,52	81,26	-	43,5	116,86	-	-
Ce	25,58	128,42	158,26	152,44	177,14	165,1	-	72,9	197,02	-	-
Nd	3,53	58,75	75,44	70,75	83,02	76,57	-	23,1	65,06	-	-
Sm	0,38	11,84	15,12	13,78	16,62	13	-	3,07	9,09	-	-
Eu	0,1	2,14	2,1	2,03	1,82	1,64	-	1,04	1,86	-	-
Gd	0,51	10,34	12,85	12,36	14,72	11,66	-	1,51	6,51	-	-
Dy	0,64	10,11	11,59	12,74	16,41	12,35	-	0,65	4,03	-	-
Er	0,7	5,78	6,45	7,4	9,64	7,52	-	0,42	2,38	-	-
Yb	1,5	5,64	6,58	7,35	9,89	7,94	-	0,33	1,7	-	-
Lu	0,34	0,84	0,99	1,11	1,43	1,13	-	0,05	0,21	-	-
[La/Yb] _N	6,26	7,42	8,25	7,09	6,31	6,90	-	88,87	46,34	-	-
Eu*	1,96	50,32	63,58	59,19	71,03	55,84	-	10,79	35,88	-	-
Eu/Eu*	0,69	0,58	0,45	0,47	0,35	0,4	-	1,31	0,71	-	-
[Ce/Sm] _N	16,25	2,62	2,53	2,67	2,57	3,06	-	5,73	5,23	-	-
[Gd/Yb] _N	0,27	1,48	1,58	1,36	1,20	1,19	-	3,69	3,09	-	-

Figura 41 - Diagramas de variação de elementos maiores, segundo Harker (1909).



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 42 - Diagramas de classificação. **A:** Le Maitre (1989) (R-granito; O3-granodiorito). **B:** Middlemost (1985) (15-álcali-granito, 23-Granito, 14-monzogranito; 22-granodiorito). **C:** Le Maitre (1989) (3a-sienogranito, 3b-monzogranito; 4-granodiorito). **D:** Peacock (1931), **E:** Debon et al. (1988) (1-granito; 2-adamelito; 3-granodiorito). **F:** Taylor (1976). **G:** Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989). **H:** Debon & Le Fort (1983) (I-somente moscovita ou moscovita superando a biotita; II-biotita superando moscovita; III-somente biotita; IV-hornblenda e biotita e; V-clinopiroxênio).



Fonte: Dados da pesquisa

No diagrama de Le Maitre (1989) (Figura 42C) a grande maioria das amostras das rochas é classificada predominantemente como monzogranitos com pequena variação de amostras para sienogranitos e sendo apenas uma amostra no campo dos granodioritos.

O diagrama para séries magmáticas de Peacock (1931) (Figura 42D) define um *trend* para o campo cálcio-alcálico. O diagrama QxP (Debon et al., 1988) da figura 42E mostram que os litotipos são classificados como granitos de caráter cálcio-alcálico potássico a subalcálico potássico.

No diagrama de Taylor (1976) da figura 42F observa-se que o maior número de amostras distribui-se no campo da série cálcio-alcálica de alto potássio, mas também existem amostras com valores de $K_2O > 5\%$, de afinidade shoshonítica.

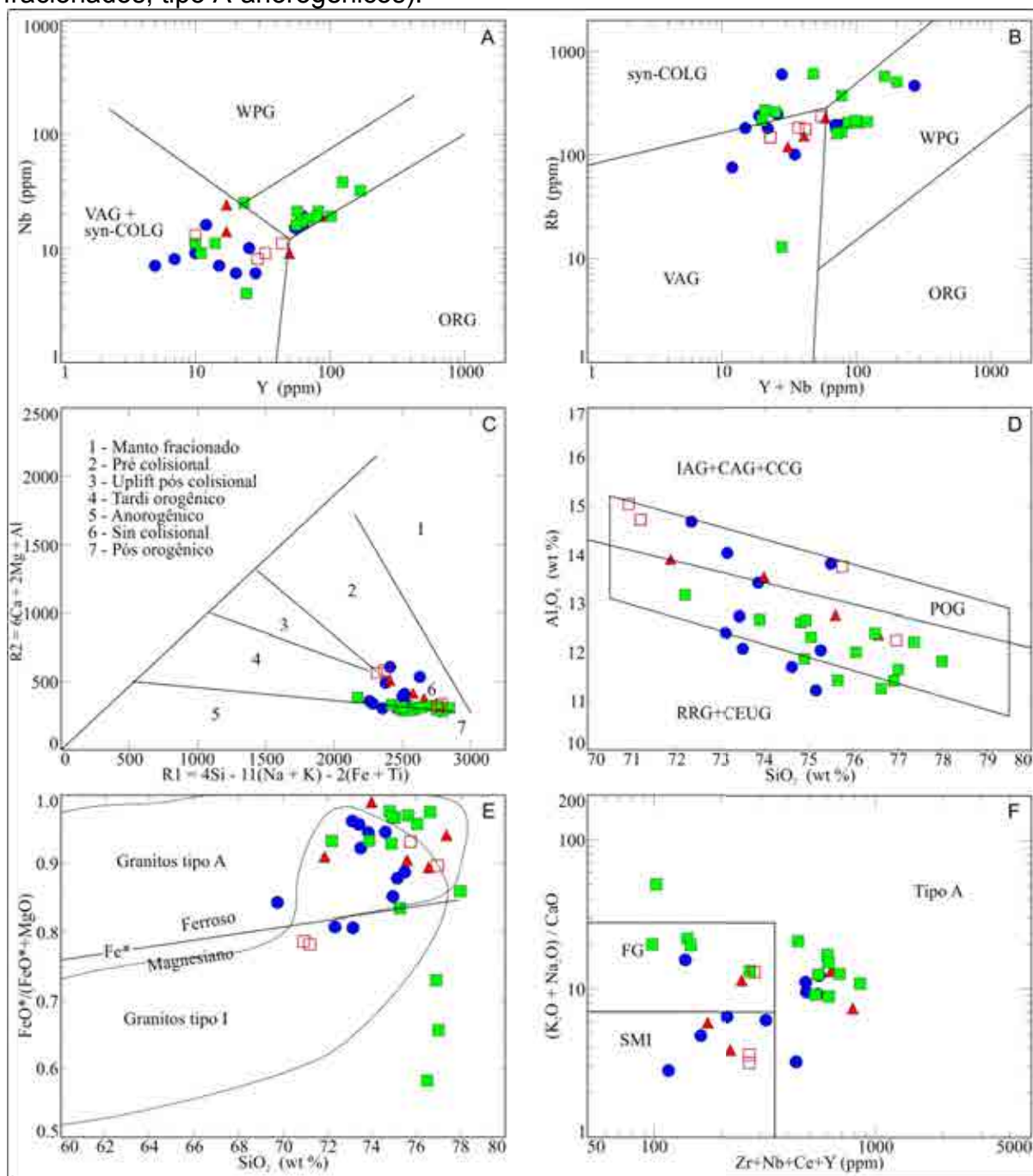
Quanto à saturação em alumínio, observa-se no diagrama de Maniar & Picolli (1989) (Figura 42G), que os litotipos apresentam caráter predominantemente metaluminosos a fracamente peraluminoso. O diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Figura 42H) define para a sequência magmática a predominância de amostras que incidem nos campos III e IV.

Os diagramas geoquímicos para ambiente geotectônico de Pearce et al. (1984) (Figuras 43A e B) mostram que os litotipos analisados são compatíveis com os granitos sin-colisionais gerados em ambiente de arco vulcânico, com alguns litotipos definindo granitóides de ambiente intraplaca.

As características geoquímicas deste magmatismo são respaldadas no diagrama de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 43C) que também classifica as rochas como pertencentes a um evento magmático predominantemente sin-colisional a pós-orogênico. Evidências geoquímicas do caráter pós-orogênico também são observadas no diagrama de Maniar & Picolli, (1989) (Figura 43D).

No diagrama de classificação com base nas condições de oxidação (Figura 43E) proposto por Frost et al. (2001) as amostras se apresentam predominantemente no campo de granitos ferrosos com amostras individualizadas no campo dos granitos sin-colisionais do tipo I e amostras coincidentes com os granitos anorogênicos do tipo A. O resultado obtido nos diagramas de Whalen et al. (1987) (Figura 43F) evidencia esta dispersão das análises, caracterizando a compatibilidade das rochas com os granitos do tipo I e os granitos do tipo A.

Figura 43 - Diagramas geoquímicos de ambiente tectônico. **A e B:** Pearce et al. (1984) (Syn-COLG-granitóide sin-colisional; VAG-granitóide de arco vulcânico; WPG-granitóide intraplaca e ORG-granitóide orogênico). **C:** Batchelor & Bowden (1985) - R1 vs R2. **D:** Maniar & Picolli (1989) (IAG-arco de ilha; CAG-arco continental; CCG-colisão continental; POG-pós-orogênico; RRG-relacionados à rift e; CEUG-epirogênese continental). **E:** Frost et al. (2001). **F:** Whalen et al. (1987) (SMI-médias composicionais dos granitos dos tipos S, M e I, FG-granitos félsicos fracionados, tipo A-anorogênicos).



Fonte: Dados da pesquisa.

Na distribuição dos elementos traços apresentada nos diagramas binários da figura 44, observa-se que a distribuição de Rb apresenta no geral baixos valores, e

este normalmente encontra-se contido em feldspato potássico e biotita. Nos diagramas Rb *versus* SiO₂ (Figura 44A) e Rb *versus* K (figura 44B), existe uma leve correlação positiva com o incremento da sílica e potássio. O agrupamento apresentando valores entre 400-600 ppm de Rb, deve-se principalmente à associação com a alta porcentagem de biotita, além de expressivos valores de potássio.

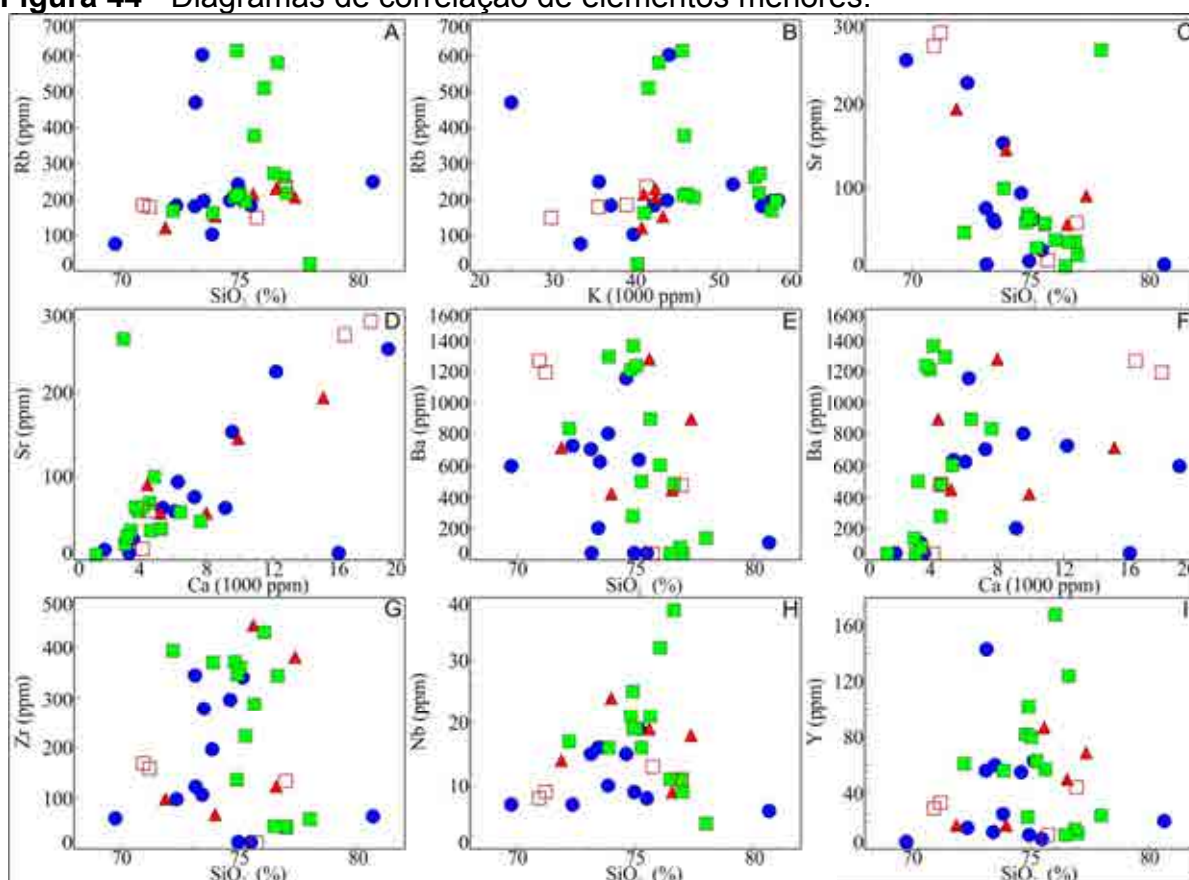
Em relação Sr, os diagramas (Figura 44C) mostram uma correlação negativa com a sílica e na figura 44D mostra uma correlação positiva com o cálcio, evidenciando uma associação direta com a diminuição da participação de plagioclásios cálcicos para as rochas mais diferenciadas.

Portanto, sugere-se um processo de fracionamento magmático envolvendo principalmente os feldspatos, com aumento de feldspato potássico a partir da segregação de plagioclásios e, com consequente empobrecimento de Sr no líquido magmático para as fases diferenciadas.

As fácies apresentam altos valores de Ba, elemento compatível com fases minerais como o feldspato potássico e biotita, além de plagioclásios intermediários. Nos diagramas Ba *versus* SiO₂ (Figura 44E) e Ba *versus* Ca (Figura 44F) observa-se uma leve correlação positiva, até valores de 75% SiO₂. A partir deste valor ocorre uma redução dos valores de Ba, sugerindo que a partir do aumento do fracionamento de feldspato potássico, há empobrecimento de Ba no restito magmático.

Os valores de Zr *versus* SiO₂ (Figura 44G) mostram uma correlação negativa para as fácies mais diferenciadas, indicando forte fracionamento de Zr ao longo da evolução dos líquidos e diminuindo as suas concentrações nos líquidos mais diferenciados finais, permitindo a identificação de dois grupos de granitos de alto e baixo Zr. A correlação negativa entre valores de Zr na figura 44G e TiO₂ na figura 41A, sugere o fracionamento simultâneo de titanomagnetita, ilmenita e zircão no processo evolutivo do líquido magmático.

Nos diagramas da figura 44H com os valores de Nb *versus* SiO₂ e da figura 44I com os valores de Y *versus* SiO₂ predomina uma leve correlação negativa com o aumento da SiO₂, razão do maior fracionamento magmático e consequentemente empobrecimento de minerais ferromagnesianos.

Figura 44 - Diagramas de correlação de elementos menores.

Fonte: Dados da pesquisa.

Nos variogramas de multielementos, os elementos traços estão normalizados segundo os valores de Thompson (1982) para meteorito condrítico (Figura 45A) e segundo os valores de Weaver & Tarney (1984) para crosta inferior (Figura 45B). Observa-se que a maioria dos litotipos exibe um forte empobrecimento em Ba, Sr e Zr e enriquecimento em Rb, Nd e Y em relação à crosta inferior, evidenciando processos de fracionamento envolvendo feldspatos e minerais máficos.

Os diagramas de elementos terras raras foram normalizados segundo os valores de Boynton (1984) para meteorito condrítico (Figura 45C) e segundo os valores de Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior (Figura 45D).

Observa-se que a distribuição dos elementos terras raras encontra-se mais condizente com os padrões para crosta inferior (Figura 45D) e estão individualizados por fácies nas figuras 45E, F, G e H.

O padrão de distribuição dos elementos terras raras das rochas da fácies hornblenda-biotita sieno-monzogranito médio (Figura 45E), apresenta $[La/Yb]_N=8,41$, que é o mais baixo valor entre todas as fácies. Este valor sugere (comparando-se apenas as fácies) a menor diferenciação em relação ao magma inicial, assim,

acredita-se que esta tenha sido a primórdia fácies no processo de cristalização da suíte Alumiador.

Por outro lado, as razões $[Ce/Sm]_N=2,88$ e $[Gd/Yb]_N=1,26$, mostra enriquecimento entre os ETR leves e entre os pesados, sugerindo maior diferenciação em relação ao magma original.

O baixo grau de fracionamento é mostrado pela relação $[Eu/Eu^*]_N=0,83$, valor próximo a 1 e, portanto, não havendo segregação deste elemento levando a acreditar que não houve significativa geração de plagioclásio no início do processo de cristalização.

A fácies biotita sieno-monzogranito grosso (Figura 45F) possui relação $[La/Yb]_N=10,13$ denotando enriquecimento dos ETR leves frente aos pesados e, portanto, maior fracionamento que a fácies anterior.

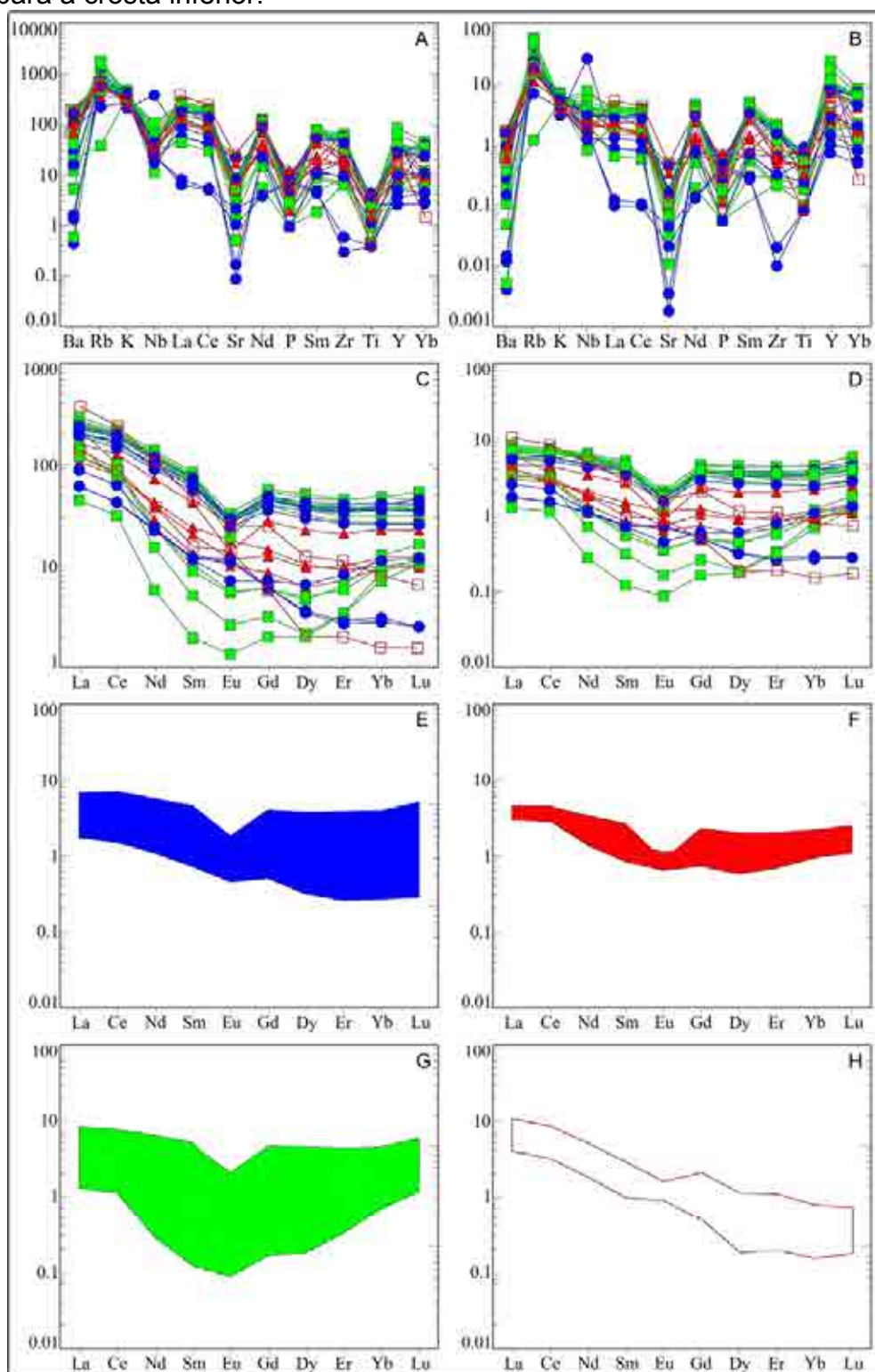
Este maior fracionamento é atestado pela relação $[Ce/Sm]_N=4,10$, mostrando que os ETR leves estão bastante diferenciados, enquanto os ETR pesados passaram por menor segregação, uma vez que $[Gd/Yb]_N=1,16$.

A relação $[Eu/Eu^*]_N=0,73$, mostra menor quantidade de plagioclásio nesta fácies em relação a anterior. No entanto, esta relação pode estar sendo influenciada pelo grande enriquecimento em ETR leves, elevando o valor de Eu^* e, conseqüentemente, rebaixando a relação Eu/Eu^* .

Finalmente, fácies biotita monzogranito gráfico (Figura 45G) possui $[La/Yb]_N=8,86$, sugerindo menor grau de fracionamento. Esta fácies praticamente não possui enriquecimento entre os ETR pesados, já que $[Gd/Yb]_N=1,03$, no entanto, apresente considerável enriquecimento nos ETR leves com $[Ce/Sm]_N=5,79$, significando haver certo grau de diferenciação.

A diferenciação é bastante marcada pela relação $[Eu/Eu^*]_N=0,53$, a menor para a suíte Alumiador. Este valor está relacionado ao empobrecimento em plagioclásio no magma, já que estes minerais estão participando mais ativamente da constituição das fácies iniciais. Das 4 fácies da suíte Alumiador, a mais diferenciada é a muscovita monzogranito, o que é ratificado pela relação $[La/Yb]_N=67,61$, valor extremamente elevado em relação às demais fácies, mostrando haver alto enriquecimento em ETR leves frente aos pesados.

Figura 45 - Diagramas de elementos incompatíveis (Spider) normalizados. **A:** Segundo valores de Thompson (1982) para meteorito condritico. **B:** Segundo Weaver & Tarney (1984) para crosta inferior. Diagramas de elementos terras raras normalizados segundo: **C:** Valores de Boynton (1984) para meteorito condritico. **D:** Valores de Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior. **E, F, G e H:** Diagramas dos padrões de distribuições das fácies normalizados segundo Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior.



Fonte: Dados da pesquisa.

Outro fator que torna essa fácies destacada das demais é a assimetria dos ETR pesados, onde a relação $[Gd/Yb]_N = 3,39$, valor este cerca de três vezes superior as demais fácies, onde os valores situam-se próximos a 1.

O braço de ETR leves possui enriquecimento semelhante às demais fácies, com $[Ce/Sm]_N = 5,48$. O valor médio da relação $[Eu/Eu^*]_N$ é 1,01, o que mostra que não houve fracionamento deste elemento durante a cristalização, isso pode ser devido ao fato de este magma, já passado por fracionamento nas outras fácies, possuir empobrecimento dos demais ETR, principalmente Sm e Gd; ou ainda ter ocorrido contaminação crustal, daí o motivo da existência de moscovita. A distribuição apresenta maior grau de fracionamento dos elementos terras raras leves e pesadas sugerindo uma evolução magmática distinta das demais fácies.

5.2 Suíte Intrusiva Serra da Alegria

Os trabalhos de cunho geoquímico da Suíte Plutônica Alumiador (Suíte intrusiva Serra da Alegria) encontram-se descritos parcialmente nos trabalhos de Silva (1998), Lacerda Filho et al. (2006) e Godoy et al. (2006 e 2009b). Nas tabelas 4, 5 e 6 estão mostrados os resultados das 34 amostras analisadas para esta tese.

Nos diagramas de Harker (1909) (Figuras 46A a H), são identificadas na Sequência Magmática da Serra da Alegria duas grandes sequências magmáticas, uma de composição básica-ultrabásica, e a outra intermediária-ácida. Na sequência básica-ultrabásica permite-se definir duas unidades cogenéticas: uma, em que o *trend* de diferenciação é definido por gabros diferenciados para anortositos e pelos diabásios subalcalinos e, a outra, definida por gabros e diabásios magnesianos, além da sequência intermediária-ácida que apresenta um *trend* de diferenciação bem marcante.

As rochas básicas são caracterizadas por gabro, anortosito e diabásio dispostos no intervalo 45 a 53% SiO_2 e são constituídas por duas variedades principais: os das rochas básicas holo a leucocráticas que são caracterizadas por leuco gabros a leuco gabros pegmatíticos, anortositos homogêneos e heterogêneos a bandados e leuco diabásios apresentando geralmente teores mais elevados de SiO_2 , Al_2O_3 e CaO e teores mais baixos de Fe_2O_3 e MgO.

Tabela 4 – Resultados analíticos das amostras da Suíte Plutônica Alumiador-Suíte intrusiva Serra da Alegria. Normalizações segundo valores de Boynton, 1984.

Grupo Amonguijá - Suíte Intrusiva Serra da Alegria												
	Gabro (□)					Anortosito (Δ)		Diabásio (■)				
	APA-356	APA-418	REG-1	APA-419A	APA-515D	REG-3	APA-416A	APA-508	APA-514	REG-4	APA-515A1	APA-509
SiO ₂	45,51	46,93	47,83	49,77	51,54	53,24	53,34	45,28	45,39	47,44	48,52	48,92
TiO ₂	2,83	1,28	1,08	1,69	1,27	0,11	0,08	2,71	2,58	2,49	1,84	3,32
Al ₂ O ₃	15,53	16,22	24,02	12,01	16,29	27,98	27,77	15,76	15,39	13,12	22,28	12,77
Fe ₂ O ₃	15,4	13,18	7,52	14,11	11,93	1,33	1,24	15,87	15,67	18,31	7,33	14,93
MnO	0,24	0,21	0,1	0,23	0,2	0,02	0,02	0,2	0,24	0,2	0,12	0,21
MgO	6,56	7,79	1,88	6,64	4,61	0,49	0,32	5,13	5,05	4,93	2,81	5,08
CaO	9,43	9,53	12,57	11,04	7,97	12,19	12,51	8,61	8,55	8,98	10,12	6,21
Na ₂ O	2,27	2,39	2,46	2,5	3,19	3,74	3,78	3,02	1,96	2,55	2,41	2,79
K ₂ O	1,03	0,71	0,26	0,87	0,3	0,23	0,35	0,4	1,3	0,79	1,71	2,01
P ₂ O ₅	0,36	0,22	0,08	0,17	0,34	0,02	0,02	0,47	0,46	0,35	0,2	1,61
LOI	0,82	1,57	2,21	0,97	2,37	0,65	0,59	2,55	3,38	0,86	2,65	2,18
Total	100	100,02	100,00	100,01	100	99,99	100,01	100	99,99	100	100	100
Cr	138	175	174	167	134	153	111	79	83	187	132	58
Cu	45	103	106	113	22	13	16	46	70	236	60	8
Ni	54	116	25	53	62	15	7	39	53	62	36	17
Zn	89	104	59	80	94	14	10	96	97	100	63	114
Ba	520	358	147	319	305	91	106	486	593	574	710	898
Rb	37	27	17	30	17	11	16	22	45	27	52	56
Sr	312	371	534	314	376	742	701	351	307	358	486	168
Zr	149	116	85	107	138	55	52	186	185	129	103	343
Y	28	27	15	27	29	2	1	34	38	30	20	68
Nb	14	7	6	6	7	1	1	12	13	8	6	14
La	18,52	8,69	5,51	10,31	20,22	1,57	1,78	25,24	27,86	16,95	10,61	45,95
Ce	36,88	18,99	11,64	22,86	40,18	2,72	2,29	52,62	50,5	36,31	22,27	107,7
Nd	24,32	13	6,68	15,81	23,96	1,51	1,5	34,08	36,07	22,8	13,48	65,18
Sm	5,43	3,38	1,49	3,97	5,24	0,2	0,14	7,89	8,55	5,13	2,95	15,69
Eu	2,24	1,36	0,94	1,58	2,07	0,59	0,61	2,63	2,65	1,83	1,34	4,9
Gd	5,44	3,75	1,29	4,25	5,24	0,29	0,23	7,6	8,42	5,13	3,04	16,56
Dy	4,86	4,13	0,92	4,41	5,01	0,25	0,17	7,24	8,32	4,74	2,99	16,77
Er	2,47	2,42	0,38	2,52	2,81	0,15	0,09	3,72	4,31	2,65	1,61	9,06
Yb	2,18	1,87	0,25	2,25	2,66	0,14	0,09	3,21	3,63	2,4	1,57	8,11
Lu	0,32	0,25	0,03	0,34	0,38	0,02	0,01	0,45	0,48	0,35	0,23	1,24
[La/Yb] _N	5,73	3,13	14,86	3,09	5,12	7,56	13,33	5,30	5,17	4,76	4,556	3,82
Eu*	24,43	15,91	6,31	18,38	23,55	1,07	0,80	34,90	38,18	23,06	13,43	72,2
Eu/Eu*	1,25	1,16	2,03	1,17	1,20	7,48	10,34	1,03	0,94	1,08	1,36	0,92
[Ce/Sm] _N	1,64	1,36	1,89	1,39	1,85	3,28	3,95	1,61	1,43	1,71	1,822	1,66
[Gd/Yb] _N	2,01	1,62	4,16	1,52	1,59	1,67	2,06	1,91	1,87	1,72	1,563	1,65

Tabela 5 - Dados geoquímicos das amostras da Suíte Plutônica Alumiador- Suíte intrusiva Serra da Alegria. Normalizações segundo valores de Boynton, 1984.

Grupo Amonguijá - Suíte Intrusiva Serra da Alegria												
	Diabásio (■)				Rocha intermediária (▲)					Monzogranito fino(○)		
	APA-411A	APA-515	APA-322X	APA-415C	APA-322F	REG-2	APA-515F	APA-322C6	APA-323	APA-416B	APA-506	APA-411C
SiO ₂	49,76	49,58	49,9	49,9	53,4	55,32	61,04	63,97	65	66,51	72,93	73,48
TiO ₂	0,91	1,14	1,14	0,56	1,66	0,73	1,36	0,91	0,57	0,84	0,54	0,33
Al ₂ O ₃	22,5	20,82	16,91	24,54	15,42	13,88	13,32	13,52	15,54	12,87	12,32	12,45
Fe ₂ O ₃	7,24	8,82	11,59	5,15	14,28	10,03	11,94	7	5,2	7,89	3,91	3,16
MnO	0,11	0,14	0,19	0,1	0,37	0,15	0,26	0,24	0,1	0,21	0,1	0,06
MgO	1,89	2,86	5,22	1,96	4,65	7,08	0,94	2,66	1,28	0,7	0,34	0,1
CaO	10,94	11,06	10,27	10,42	8,54	8,62	3,59	3,01	2,97	2,6	1,41	1,15
Na ₂ O	3,35	2,3	1,4	2,32	0,45	1,89	3,94	0,13	3,22	3,94	3,57	3,59
K ₂ O	0,87	0,44	0,01	2,35	0,01	1,48	2,66	3,74	4,27	3,77	4,65	4,54
P ₂ O ₅	0,23	0,21	0,15	0,12	0,27	0,08	0,37	0,19	0,2	0,19	0,08	0,3
LOI	2,19	2,64	3,22	2,58	0,95	0,74	0,58	4,65	1,67	0,5	0,16	0,84
Total	99,99	100	100	99,99	100	99,99	100	100,02	100	100,01	100	100,01
Cr	140	157	281	137	208	397	71	86	125	101	161	180
Cu	55	67	64	35	53	79	16	51	36	14	9	7
Ni	18	41	64	29	53	91	4	47	6	6	9	5
Zn	53	74	85	50	98	68	139	81	59	111	85	85
Ba	323	161	32	842	141	346	1165	845	1777	1145	1281	1215
Rb	34	22	13	70	14	46	58	112	118	83	143	142
Sr	495	467	339	519	347	200	219	82	486	247	153	63
Zr	112	113	118	88	146	109	175	159	193	224	333	414
Y	22	21	27	14	36	23	42	47	22	74	52	56
Nb	6	7	6	5	8	7	13	7	8	13	14	15
La	11,76	12,02	12,28	6,58	22,46	14,4	42,77	2,11	35,29	70,61	56,7	61,82
Ce	24,37	25,57	24,08	12,91	36,9	29,83	95,72	4,26	68,87	106,67	123,4	124,37
Nd	15,31	15,1	15,2	8,6	27,71	14,6	53,62	2,39	30,15	69,02	55,49	60,2
Sm	3,54	3,41	3,71	1,91	6,43	3,24	10,99	0,89	5,66	13,96	11,12	11,9
Eu	1,4	1,43	1,43	1,01	2,08	1,11	3,81	0,38	1,6	4,35	2,23	2,1
Gd	3,48	3,47	4,06	1,94	6,91	3,31	10,01	1,03	4,52	14,58	9,71	10,12
Dy	3,46	3,39	4,49	1,9	7,24	3,61	9,08	1,33	3,91	13,02	9,49	9,98
Er	1,9	1,88	2,53	1,07	3,95	2,09	4,87	0,73	2,18	7,37	5,46	5,78
Yb	1,58	1,7	2,4	0,99	3,83	2,07	4,73	1,01	2,13	3,32	5,44	5,84
Lu	0,22	0,25	0,35	0,15	0,55	0,3	0,72	0,14	0,31	0,99	0,86	0,87
[La/Yb] _N	5,02	4,77	3,45	4,48	3,95	4,69	6,10	1,41	11,17	14,34	7,03	7,1368
Eu*	15,80	15,44	17,35	8,64	29,83	14,70	47,50	4,27	23,24	63,94	47,26	50,05
Eu/Eu*	1,21	1,26	1,12	1,59	0,95	1,03	1,09	1,21	0,94	0,93	0,64	0,57
[Ce/Sm] _N	1,66	1,81	1,57	1,63	1,38	2,22	2,10	1,16	2,94	1,84	2,68	2,52
[Gd/Yb] _N	1,78	1,65	1,37	1,58	1,46	1,29	1,71	0,82	1,71	3,54	1,44	1,40

Tabela 6 - Dados geoquímicos das amostras da Suíte Plutônica Alumiador- Suíte intrusiva Serra da Alegria. Normalizações segundo valores de Boynton, 1984.

Grupo Amonguijá - Suíte Intrusiva Serra da Alegria										
	Monzogranito fino (○)		Monzogranito (●)							
	APA-417	APA-505	APA-323C6	APA-321	APA-511	APA-409	APA-516	APA-512	APA-401	APA-403
SiO ₂	73,79	74,96	66,11	69,74	71,5	73	74,03	74,54	77,16	77,6
TiO ₂	0,33	0,37	0,55	0,29	0,53	0,53	0,34	0,33	0,14	0,13
Al ₂ O ₃	12,27	11,72	15,38	15,76	12,66	12,3	12,64	12,33	12,35	12,1
Fe ₂ O ₃	3,35	3,44	4,23	2,43	5,04	3,81	3,15	3,21	0,83	0,96
MnO	0,08	0,07	0,13	0,06	0,16	0,11	0,07	0,09	0,02	0,04
MgO	0,15	0,18	1,29	0,85	0,3	0,45	0,19	0,11	0,11	0,07
CaO	1,03	0,77	2,91	2,7	1,34	1,08	0,78	0,8	0,45	0,52
Na ₂ O	3,47	3,51	3,26	3,75	3,79	3,52	3,26	3,29	3,19	3,35
K ₂ O	4,72	4,92	4,31	3,31	4,25	4,65	4,91	4,7	5,29	5,06
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,19	0,11	0,06	0,08	0,03	0,03	0,01	0,01
LOI	0,78	0,02	1,64	1,01	0,38	0,48	0,62	0,58	0,46	0,16
Total	100,02	99,99	100	100,01	100,01	100	100,01	100	100	100
Cr	167	236	89	181	102	130	148	144	167	176
Cu	6	9	34	377	10	8	7	9	5	2
Ni	5	4	8	8	4	3	5	6	5	4
Zn	88	82	62	52	106	83	83	91	8	15
Ba	1286	1384	1808	1022	1563	1256	1227	1372	135	130
Rb	134	156	117	137	106	143	161	149	303	295
Sr	55	77	471	533	162	151	61	71	9	6
Zr	402	408	187	128	287	303	410	389	76	83
Y	55	57	24	6	49	53	56	68	27	31
Nb	17	17	7	4	12	14	16	16	10	9
La	63,58	60,26	35,29	28,51	58,26	56,87	62,26	73,53	31,05	31,43
Ce	125,15	125,86	68,87	44,29	117,18	118,4	126,47	143,25	58,81	58,62
Nd	60,11	58,31	30,15	18,7	58,76	57,05	59,11	67,44	17,23	17,3
Sm	11,89	11,79	5,66	2,57	11,81	11,34	11,34	13,52	2,71	2,82
Eu	2,24	2,05	1,6	0,94	3,71	2,35	2,07	2,5	0,53	0,52
Gd	10,28	10,08	4,52	1,59	10,51	9,6	10,01	11,71	2,22	2,41
Dy	9,93	9,97	3,91	0,94	9,55	9,36	9,77	11,4	2,85	3,05
Er	5,67	5,68	2,18	0,49	5,23	5,58	5,57	6,48	2,34	2,56
Yb	5,57	5,72	2,13	0,51	5,11	5,4	5,55	5,81	3,45	3,49
Lu	0,84	0,91	0,31	0,09	0,83	0,78	0,84	0,86	0,54	0,55
[La/Yb] _N	7,70	7,10	11,17	37,69	7,69	7,10	7,56	8,53	6,07	6,07
Eu*	50,33	49,69	23,24	9,66	50,57	47,61	48,40	57,27	11,23	11,88
Eu/Eu*	0,61	0,56	0,94	1,32	1,00	0,67	0,58	0,59	0,64	0,60
[Ce/Sm] _N	2,54	2,58	2,94	4,16	2,39	2,52	2,69	2,56	5,24	5,02
[Gd/Yb] _N	1,49	1,42	1,71	2,52	1,66	1,43	1,46	1,63	0,52	0,56

No diagrama de Le Maitre (1989) (Figura 47C), as amostras básicas distribuem-se como quartzo monzogabros, quartzo gabros, gabros e tonalitos, as rochas intermediárias como quartzo monzonito, granodioritos e tonalitos e as rochas ácidas como monzogranitos e granodioritos.

Para as rochas de composição intermediária-ácida no diagrama da figura 47D, para séries magmáticas de Peacock (1931) apresenta um *trend* com tendência cálcio-alcálica a alcalina.

No diagramas de Winchester & Floyd (1977) (Figura 47E) as amostras posicionam-se predominantemente em dois agrupamentos dos gabros e diabásios de composição subalcalina e os do gabros, diabásios e anortositos de composições andesíticas, mais enriquecidos em sílica e álcalis.

A sequência intermediária-ácida apresenta composição variando de dioritos, granodioritos e granitos. No diagrama de Le Maitre (1989) (Figura 47F), as amostras pertencem à série cálcio-alcálica, apresentando uma distribuição contínua com um aumento gradativo em potássio entre as séries de médio para a de alto potássio para as rochas graníticas mais diferenciadas.

Quanto à saturação em alumínio, observa-se no diagrama de Maniar & Picolli (1989) (Figura 47G), que os litotipos intermediários-ácidos apresentam caráter metaluminoso a peraluminoso.

No diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Figura 47H) define-se uma sequência de rochas classificadas como leucogranitos peraluminosos à biotita (campo III) e a maior variedade de litotipos distribuídos como leucogranitos metaluminosos à biotita e hornblenda (campo IV).

Para as rochas básica-ultrabásicas de origem por derivação mantélica no diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Figura 48A) as amostras de gabros constituem um agrupamento de litotipos de quimismo subalcalino ou toleítico e os anortositos apresentam uma tendência cálcio-alcálica mais enriquecida em álcalis. Os diabásios distribuem-se em dois agrupamentos: os de quimismo toleítico semelhantes aos magmas iniciais e o outro, mais diferenciado e enriquecido em álcalis.

No diagrama de Middlemost (1975) (Figura 48B) e no diagrama Pearce (1975) (Figura 48C) as amostras de gabros e diabásios são na maioria coincidentes ao campo dos basaltos de composição subalcalinas, mas apresentam rochas mais diferenciadas de tendência alcalina, enquanto as rochas anortosíticas pelos valores de sílica são posicionadas fora dos limites dos diagramas.

No diagrama Jensen (1976) (Figura 48D) as amostras das suítes plutônicas constituídas pelos gabros apresentam composições Fe-toleíticas e os anortositos composições mais cálcio-alcálicas, enquanto os diabásios estão dispostos no

diagrama com uma tendência diferenciada mais ampla Fe-toleíticas a alcalina.

No diagrama de Mullen (1983) (Figura 48E), verifica-se que as amostras de gabros e anortositos distribuem-se principalmente no campo composicional dos basaltos toleíticos de arco de ilha, enquanto os diabásios apresentam-se com uma distribuição mais ampla no campo composicional dos basaltos toleíticos de arco de ilha e/ou basalto alcalino de ilha oceânica.

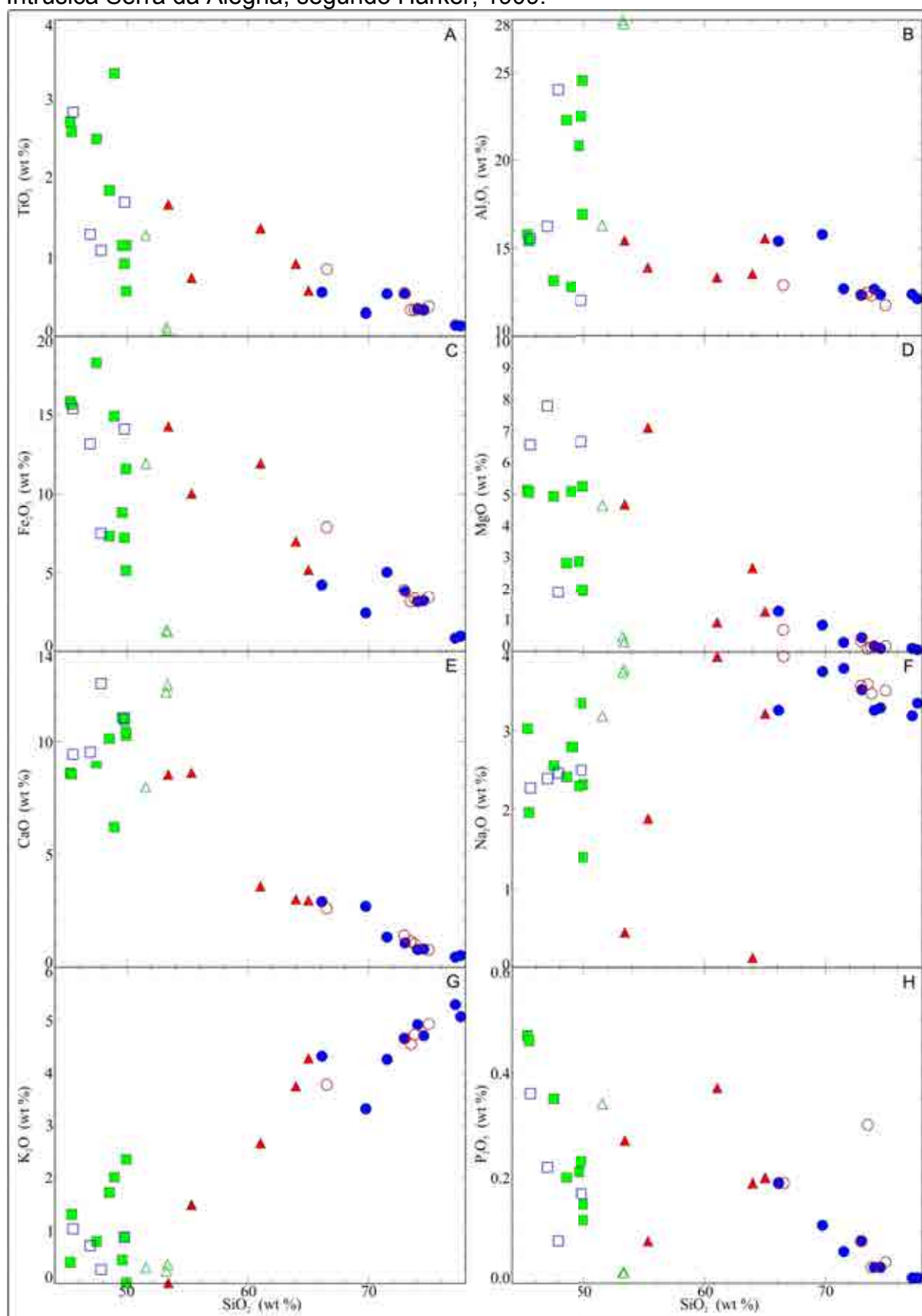
No diagrama de Pearce & Can (1973) (Figura 48F) os gabros apresentam características de basaltos alcalinos intraplaca, enquanto os basaltos apresentam tendências cálcio-alcalina a alcalina de ambiente de intraplaca. O diagrama de Meschede (1986) (Figura 48G) reforça para os gabros o caráter de basalto toleítico de arco vulcânico a basaltos toleíticos de ambiente de intraplaca.

No diagrama de Pearce & Norry (1979) (Figura 48H) observa-se que as amostras da sequência básica-ultrabásica apresentam-se como caráter de rochas geradas em ambiente intraplaca.

As características geoquímicas do magmatismo intermediário-ácido no diagrama geoquímico de Pearce et al. (1984) (Figuras 49A e B) classificam as rochas como pertencentes a uma suíte magmática com características predominantemente de granitos sin a pós-colisionais, formadas em ambiente de arco magmático, com alguns litotipos mais tardios com afinidades de granitos pós-orogênicos a anorogênicos de ambiente intraplaca, constituindo eventos magmáticos intrusivos da formação do Arco Mágmatco Amonguijá.

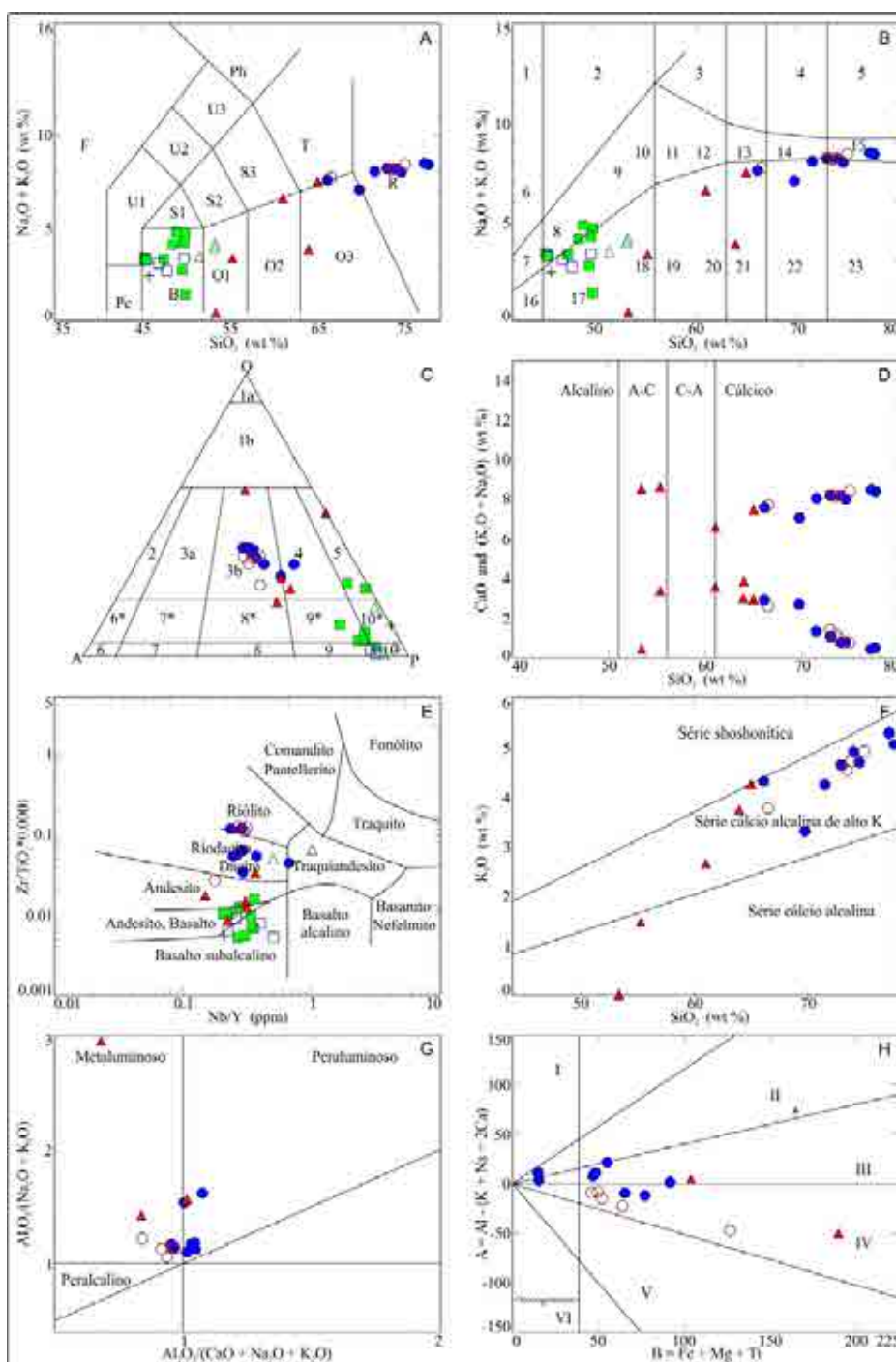
No diagrama de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 49C) as rochas são classificadas como pertencentes a um evento magmático predominantemente sin a tardicolisional e apresentando amostras de rochas intermediárias com características resultantes do fracionamento de material mantélico (tipo M), sugerindo que este conjunto de rochas possa ser resultante de processo de mistura de magmas ácidos e básicos. Para as rochas ácidas no diagrama de Maniar & Picolli, (1989) (Figura 49D) reforçam o caráter de granitos sin a pós-orogênicos.

Figura 46 - Diagrama de correlação de elementos maiores para as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Alegria, segundo Harker, 1909.



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 47 - Diagramas de classificação para o conjunto de rochas ácidas da Suíte Intrusiva Serra da Alegria. **A:** Le Maitre (1989) (R-granito; O3-granodiorito; O2-Tonalito; O1-gabro/tonalito; T-sienito; B-gabro). **B:** Middlesmost (1985) (15-alcali-granito; 23-granito; 14-monzogranito; 22-granodiorito; 21-granodiorito; 20,19-tonalito; 18-gabro/tonalito; 17-gabro toleítico; 8-olivina gabro alcalino). **C:** Le Maitre (1989) (3b-monzogranito; 4-granodiorito; 5-tonalito; 8*-quartzo monzonito; 9-monzodiorito/monzogabro; 9*-quartzo monzodiorito/ monzogabro; 10-diorito/gabro/anortosito; 10*-quartzo diorito/gabro/anortosito). **D:** Peacock (1931). **E:** Winchester & Floyd (1977). **F:** Le Maitre (1989). **G:** Maniar & Picolli (1989). **H:** Debon & Le Fort (1983) (II-biotita superando moscovita; III-somente biotita; IV-hornblenda e biotita).



Fonte: Dados da pesquisa.

No diagrama de classificação com base nas condições de oxidação (Figura 49E) proposto por Frost et al. (2001) as amostras apresentam-se predominantemente no campo de granitos ferrosos e com o maior número dos granitos mais diferenciados, individualizados no campo dos granitos sin-colisionais do tipo I e coincidentes com os granitos anorogênicos do tipo A.

O resultado obtido nos diagramas de Whalen et al. (1987) (Figura 49F) evidencia que as análises caracterizam a compatibilidade das rochas com os granitos sin-colisionais do tipo I de arco magmáticos, transicionando para granitos mais enriquecidos em álcalis, mais tardios e sendo classificados como anorogênicos do tipo A de ambiente intraplaca e/ou gerados no final de estabilização crustal.

Quanto à distribuição dos elementos traços apresentada nos diagramas da figura 49, observa-se que a distribuição de Rb, que se encontra normalmente contida em feldspato potássico e biotita, é muito baixa na sequência básica-ultrabásica.

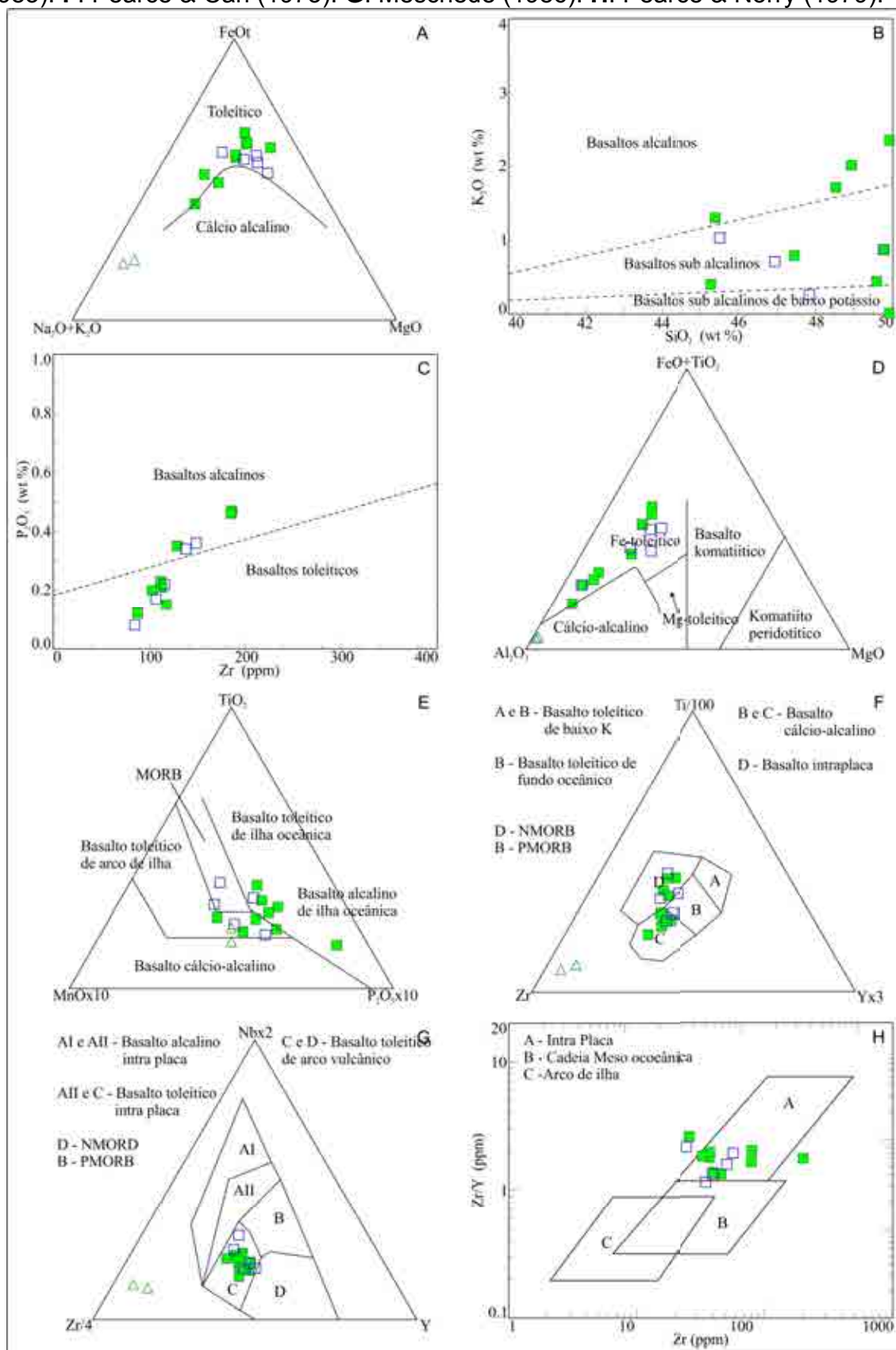
Nos diagramas Rb versus SiO_2 (Figura 50A) e Rb versus K (Figura 50B) a sequência ácida-intermediária, apresenta uma leve correlação positiva do Rb com sílica e potássio para as rochas mais diferenciadas. Os valores acima de 300 ppm de Rb, associam-se às rochas mais enriquecidas em biotita, além de expressivos valores de potássio.

Em relação Sr, o diagrama da figura 50D mostra para a sequência básica-ultrabásica uma correlação positiva com o cálcio, evidenciando para as rochas anortosíticas uma associação direta com o aumento de plagioclásios a partir do fracionamento magmático.

Para a sequência ácida-intermediária nos diagramas (Figura 50C) apresenta-se uma correlação negativa com o aumento da sílica e, portanto sugere-se um processo de fracionamento magmático envolvendo principalmente os feldspatos com aumento de feldspato potássico a partir da segregação de plagioclásios e, com consequente empobrecimento de Sr do líquido magmático disponível para as fases diferenciadas.

Os valores de Ba nos diagramas (Figuras 50E e F) reforçam a sua associação mais facilmente aos feldspatos potássicos e à biotita, além de plagioclásios intermediários, sendo observada uma correlação positiva para as rochas mais diferenciadas.

Figura 48 - Diagramas de classificação de rochas básicas. **A:** Irvine & Baragar (1971). **B:** Middlemost, (1975). **C:** Pearce (1975). **D:** Jensen (1976). **E:** Mullen (1983). **F:** Pearce & Can (1973). **G:** Meschede (1986). **H:** Pearce & Norry (1979).



Fonte: Dados da pesquisa.

Os valores de Zr (Figura 50G), de Y (Figura 50H) e de Nb (Figura 50I) para as rochas da sequência básica-ultrabásica mostram uma leve correlação negativa para as rochas mais diferenciadas com o consequentemente empobrecimento de minerais ferromagnesianos, indicando que o fracionamento magmático consumiu o Zr, Y e Nb, diminuindo as suas concentrações nos líquidos mais diferenciados.

Para a sequência intermediária-ácida observa-se uma nítida correlação positiva contrária ao processo evolutivo do magma, provavelmente refletindo a presença de fases cumuláticas ricas nesses elementos devido a misturas e contaminações crustais.

Nos variogramas de multielementos, os elementos traços para as rochas básicas-ultrabásicas estão normalizados segundo os valores de Boynton (1984) para meteorito condrito (Figura 51A). Observa-se que os litotipos exibem um empobrecimento em Ba, Nb e Ti e enriquecimento em Rb e Sr, evidenciando processos de fracionamento envolvendo os plagioclásios e minerais máficos.

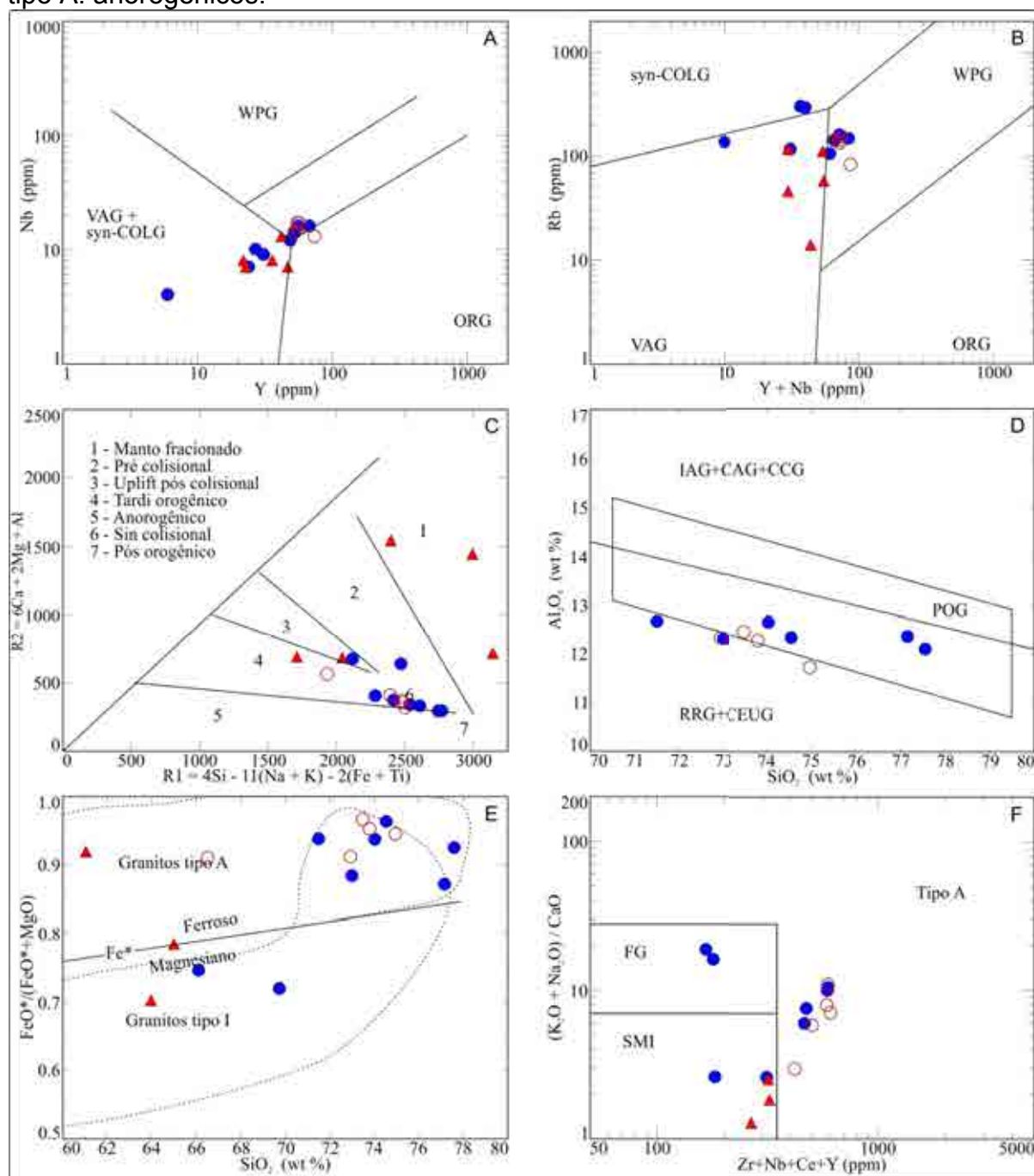
Para as rochas anortosíticas os valores dos elementos traços apresentam-se no geral empobrecidos à exceção para os valores de Rb e o Sr que apresentam com fortes anomalias de positivas em função da segregação e enriquecimento de plagioclásios para as fases mais diferenciadas, sugerindo que estes processos magmáticos ocorreram em câmara magmática em geral em níveis crustais rasos.

No variograma os elementos traços para as rochas intermediárias-ácidas normalizados segundo os valores de Boynton (1984) para meteoritos condritos (Figura 51B). Neste diagrama observa-se que a maioria dos litotipos exibe empobrecimento em Nb, Sr e Ti e enriquecimento em Ba, Rb, e Zr, evidenciando processos de fracionamento envolvendo principalmente os feldspatos e máficos.

Nos diagramas de elementos terras raras das rochas básicas normalizado segundo os valores de Boynton (1984) para meteorito condrito (Figura 51C) e segundo os valores de Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior (Figura 51E), observa-se uma grande similaridade e paralelismo no comportamento de distribuição das amostras para cada agrupamento analisado.

O comportamento dos ETR nos gabros (Figura 51E) possui peculiaridades inerentes a este tipo de rocha. A relação $[La/Yb]_N = 6,39$ mostra diferenciação em relação a referência utilizada (condrito), o que é esperado, mesmo se tratando de rocha básica com baixo grau de fracionamento.

Figura 49 - Diagramas de classificação de ambiente tectônico com base na assinatura geoquímica. **A** e **B**: Pearce et al. (1984). **C**: Batchelor & Bowden (1985). **D**: Maniar & Picolli (1989) (IAG-arco de ilha; CAG-arco continental; CCG-colisão continental; POG-pós-orogênico; RRG-relacionados à rift e; CEUG-epirogênese continental).. **E**: Frost et al. (2001). **F**: Whalen et al. (1987). SMI: médias composicionais dos granitos dos tipos S, M, I. FG: granitos félsicos fracionados e tipo A: anorogênicos.

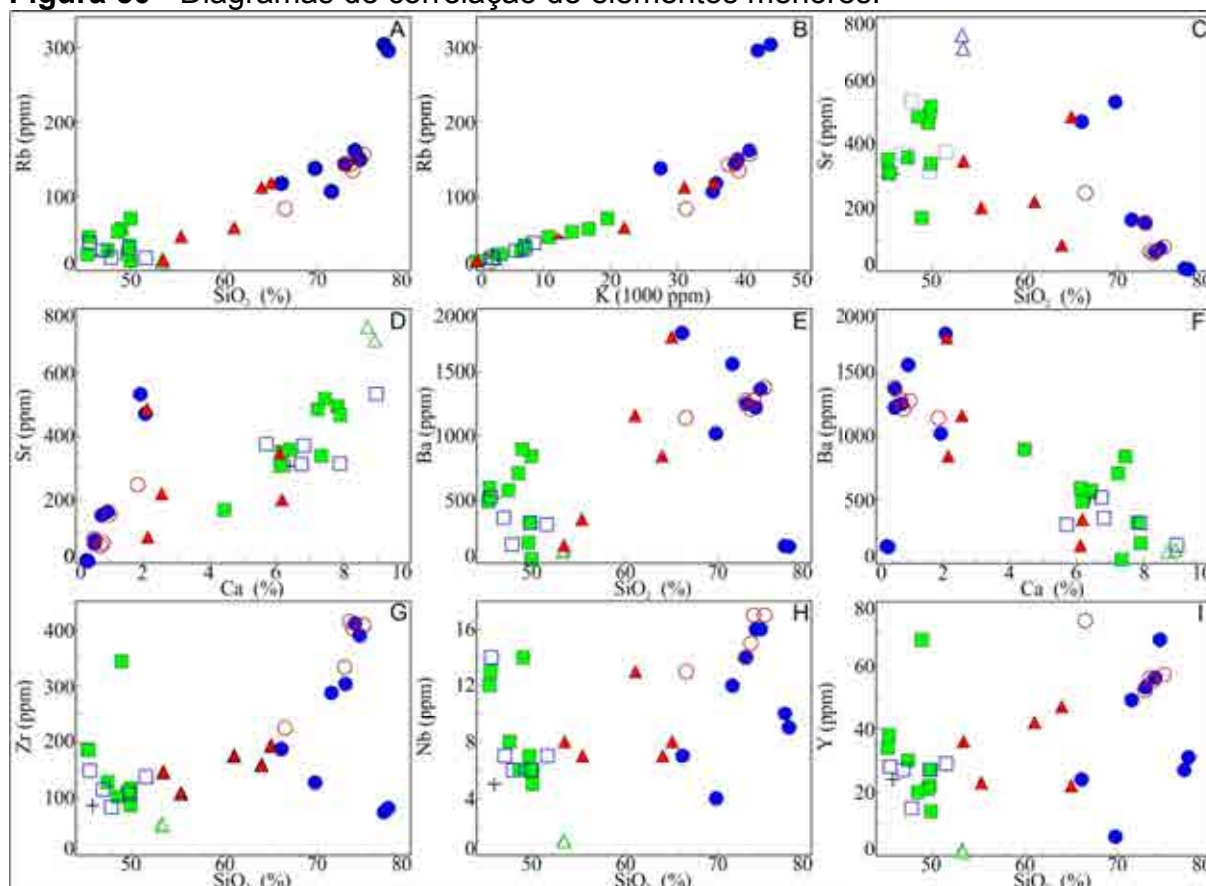


Fonte: Dados da pesquisa.

Este parâmetro é ratificado pela relação $[Eu/Eu^*]_N = 1,36$; tal valor superior a 1 mostra haver mais európio do que o esperado, sugerindo a existência de

considerável quantidade de plagioclásio, onde aquele elemento se encontra aprisionado.

Figura 50 - Diagramas de correlação de elementos menores.



Fonte: Dados da pesquisa.

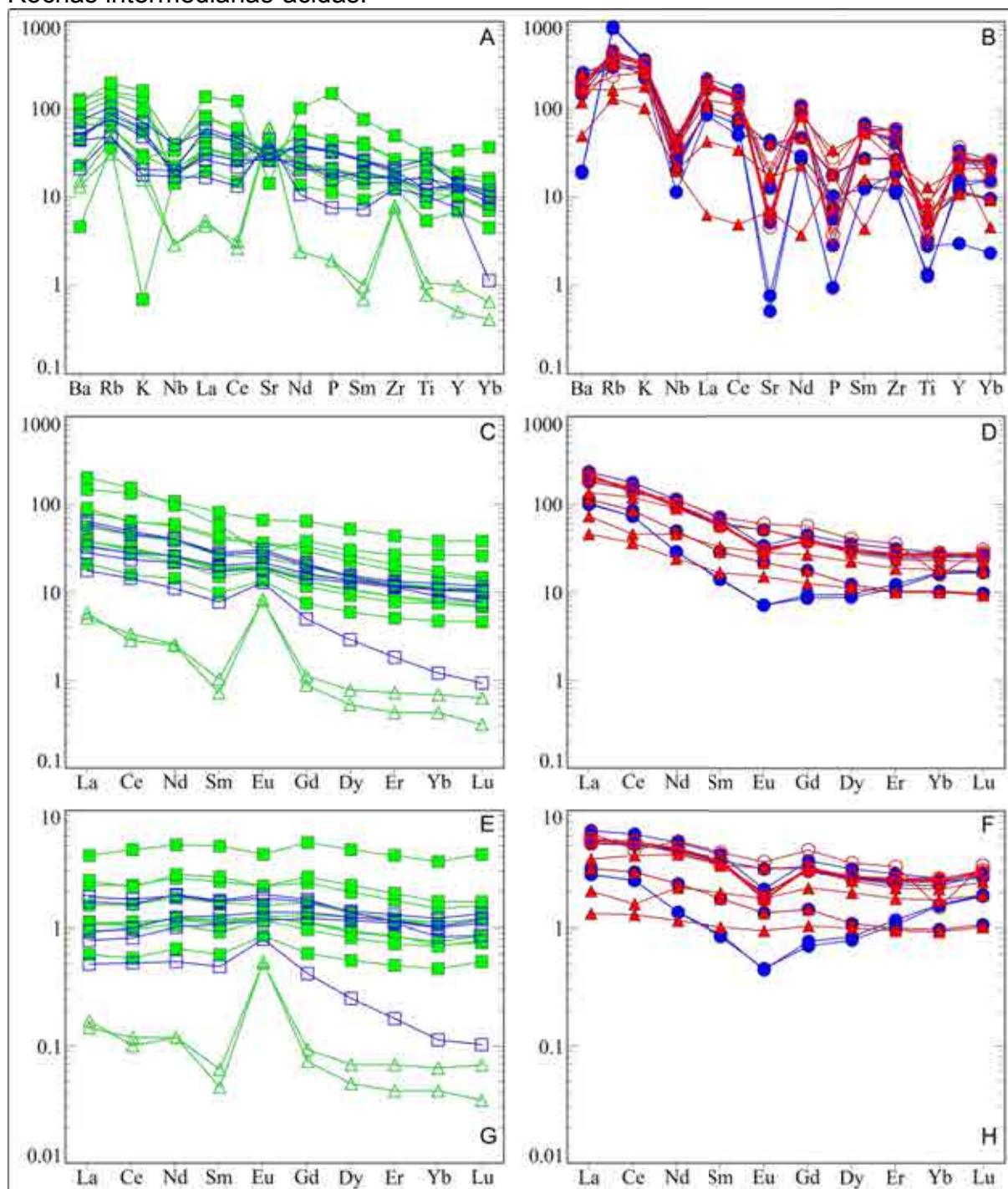
Os anortositos possuem clara assinatura de rocha originada por magmas no início do processo de fracionamento, já que a relação $[Eu/Eu^*]_N=8,91$ é extremamente elevada, fazendo com que ocorra anomalia positiva deste elemento, reflexo a predominância de plagioclásio na mineralogia da desta rocha. Há enriquecimento em ETR leves, uma vez que $[La/Yb]_N=10,45$, sendo que o enriquecimento entre os ETR pesados é menor que aquele existente entre os ETR leves ($[Gd/Yb]_N=1,87$ e $[Ce/Sm]_N=3,62$).

Os diabásios, sendo rochas com composição similar aos gabros, também possuem relação de európio maior que 1, sendo $[Eu/Eu^*]_N=1,17$, mostrando que esta rocha ainda contém considerável quantidade de plagioclásio cálcico.

O fracionamento dos ETR é o menor entre as rochas básicas da Serra da Alegria, sendo que $[La/Yb]_N=4,59$ e o enriquecimento entre os grupos de ETR

(pesados e leves) é semelhante, uma vez que $[Gd/Yb]_N=1,68$ e $[Ce/Sm]_N=1,65$.

Figura 51 - Diagramas de elementos incompatíveis (Spider) normalizados segundo os valores de Boynton (1984) para meteoritos condríticos: **A:** Rochas básicas. **B:** Rochas intermediárias-ácidas. Diagramas de elementos terras raras normalizadas segundo os valores de Boynton (1984) para: **C:** Rochas básicas. **D:** Rochas intermediárias-ácidas. Diagramas de elementos terras raras normalizadas segundo os valores de Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior: **E:** Rochas básicas. **F:** Rochas intermediárias-ácidas.



Fonte: Dados da pesquisa.

A baixa segregação de európio aliada a semelhança entre os braços de ETR pesados e leves sugere que estas rochas foram originadas a partir de magmas residuais dos gabros mas que não chegaram ao processo final de diferenciação.

Os diagramas de elementos terras raras das rochas intermediárias e ácidas normalizadas segundo os valores de Boynton (1984) para condrito (Figura 50D) e segundo os valores de Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior (Figura 50F), mostram grande similaridade e paralelismo entre estes dois agrupamentos, sugerindo evolução a partir do mesmo magma.

As rochas intermediárias possuem enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados, uma vez que $[La/Yb]_N=5,46$, havendo maior enriquecimento entre os ETR leves ($[Ce/Sm]_N=1,96$) em relação os ETR pesados ($[Gd/Yb]_N=1,40$). Com estas rochas, provavelmente não ocorreu fracionamento durante sua própria cristalização, já que $[Eu/Eu^*]_N=1,04$, de modo que a magma fracionado foi destinado à cristalização das fases posteriores (monzogranitos).

Assim, as rochas ácidas da sequência Serra da Alegria são, evidentemente, as mais diferenciadas nesta suíte. Fato mostrado pelos valores de $[Eu/Eu^*]_N=0,66$ e $0,79$ para os monzogranitos finos e monzogranitos, respectivamente, denotando haver menor quantidade deste elemento no magma inicial. Também é notável o enriquecimento dos ETR leves frente aos pesados, dado pelos valores de $8,66$ e $11,49$ para a relação $[La/Yb]_N$.

5.3 Suíte Vulcânica Serra da Bocaina

Os trabalhos de cunho geoquímico das rochas da Suíte Vulcânica Serra da Alegria encontram-se descritos em Lacerda Filho et al. (2006) e Godoy et al. (2006 a; 2007 a b) e Manzano et al. (2008), que apresentou análises de 16 amostras (Tabela 7).

A concentração dos elementos maiores, evidenciada nas (Figura 52) através dos diagramas de Harker (1909), mostra valores de sílica elevados e restritos, onde domina um agrupamento de rochas com valores elevados entre 72 a 78% de SiO_2 , caracterizando um magmatismo constituído por rochas predominantemente ácidas e evoluídas.

Tabela 7 - Tabela com os dados geoquímicos das amostras da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. Normalizações segundo valores de Boynton, 1984.

Grupo Amonguijá - Suíte Vulcânica Serra da Bocaina								
Riólito e dacito								
	RA-9	RA-11	RA-12	APA-1	APA-2	APA-3	APA-4B	APA-218
SiO ₂	75,77	74,55	73,05	72,51	76,96	74,51	77,7	75,08
TiO ₂	0,22	0,27	0,26	0,39	0,26	0,3	0,25	0,13
Al ₂ O ₃	12,74	13,18	14,24	13,11	12	13,06	10,88	12
Fe ₂ O ₃	1,52	2,05	1,7	2,96	0,87	1,58	1,5	2,2
MnO	0,06	0,09	0,07	0,09	0,03	0,06	0,07	0,08
MgO	0,02	0,15	0,18	0,58	0,09	0,34	0,11	0,41
CaO	0,65	0,67	0,71	1,02	0,85	0,74	1,31	0,46
Na ₂ O	3,6	4,46	3,51	4,21	4,26	3,41	3,62	3,25
K ₂ O	4,53	3,65	4,74	4	3,7	4,55	3,06	6,25
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,03	0,08	0,03	0,03	0,03	0,02
LOI	0,91	0,88	1,53	1,09	0,99	1,43	1,5	0,16
Total	100,04	99,99	100,01	100,04	100,04	100,01	100,05	100,04
Cr	124	107	43	184	201	94	164	151
Cu	12	18	25	17	6	7	8	2
Ni	7	6	4	7	5	4	4	6
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1258	997	832	1285	980	1138	935	611
Rb	184	301	449	112	107	156	92	187
Sr	79	63	57	133	58	89	94	42
Zr	413	329	327	218	203	245	185	233
Y	71	61	63	29	32	37	24	68
Nb	18	20	20	12	12	12	10	11
La	52,18	55	46,3	50,94	49,15	47,32	36,38	88,4
Ce	108,09	109,7	97,4	105,53	103,06	98,05	73,5	157,73
Nd	46,25	47,61	42,52	46,37	45,23	45,31	32,82	70,94
Sm	9,16	9,05	8,5	8,17	8,39	8,53	6,26	14,69
Eu	1,95	2,16	1,88	1,96	1,9	1,89	1,56	2
Gd	7,29	6,87	6,8	6,68	6,63	6,84	4,74	14,16
Dy	5,99	5,8	6,16	5,39	5,6	6,25	4,09	14,58
Er	3,42	3,27	3,78	3,25	3,26	3,61	2,37	9,13
Yb	3,55	3,44	3,78	3,17	3,21	3,65	2,45	9,91
Lu	0,56	0,51	0,59	0,46	0,49	0,55	0,39	1,8
[La/Yb] _N	9,91	10,78	8,26	10,83	10,32	8,74	10,01	6,01
Eu*	37,56	36,47	34,92	33,84	34,31	35,08	25,20	65,00
Eu/Eu*	0,71	0,81	0,73	0,79	0,75	0,73	0,84	0,42
[Ce/Sm] _N	2,85	2,93	2,77	3,12	2,96	2,77	2,83	2,59
[Gd/Yb] _N	1,66	1,61	1,45	1,70	1,67	1,51	1,56	1,15

A exceção corresponde a uma amostra com valor ao redor de 65% SiO₂ correspondendo a uma rocha de composição dacítica a andesítica. Os valores predominantemente baixos de Fe₂O₃, MgO e CaO, representados nas figura 53 indicam as características das rochas hololeucocráticas a leucocráticas, com acentuado empobrecimento em máficos, à exceção da amostra que apresenta valores de 65%

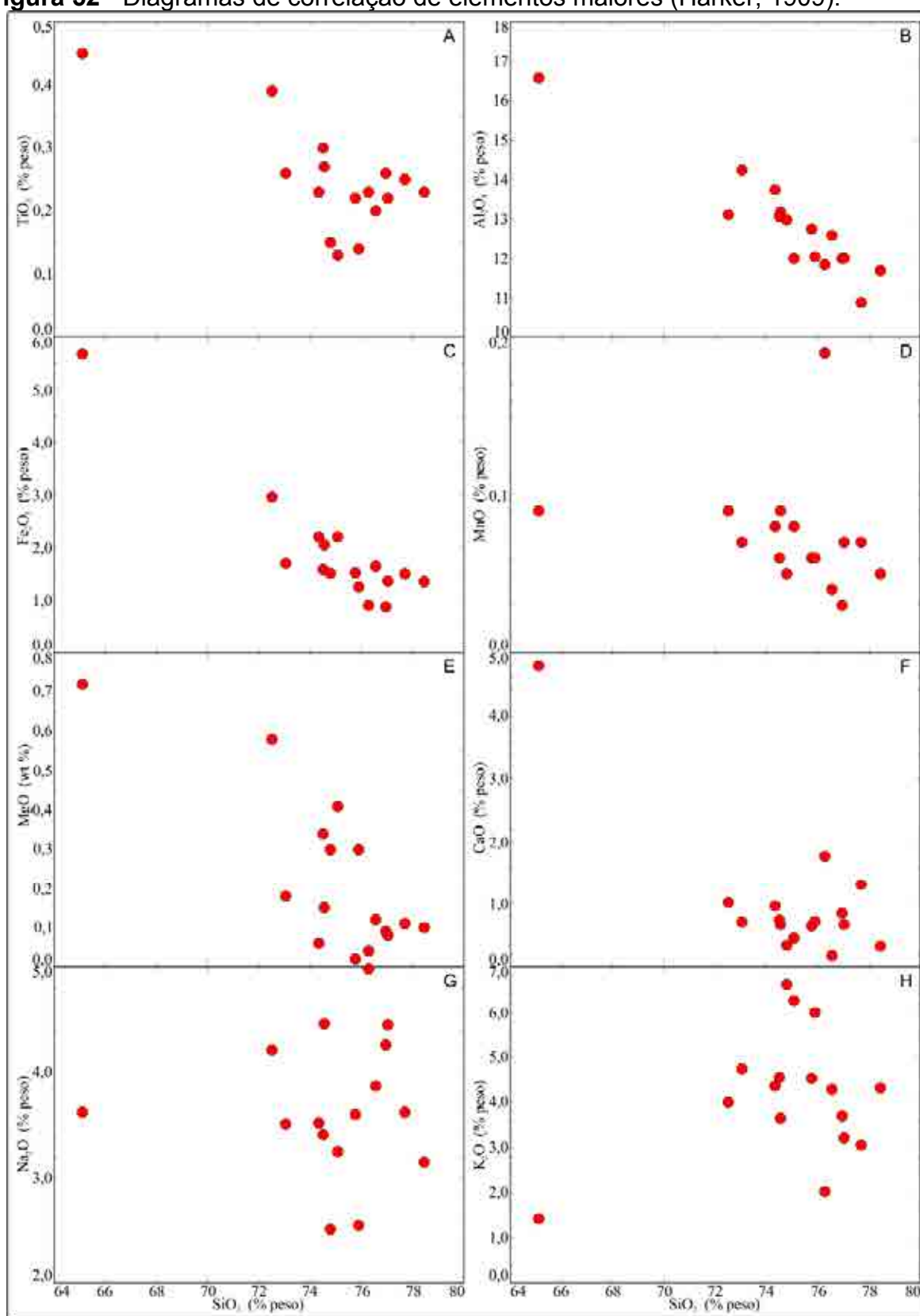
SiO₂. Os valores elevados de Na₂O e K₂O (Figuras 52G e H) são condizentes com as rochas altamente diferenciadas desta sequência.

Tabela 8 - Resultados analíticos das amostras da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. Normalizações segundo valores de Boynton, 1984.

Grupo Amonguijá - Suíte Vulcânica Serra da Bocaina								
Riólito e dacito								
	APA-223	APA-245	APA-246	APA-248	APA-329	APA-341	APA-343	APA-606
SiO ₂	75,9	65,11	74,34	74,79	78,45	76,56	76,28	77,03
TiO ₂	0,14	0,45	0,23	0,15	0,23	0,2	0,23	0,22
Al ₂ O ₃	12,04	16,58	13,74	12,97	11,69	12,58	11,84	12,01
Fe ₂ O ₃	1,25	5,68	2,2	1,51	1,35	1,64	0,9	1,36
MnO	0,06	0,09	0,08	0,05	0,05	0,04	0,19	0,07
MgO	0,3	0,72	0,06	0,3	0,1	0,12	0,04	0,08
CaO	0,72	4,79	0,97	0,34	0,33	0,18	1,77	0,67
Na ₂ O	2,55	3,62	3,52	2,51	3,15	3,87	4,98	4,45
K ₂ O	5,99	1,43	4,36	6,61	4,32	4,29	2,03	3,22
P ₂ O ₅	0,02	0,25	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
LOI	1,04	1,27	0,44	0,75	0,3	0,49	1,71	0,87
Total	100,02	99,99	100,01	100,02	99,99	99,99	100,01	99,99
Cr	95	126	190	176	127	210	209	154
Cu	2	2	3	1	4	2	4	9
Ni	4	20	6	5	8	7	9	9
Zn	-	-	-	-	59	43	28	62
Ba	755	867	972	1121	1309	1194	434	608
Rb	124	39	102	140	115	142	76	124
Sr	64	501	140	51	91	41	20	16
Zr	96	121	229	157	171	168	208	204
Y	21	14	27	32	33	27	42	38
Nb	9	7	10	11	11	9	11	12
La	48,82	29,9	48,05	69,67	55,17	35,42	47,45	-
Ce	77,76	54,17	85,98	104,96	82,04	74,15	95,22	-
Nd	37,75	25,91	40,96	56,84	47,66	33,45	43,63	-
Sm	6,26	4,59	7,78	10,13	8,74	6,52	8,42	-
Eu	1,22	1,39	1,96	2,17	1,85	1,38	1,5	-
Gd	4,75	3,71	6,31	8,03	6,29	5,32	7,27	-
Dy	3,92	2,83	5,64	6,76	5,46	4,81	7,3	-
Er	2,37	1,63	3,15	3,92	2,97	2,74	3,88	-
Yb	2,72	1,7	3,59	4,21	2,8	2,83	3,68	-
Lu	0,47	0,27	0,58	0,7	0,41	0,42	0,55	-
[La/Yb] _N	12,10	11,86	9,02	11,16	13,28	8,44	8,69	-
Eu*	25,22	18,93	32,13	41,48	34,55	26,99	35,62	-
Eu/Eu*	0,66	1,00	0,83	0,71	0,73	0,70	0,57	-
[Ce/Sm] _N	3,00	2,85	2,67	2,50	2,27	2,74	2,73	-
[Gd/Yb] _N	1,41	1,76	1,42	1,54	1,81	1,52	1,59	-

Nos diagramas de classificação petrográfica de Le Maitre (1989) (Figura 53A) os litotipos são definidos como riólitos, à exceção de uma amostra de dacito.

Figura 52 - Diagramas de correlação de elementos maiores (Harker, 1909).



Fonte: Dados da pesquisa.

No diagrama de Middlemost (1985) (Figura 53B) caracterizam-se os litotipos predominantemente como álcali-riólito a riólito e no diagrama QAP de Lameyre &

Bowden (1982) (Figura 53C) as rochas são classificadas como monzoriólitos ou riodacitos, com amostra transicionando para os termos de composição dacítica a andesítica. O diagrama classificatório para séries magmáticas de Peacock (1931) (Figura 53D), em razão da distribuição restrita com alta sílica, não possibilita a interpretação de um *trend* bem definido com tendência cálcio-alcalina a alcalina, como era esperado para esta sequência.

Nos diagramas de classificações usando o teor em potássio versus sílica, de Le Maitre (1989) (Figura 53E), as amostras são classificadas predominantemente com riólitos, com alguns litotipos pertencentes à série de médio potássio, mas, a representação do maior número de amostras pertence à série de alto potássio.

O diagrama de Taylor (1976) (Figura 53F) apresenta um maior intervalo dos valores de K_2O , observa-se que o maior número de amostras distribui-se no campo da série cálcio-alcalina de alto potássio, mas possibilita a identificação de amostras com valores de $K_2O > 5\%$, com distribuição para a série shoshonítica.

Quanto à saturação em alumínio, vista no diagrama de Maniar & Picolli (1989) (Figura 53G), os litotipos evidenciam caráter predominantemente peraluminoso, podendo ocorrer, com frequência, tipos metaluminosos. O diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Figura 53H) define para a sequência magmática a predominância de rochas peraluminosas a duas micas (campos II) e à biotita (campo III) e rochas metaluminosas à biotita e hornblenda (campo IV).

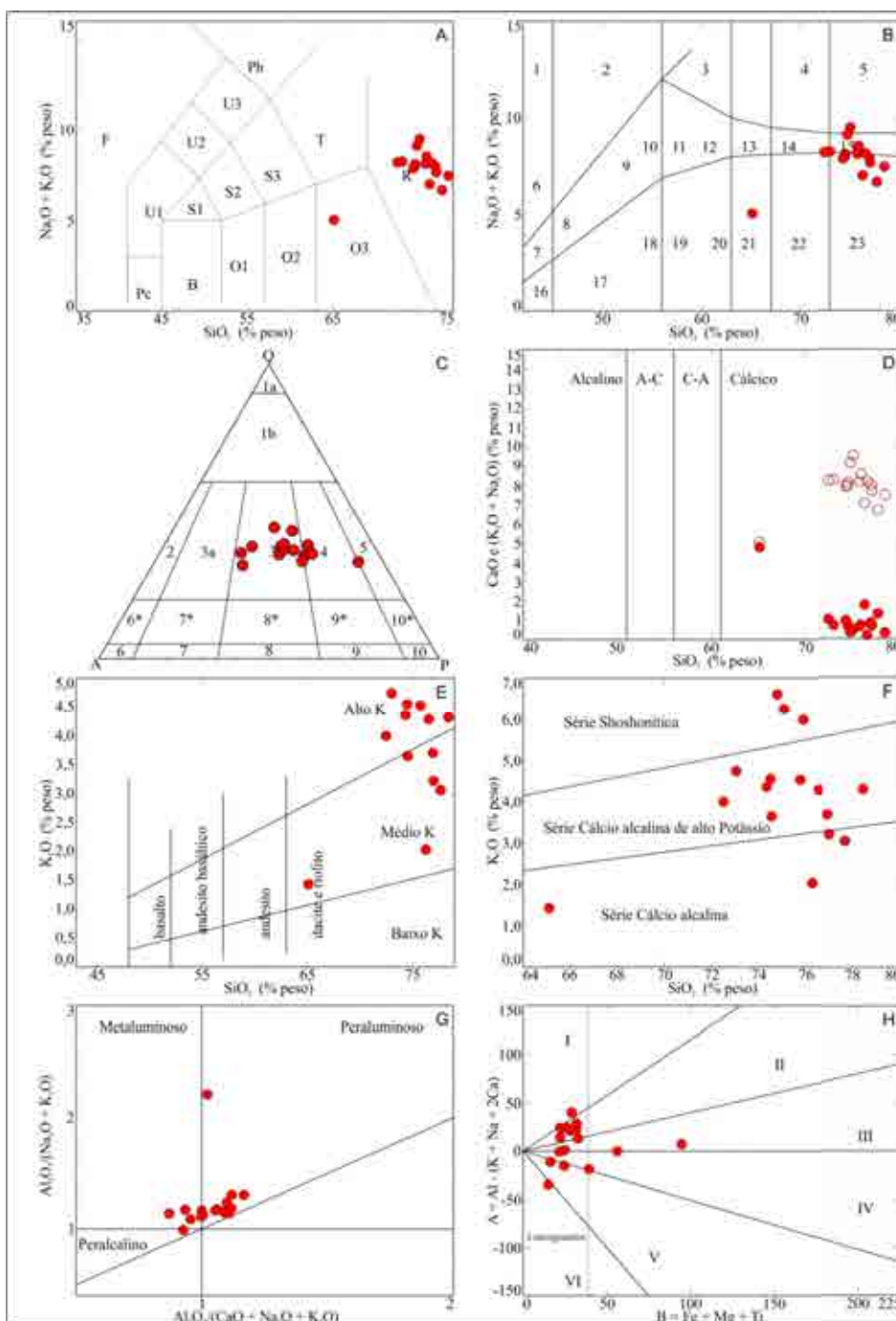
Os diagramas geoquímicos para caracterização de ambiente geotectônico de Pearce et al. (1984) (Figuras 54A e B) classificam as rochas como pertencentes a uma suíte magmática com características predominantemente sin-colisional, formadas em ambiente de arco magmático com alguns litotipos mais tardios definidos como pós – orogênicos de ambiente intra-placa.

As características geoquímicas deste magmatismo como o último evento na construção do Arco Magmático Amonguijá, são respaldadas no diagrama de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 54C) que também classifica as rochas como pertencentes a um evento magmático predominantemente sin-colisional a pós orogênico. Evidências geoquímicas são observadas no diagrama de Maniar & Picolli, 1989 (Figura 54D).

Nos variogramas de multielementos os elementos traços estão normalizados segundo os valores de Thompson (1982) para meteorito condrítico (Figura 55A),

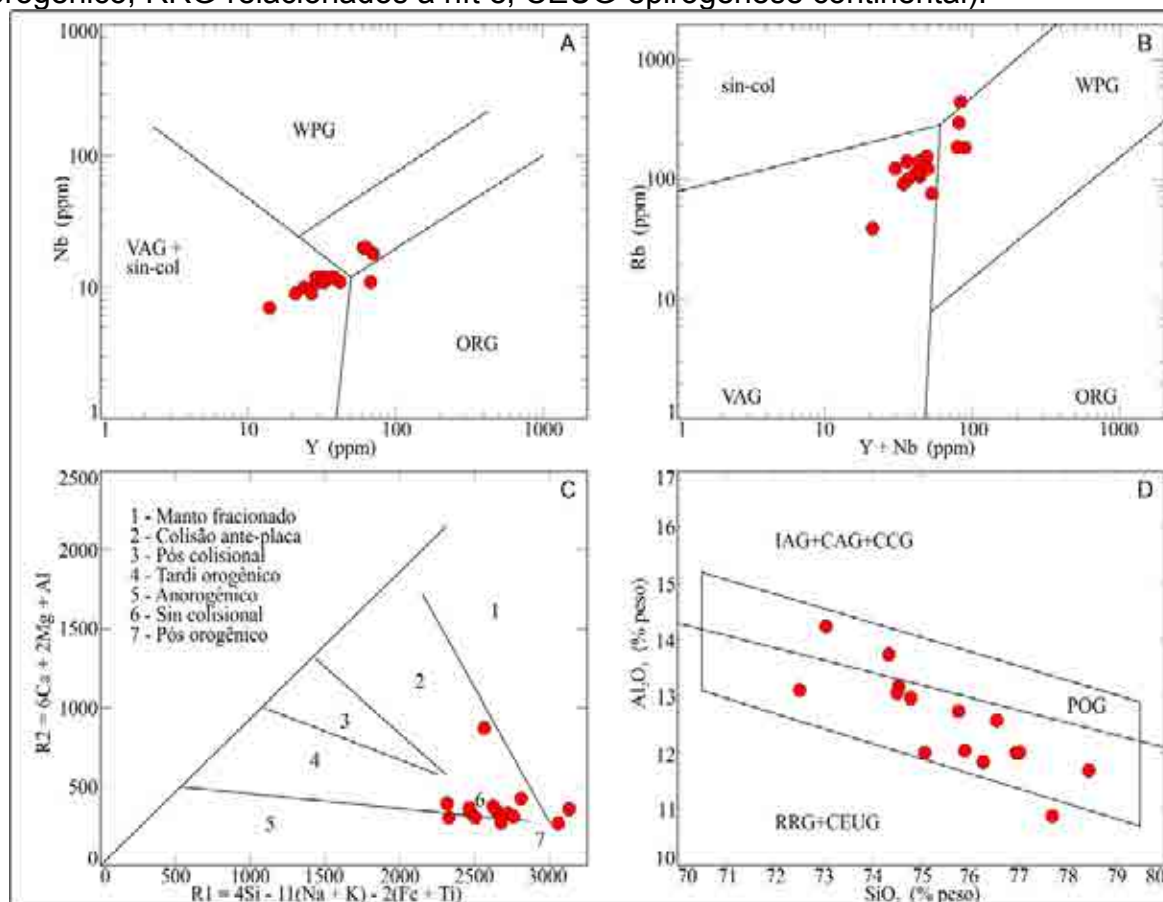
segundo os valores de Weaver & Tarney (1984) para crosta inferior (Figura 55B) e segundo os valores de Taylor & McLennan (1981) para crosta superior (Figura 55C).

Figura 53 - Diagramas de classificação geoquímica. **A:** Le Maitre (1989) (R-riólito; O3-dacito). **B:** Middlemost (1985) (15-riólito alcalino; 23-riólito; 14-traquiriólito; 21-dacito). **C:** Diagrama QAP de Lameyre & Bowden (1982) (3b-monzoriólito ou riodacito; 4-dacito; 5-andesito). **D:** Peacock (1931). **E:** Le Maitre (1989). **F:** Taylor (1976). **G:** Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989), H) Debon & Le Fort (1983) (I-somente moscovita ou moscovita superando a biotita; II-biotita superando moscovita; III-somente biotita; IV-hornblenda e biotita; V-clinopiroxênio; VI-rochas raras).



Fonte: Dados da pesquisa.

Figura 54 - Diagramas geoquímicos de ambiente tectônico. **A e B:** Pearce et al. (1984) (Syn-COLG-sincolisional; VAG-arco vulcânico; WPG-intraplaca e; ORG-oro gênico). **C:** Batchelor & Bowden (1985) - R1 vs R2. **D:** Maniar & Picolli (1989) (IAG-arco de ilha; CAG-arco continental; CCG-colisão continental; POG-pós-oro gênico; RRG-relacionados à rift e; CEUG-epirogênese continental).



Fonte: Dados da pesquisa.

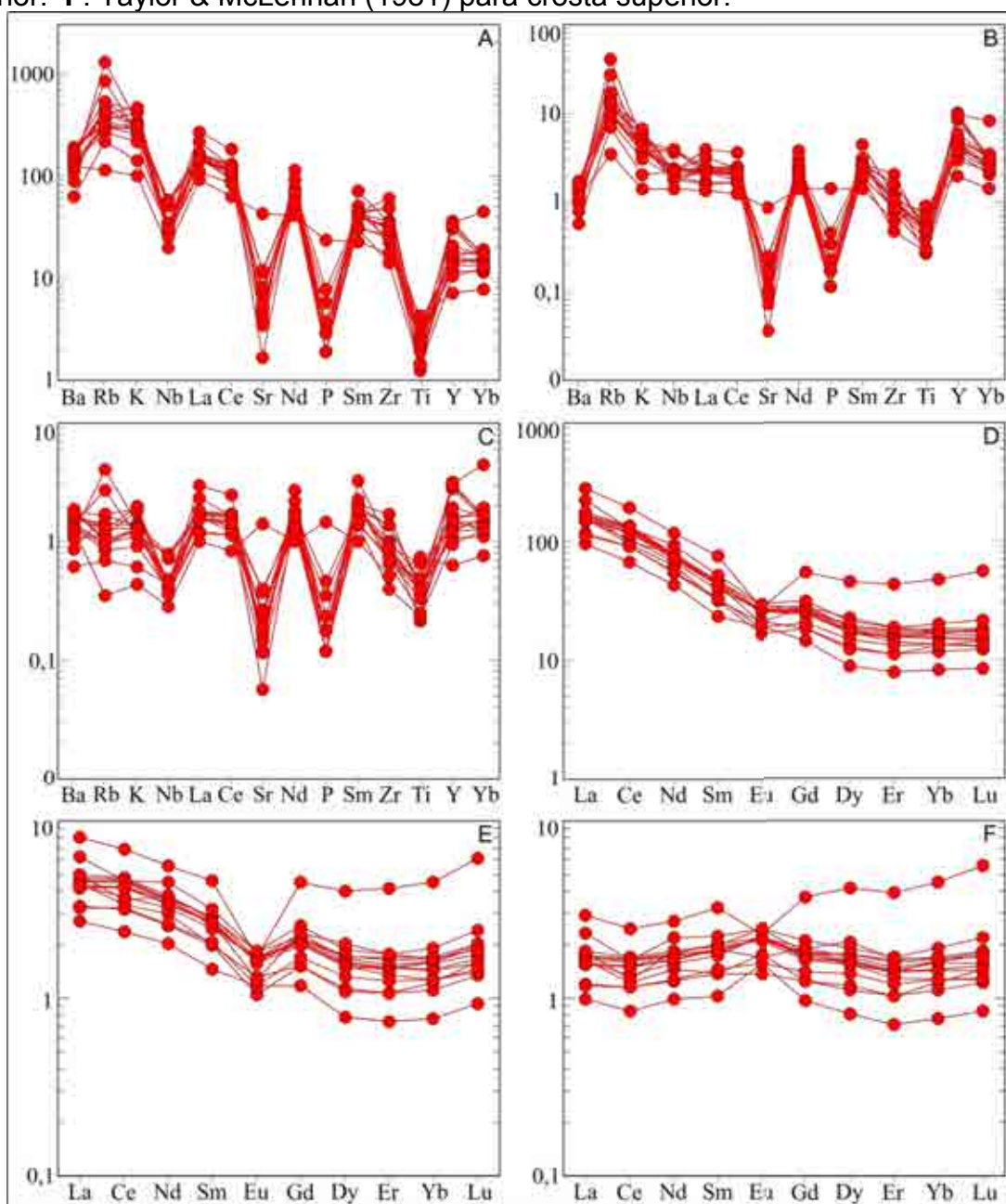
Observa-se que a maioria dos litotipos exibe um forte empobrecimento em Nb, Sr, e Ti em relação à crosta superior e enriquecimento em Rb, evidenciando processos de fracionamento envolvendo feldspatos e máficos. Os valores dos elementos traços e as razões de Ba/Rb baixas evidenciam rochas fortemente diferenciadas.

Os diagramas de elementos terras raras foram normalizados segundo os valores de Boynton (1984) para meteorito condritico (Figura 55D), Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior (Figura 53E) e Taylor & McLennan (1981) para crosta superior (Figura 54F). O comportamento dos elementos terras raras encontra-se mais condizente com o diagramas da figura 53F para normalização segundo crosta superior, exibindo a menor diferenciação entre as três normalizações.

Este fato sugere que a composição do magma inicial deste conjunto litológico é bastante similar àquela definida por Taylor & McLennan (1981). As rochas de

composição predominantemente riolítica (Figura 55D), possuem valores $[La/Yb]_N=9,83$, mostrando acentuada diferenciação entre os ETR pesados e leves (quando normalizados pelo condrito); anomalia negativa de Eu, com $[Eu/Eu^*]_N=0,71$, e assimetria definida pelo braço $[Ce/Sm]_N=2,77$ em relação ao $[Gd/Yb]_N=1,54$.

Figura 55 - Diagramas de elementos incompatíveis (Spider) normalizados segundo: **A:** Valores de Thompson (1982) para meteorito condrítico. **B:** Valores de Weaver & Tarney (1984) para crosta inferior. **C:** Valores de Taylor & McLennan (1981) para crosta superior. Diagramas de elementos terras raras normalizados segundo: **D:** Boynton (1984) para meteorito condrítico. **E:** Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior. **F:** Taylor & McLennan (1981) para crosta superior.



Fonte: Dados da pesquisa.

6 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A partir dos levantamentos iniciais (geológico, estrutural, litogeoquímicos e geocronológicos e dados da literatura geológica) é apresentada uma proposta para o arcabouço geotectônico da área, enfatizando principalmente a evolução geológica do Maciço Rio Apa a partir das suas rochas, que apresentam um registro geocronológico predominantemente paleoproterozóico a mesoproterozóico, mas sua atual estruturação tectônico-metamórfica passa pelo arranjo tectônico neoproterozóico superimposto das rochas metassedimentares da Faixa de Dobramentos Paraguai e a granitogênese associada.

O quadro estrutural-metamórfico identificado nas unidades litológicas do Maciço Rio Apa encontra-se definido por cinco fases deformacionais, sendo as duas iniciais atribuídas a eventos paleo a mesoproterozóicos e as demais pelo arranjo tectônico-metamórfico neoproterozóico superimposto da Faixa Paraguai.

Não é possível realizar esta discussão separadamente da evolução e extensão do Cráton Amazônico, para tanto será utilizada a área do seu extremo meridional, regiões da Serra de Bodoquena e Amolar (MS). Nesta região as áreas do contato entre rochas cratônicas e da Faixa de Dobramentos Paraguai, encontram-se sem a cobertura de sedimentos identificadas na região norte. Serão definidas as duas premissas iniciais de autores quanto à evolução e da área de abrangência do Cráton Amazônico, já parcialmente discutidas na introdução.

Quanto à evolução e abrangência geográfica do cráton, constata-se que, com raras exceções, os pesquisadores descrevem a porção do extremo meridional do cráton, o Maciço Rio Apa, como um segmento crustal alóctone e adotam a Faixa Tucavaca, de idade neoproterozóica, como o limite meridional desta entidade cratônica.

Litherland et al. (1986) difundem o esboço do Cráton Amazônico limitado a leste pelos cinturões dobrados Paraguai e Araguaia e, a sul, pelo Cinturão Tucavaca. Tal arranjo tectônico sugere que o Maciço Rio Apa, constitui um fragmento crustal menor, acrescido a margem cratônica ao longo de um cinturão móvel neoproterozoico à Faixa Tucavaca.

A partir dos trabalhos iniciais partir-se-á da premissa que o Maciço Rio Apa, constitui um fragmento crustal menor, acrescido a margem cratônica ao longo de um

cinturão móvel neoproterozóico, a Faixa Tucavaca (Figura 7). Os aspectos geológicos apresentados a seguir têm o propósito de demonstrar que o Maciço Rio Apa integrava o Cráton Amazônico antes que se instalassem os cinturões móveis marginais Paraguai e Araguaia e o Aulacógeno Tucavaca.

Um ponto crucial que sustenta esta concepção é o fato de que o Grupo Cuiabá e as demais unidades litoestratigráficas que constituem o Cinturão Paraguai, exibem clara continuidade física desde a região de Nova Xavantina (MT) até a região da Serra da Bodoquena e Aquidauana (MS) e Paraguai, passando pelos domínios da Baixada Cuiabana e Serra de São Vicente (MT). Isto seria possível apenas se houvesse uma massa continental contínua que servisse ao mesmo tempo como substrato e área fonte para o preenchimento da bacia marginal (Grupos Cuiabá e Alto Paraguai).

Outro fato importante é a clara correlação estratigráfica entre as unidades que compõem a Calha Sedimentar Tucavaca na Bolívia (Grupos Boqui, Tucavaca e Murciélagos) e as unidades expostas no Cinturão Paraguai no SW do Brasil (Grupos Jacadigo e Alto Paraguai). Este dado indica a sincronia, pelo menos em parte, da deposição nas calhas sedimentares Tucavaca (NW) e Paraguai (N, NE), demonstrando que a evolução do ramo Tucavaca está intimamente ligada à instalação do Cinturão Paraguai.

Ao contrário do esperado para o padrão deformacional de uma faixa móvel marginal, o Cinturão Tucavaca exibe uma fraca deformação por compressão, destacando-se apenas amplas ondulações e discretos e raros cavalgamentos.

No entanto, a sua disposição sub-ortogonal ao cinturão principal (Paraguai) e o registro de estruturas extensionais paralelas ao eixo da calha sedimentar sugerem, como preconizam Trompette & Alvarenga, 1998, que a calha Tucavaca trata-se de um ramo abortado de uma junção tríplice centrada na região de Rincón del Tigre/Corumbá. Finalmente, os autores interpretam o Cráton Amazônico (com o Bloco Rio Apa) como uma margem passiva continental, de bacia do tipo *rift* (atual Faixa Paraguai), que se estende do leste mato-grossense (Nova Xavantina- MT) até a República do Paraguai.

Considerando os itens discutidos, reitera-se que o Maciço Rio Apa é parte integrante do Cráton Amazônico, constituindo, portanto, o limite meridional da entidade tectônica. O Cinturão Tucavaca corresponde a um *rift* abortado,

Aulacógeno Tucavaca-Chiquitos de Trompette & Avarenga, 1998, e não a um cinturão marginal gerado pela colisão do Cráton Amazônico com o Bloco Rio Apa.

A evolução do Maciço Rio Apa bem como o do Cráton Amazônico na sua concepção atual é caracterizada pela acresção de cinturões móveis que se anexaram ao núcleo arqueano do protocráton Amazônico, o que também se verifica no Maciço Rio Apa, possibilitando a identificação na área de quatro domínios, formados em quatro estágios, identificados na figura 56.

O **Domínio do Embasamento Cratônico ou Antigo** encontra-se representado pelo Complexo Rio Apa, que forma o substrato cristalino das demais unidades, constituindo um núcleo antigo do sul do Cráton Amazônico de idades Arqueana/Paleoproterozóica.

É composto predominantemente por gnaisses e migmatitos ortoderivados (denominado de Arco Magmático Rio Apa), além de xistos, quartzitos e paragneisses intercalados tectonicamente e que estão sendo interpretadas como restos de um cinturão metamórfico formado sobre a crosta siálica pré-existente (Araújo et al., 1982 e Godoy et al., 2007), aqui denominado de Cinturão Metamórfico Rio Apa, mais antigo e/ou contemporâneo pois apresenta paragêneses metamórficas em fácies anfibolito alto podendo sugerir para esta sequência paraderivada um ambiente de formação em bacia marginal.

Este domínio acha-se caracterizado por uma tectônica dúctil-rúptil de baixo a médio ângulo e alto ângulo expressa através de zonas de cisalhamentos contracionais com componente oblíqua, marcadas por faixas miloníticas, além de expressivos retrabalhamentos metamórfico-tectônicos mais tardios, neoproterozóicos, visto no cavalgamento do Complexo Apa sobre a Formação Urucum na Serra da Esperança.

Poucos dados geocronológicos encontram-se disponíveis na literatura a cerca das unidades do Maciço Rio Apa. Araújo et al. (1982) apresentam para as rochas do Complexo Rio Apa datações Rb/Sr que resultaram em uma isócrona de referência de $1.680 \pm 30 \text{ Ma.}$, com razão inicial de $0,706 \pm 0,001$.

Esta idade foi interpretada como indicativa da época dos eventos metassomáticos que afetaram e/ou formaram a unidade. Representaria, uma idade mínima de rejuvenescimentos isotópicos sobre rochas do embasamento que teriam se formado em época anterior, possivelmente no Paleoproterozóico, ou então a

própria idade de formação das rochas.

Silva et al. (2007) apresentam para as rochas graníticas, gnáissicas e migmatíticas do Complexo Rio Apa (Arco Magmático Rio Apa) uma assinatura geoquímica cálcio-alcalina, com características indicativas de um ambiente de arco magmático. Datações U-Pb SHRIMP (zircão) forneceram a idade de 1.94 Ga.

Os dados Sm-Nd, por sua vez, apontam uma idade modelo T_{DM} de 2,57 Ga, com valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$, indicando uma forte participação crustal na gênese desses terrenos.

Cordani et al. (2010) indicam idade U-Pb obtidas a partir de gnaisses do Complexo Apa de 1,95 Ga, idade modelo T_{DM} em torno de 2,50 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos de -4,72 a -5,97, sugerindo a formação de protólitos magmáticos com forte participação de material crustal.

O **Domínio do Cinturão Móvel Alto Tererê** corresponde à Associação Metamórfica do Alto Tererê, de Corrêa et al. (1976). No âmbito das supracrustais da Associação Metamórfica do Alto Tererê ocorrem litotipos metassedimentares, predominando os litotipos xistosos (granada-moscovita-biotita), quartzitos micáceos e anfibólitos xistos mostrando transporte de massa de sudeste para noroeste, evidenciado por uma foliação de empurrão, que coloca o Complexo Apa sobre esta associação, além de foliações de alto ângulo de feições miloníticas. Da mesma forma observa-se a colocação desta unidade sobre as rochas da Suíte Plutono-Vulcânica Amonguijá de idade mais jovem.

Os metabasitos com estruturas tipo *pillow* do Grupo Alto Tererê, revelaram um quimismo toleítico de fundo oceânico (tipo MORB), com anomalias negativas de Nb, sugestivas do envolvimento dessa bacia com um ambiente de subducção de margem de placas.

Análises isotópicas Sm-Nd, indicam idade-modelo de duas amostras desse conjunto, tendo sido obtidos valores de 2,26 e 2,28 Ga. Embora não tenha sido obtida a idade de cristalização dessas rochas, admite-se uma idade de formação próxima aos valores obtidos nas idades-modelo, tendo como vista a natureza vulcânica do protólito.

As relações de campo apontam claramente para uma geração precoce do Grupo Alto Tererê, tendo em vista que essas rochas encontram-se intrudidas pelos granitóides da Suíte Amonguijá (Silva et al., 2007).

Neste trabalho a Associação Metamórfica Alto Tererê é vista com ressalva quanto as idades Sm-Nd obtidas para as metabásicas desta sequência como sendo “próximas” da idade de cristalização, mas sim interpretadas como a idade do protólito básico.

Há evidências metamórficas e deformacionais (fácies xisto verde média) de que esta associação é claramente mais jovem do que as rochas do Complexo Apa constituindo uma sequência metavulcano-sedimentar, colocada como uma faixa móvel paleo/mesoproterozóica, aqui denominada Cinturão de Dobramento Alto Tererê, resultante de eventos orogenéticos.

Rochas intrusivas básicas são comuns tanto no Complexo Apa como na Unidade Tererê, mas apresentando fortes efeitos retrometamórficos o que dificulta a sua correlação e/ou distinção. Na sequência básica associada à Unidade Tererê, foi inserida as rochas básicas (anfíbolitos) do Morro do Triunfo.

Também ocorrem rochas metabásicas que apresentam relações estruturais intrusivas na Sequência Alto Tererê, provavelmente mais tardias e com efeitos metamórficos superimpostos das unidades neoproterozóicas da área, conforme sugerem datações disponíveis.

Comte e Hasui (1971) efetuaram datação radiométrica pelo método K/Ar em rocha anfíbolítica associada a quartzitos e quartzo xistos que, por sua vez, são cortados por intrusões graníticas e diques aplíticos e pegmatíticos. A idade obtida para o anfíbolito (rocha total) foi de 1.056 ± 55 Ma, enquanto o pegmatito apresentou idade de 1.250 ± 65 Ma.

Araújo et al. (1982), reportam dois resultados, um em moscovita de um moscovita-quartzo xisto, com idade de 1.265 ± 14 Ma e outro, em anfíbólio de uma amostra de anfíbolito, que forneceu idade de 853 ± 58 Ma.

No entanto, como assinalam Godoi et al. (2001), tais resultados representam idades mínimas, provavelmente como reflexo de um evento metamórfico-tectônico verificado no Maciço Rio Apa durante o Meso-Neoproterozóico.

Os resultados U-Pb obtidos por Cordani et al. (2010) em gnaisses associados ao Grupo Alto Tererê indicam idade de 1,95 Ga, idades modelos T_{DM} em torno de 2,26 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos de +0,09 a +1,09 que evidenciam que os protólitos intrusivos apresentam uma assinatura isotópica juvenil de material do manto derivado.

O **Domínio da Suíte Plutono-Vulcânica Ácida Amonguijá** é constituído por um conjunto plutono-vulcânico de natureza ácida, representada pela Suíte Plutônica Alumiador e pela Suíte Vulcânica Serra da Bocaina.

A suíte plutônica corresponde a um batólito alongado de direção N–S, caracterizado por quatro segmentos principais delimitados por falhas de direção NW–SE. Os segmentos sul e central, são caracterizados pelas fácies hornblenda-biotita sieno a monzogranito médio, biotita sieno a monzogranito grosso, biotita monzogranito gráfico e muscovita monzogranito e o segmento norte é contemporâneo e formado por duas sequências de rochas diferenciadas: uma básica e a outra ácida.

Os conjuntos sul e central são constituídos por rochas quimicamente compatíveis com os granitos do tipo I e A. São rochas de composição cálcio-alcálica de alto potássio a shoshonítica e subalcalinas. Constituem granitos sin-colisionais de caráter metaluminoso a peraluminoso do Arco Magmático Amonguijá, mas apresentam litotipos tardios com características químicas de granitos pós-tectônicos de ambiente intraplaca.

São apresentados dados geocronológicos para a Suíte Intrusiva Alumiador cuja idade de cristalização fornecida pelo método Rb–Sr é de 1600 ± 40 Ma (Araújo *et al.*, 1982 e Godoi *et al.*, 2001).

A suíte vulcano-plutônica ácida, que compõe o **Arco Magmático Amonguijá**, possui assinatura cálcio-alcálica de médio a alto potássio, com comportamento dos elementos LIL e HSFE comparável ao de suítes vulcano-plutônicas de arcos magmáticos continentais. Para as rochas da Suíte Plutônica Alumiador, Lacerda Filho *et al.* (2006) e Silva *et al.* (2007) apresentam idade U–Pb (SHRIMP) em zircão de 1,86 Ga, idade modelo T_{DM} 2,17 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ negativo (-0.68), que apontam para um arco juvenil de margem continental com pouca participação de material crustal.

Cordani *et al.* (2010) indicam idade U–Pb de 1,84 Ga, idade modelo T_{DM} de 2,50 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos de -2,86 a -5,91, indicando forte participação de material crustal.

O segmento norte do Batólito Alumiador é descrito como Intrusão diferenciada Gabro-Anortosito-Granofírica Serra da Alegria por Silva (1998), petrograficamente distinto dos demais segmentos e constituído por granitos, granófiros, gabros, anortositos e ultrabásicas, caracterizando-se em uma série magmática diferenciada

com estruturas típicas de complexos estratiformes.

Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2008) denominam estas rochas como Intrusão Gabro-Anortositica Serra da Alegria e as excluem do Batólito Alumiador, sendo agrupadas como corpos máficos toleíticos continentais das Intrusivas Básicas, em razão da idade dos anortosito U-Pb de zircão de 1,79 Ga, idade modelo T_{DM} de 2,51 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos (-2,89 a -4,32), sugestivos de forte contaminação crustal.

Cordani et al. (2010) em anortositos apresentam idade U-Pb de 1,8 Ga, idade modelo T_{DM} de 2,50 a 2,64 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos (-3,21 a -4,31).

Godoy et al. (2009a, b) apresentam o magmatismo da Serra da Alegria como um evento distinto, mas contemporâneo dos segmentos central e sul. A idade de 1,78 Ga para as rochas máficas encontra-se perfeitamente condizentes com um evento contemporâneo associado ao conjunto ácido.

A Suíte Vulcânica Serra da Bocaina é composta por rochas metavulcânicas de baixo grau, ácidas a intermediárias, representadas por rochas subvulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas compostas por termos de composição álcali-riólitos a riólitos e em menores proporções riodacitos, andesitos e dacitos.

São rochas cálcio-alcálinas pertencentes à série de alto potássio de caráter predominantemente peraluminoso e definem magmatismo sin-colisional e encontram-se geneticamente associadas à evolução do Arco Magmático Amonguijá.

Araújo et al. (1982) apresentam para as rochas vulcânicas idades Rb/Sr de 1.650 ± 63 Ma com razão inicial $Sr^{87}-Sr^{86}$ de $0,702 \pm 0,004$, indicando uma provável derivação mantélica. Lacerda Filho et al. (2006) e Silva et al. (2007) apresentam para as rochas metavulcânicas da Serra da Bocaina, pelo método U-Pb (SHRIMP) a idade de 1,79 Ga, idade modelo T_{DM} 2,26 Ga e valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativo (-2,0). Cordani et al. (2010) em riodacitos da Suíte Serra da Bocaina indicam idade U-Pb de 1,8 Ga, idade modelo T_{DM} de 2,26 Ga e valor $\epsilon_{Nd(t)}$ negativo de -2,04 que evidencia a formação do protólitos com uma assinatura isotópica com forte participação de material crustal.

A partir da visão de integração do Maciço Rio Apa ao Cráton Amazônico, Cordani et al. (2010) propõem a partir de dados geocronológicos a divisão desta área em dois grandes blocos tectônicos, o do leste e do oeste, justapostos a cerca de 1670 Ma a partir de uma sutura de direção N-S. Esta sutura é interpretada a partir

das zonas de empurrões (Godoi et al., 2001) das rochas do embasamento sobre as rochas mais jovens do Grupo Amonguijá.

O **Domínio da Faixa de Dobramento Paraguai** constitui uma entidade geotectônica evoluída às margens SSE do Cráton Amazônico durante a orogênese brasileira com idade estendendo-se do Neoproterozoico ao Cambriano.

Este cinturão orogênico apresenta um formato convexo em direção ao ante país e foi individualizado em três domínios tectônicos dispostos lateralmente ao ante país (Alvarenga & Trompette, 1993 e Trompette & Alvarenga, 1998) e denominados por Ruiz et al. (1999) de Domínio Tectônico das Coberturas de Ante país, Domínio Tectônico Externo e Domínio Tectônico Interno.

O Domínio Tectônico das Coberturas de Ante país é composto por extensas áreas de estratos sub-horizontais a levemente ondulados, afetados apenas por basculamentos das unidades sedimentares (Formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino) cobrindo, em discordância angular, largos trechos do embasamento pré-Cambriano.

O Domínio Tectônico Externo é fortemente afetado pela orogênese brasileira e é constituído pelas rochas sedimentares (Formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino), provocando intenso dobramento linear e holomórfico, com vergência em direção ao antepaís cratônico com o desenvolvimento de megafalhas reversas ou de empurrão, associadas aos dobramentos regionais, e aos sistemas de falhas transcorrentes.

O Domínio Tectônico Interno é constituído pelos Grupos Cuiabá e Nova Xavantina e pelas vulcânicas e corpos graníticos, que serão abordadas mais intensamente a seguir: Observa-se uma sequência supracrustal em bacia tipo *rift* com a deposição do Grupo Cuiabá e o processo acrescionário, com construção do Cinturão Metamórfico Paraguai e associado à zona de expansão com a construção do aqui denominado Arco Magmático Paraguai formado pelos granitos sin a tardi-tectônicos da Província Granitóide Brasileira, associada a uma tectônica dúctil-rúptil com formação de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção principal N-S. Esta fase apresenta transporte de massa de NE para SW.

O magmatismo neoproterozóico da Faixa de Dobramento Paraguai é gerado a partir do retrabalhamento de fontes paleoproterozóicas e as intrusões são colocadas lado a lado pelo controle de *emplacement* impondo formas alongadas e

fissurais ao longo da aqui denominada Zona de Cisalhamento Sul Matogrossense, que poderia corresponder à continuidade do Lineamento Transbrasiliano.

Estas zonas de cisalhamento foram sistemas antigos, que quando reativadas pelo evento tectônico facilitam a ascensão dos magmas graníticos no final do ciclo, condicionando sua forma alongada, bem como afetando tardiamente suas bordas.

Posteriormente, a partir do espessamento litosférico, gradualmente ampliado pelos mecanismos de acreção vertical e encurtamento orogênico, conduziu ao evento final deste estágio orogênico, caracterizado pela geração e colocação de grandes massas graníticas (batólitos), os granitos tardi a pós-tectônicos da província, com estrutura rapakivi.

Os granitóides neoproterozóicos intrusivos nas rochas da Faixa de Dobramento Paraguai apresentam quimismo e idades que os diferem em dois grandes ambientes (Godoy et al, 2010). As divisões composicionais e genéticas desta província encontram-se realçadas nas análises Sm-Nd, pelos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$, variando entre negativo mais suaves para a parte sul que se intensificam para a parte norte, indicando uma forte assimilação crustal e/ou participação de material crustal de sul para norte na formação do magma original.

As idades modelo T_{DM} são as seguintes: Taboco - 1,97 Ga., Coxim - 1,74 Ga., Rio Negro - 1,59 Ga., São Vicente - 1,165 Ga., Lajinha - 1,508 Ga. e Araguainha - 1,375 Ga. As análises U/Pb, que representam a idade de cristalização do magma félsico estão assim fixadas: Taboco – 540 Ma., Rio Negro – 547 Ma., Coxim – 540 Ma., Sonora – 548 Ma., São Vicente – 504 Ma, Lajinha - 505,4 Ma. e Araguaiana - 509,4 Ma.

Estes resultados evidenciam que o magmatismo da Província Granitóide foi gerado em ambiente de colisão continental e/ou de decompressão pós-colisional, com fusão de material da crosta inferior heterogênea, constituído por magmas diversificados em níveis de fracionamento distintos e derivado de fontes distintas e independentes.

Os granitóides da parte norte são mais jovem e de fontes crustais também mais jovens, enquanto os granitóides da parte sul são mais velhos (40 Ma) e apresentam contribuição de rochas mais antigas na formação do magma original que alcançam ambientes mais estáveis de consolidação ao final do evento colisional no SE do Cráton Amazônico.

A interpretação das informações apresentadas permitiu a definição de uma sequência de 4 estágios no desenvolvimento do extremo meridional do Cráton Amazônico, a saber:

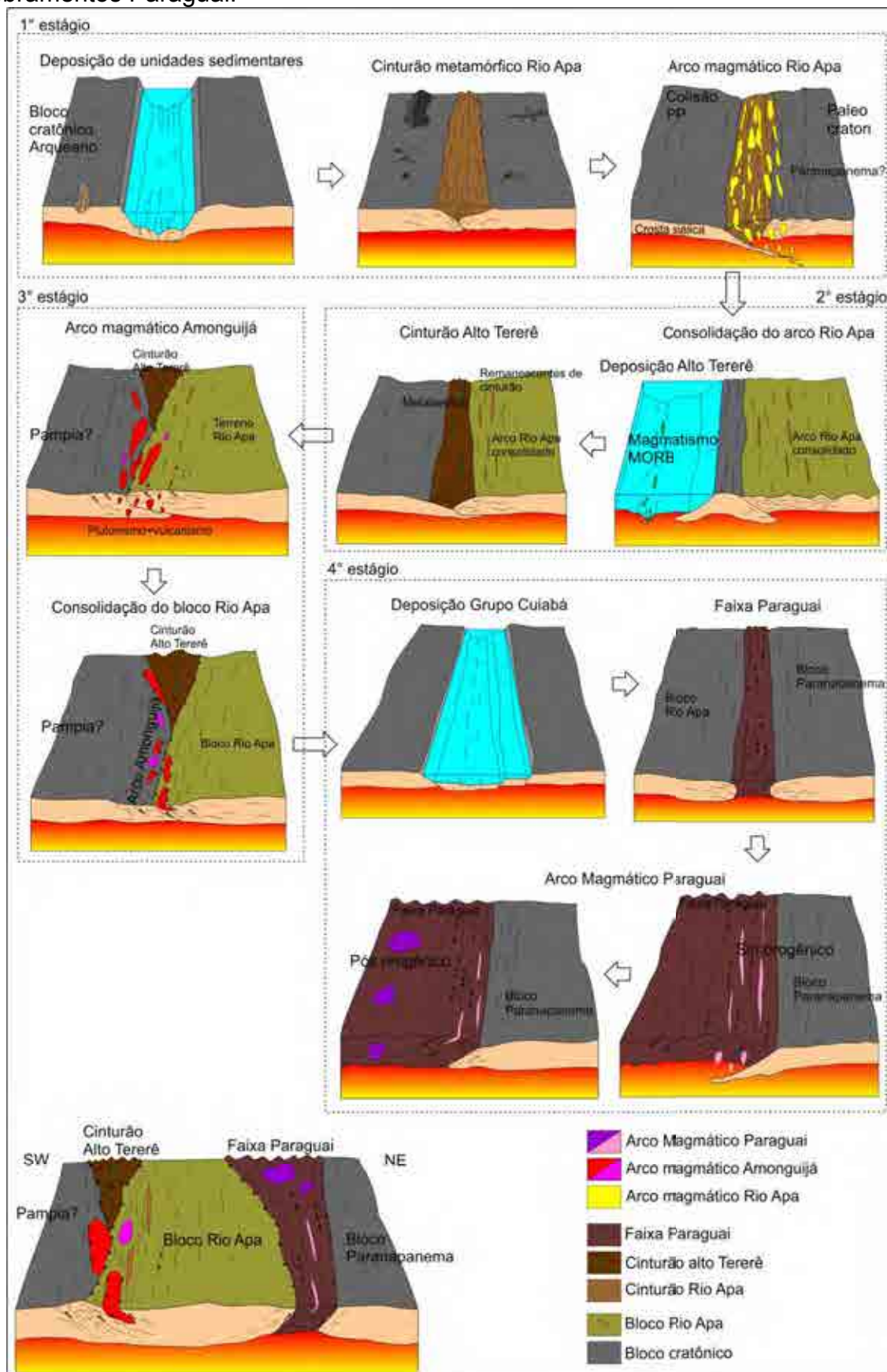
1ª Estágio - O *Domínio do Embasamento Cratônico ou Antigo* representado pelo Complexo Rio Apa, que forma o substrato cristalino das demais unidades, de idades Arqueana/Paleoproterozoica. Composto predominantemente por gnaisses e migmatitos ortoderivados que corresponderia o Arco Magmático Rio Apa; além de xistos, quartzitos e paragneisses intercalados tectonicamente que corresponderiam ao Cinturão Metamórfico Rio Apa, com transporte de ENE para WSW, sendo os primeiros registros acrescionários do processo colisional;

2ª Estágio - O *Domínio do Cinturão Móvel Alto Tererê*, representado pela Associação Metamórfica do Alto Tererê, composta por litotipos metassedimentares, granada-moscovita-biotita xistos, quartzitos micáceos e anfibólitos xistos associados que apresentando estruturas tipo *pillow* e quimismo toleítico de fundo oceânico (tipo MORB), sugestivas de processos envolvendo crosta oceânica. Constitui então uma sequência metavulcano-sedimentar, resultante da participação da crosta oceânica e que corresponderia a uma faixa móvel paleo/mesoproterozoica, aqui denominada Cinturão de Dobramento Alto Tererê, com transporte de SE para NW, resultante de segundo evento orogenético acrescionário;

3ª Estágio – O *Domínio da Suíte Plutono-Vulcânica Ácida Amonguijá*, de idade mesoproterozoica, representada pelas rochas ácidas das Suíte Plutônica Alumiador e pela Suíte Vulcânica Serra da Bocaina, intrusiva nas sequências mais antigas, que compõe o Arco Magmático Amonguijá;

4ª Estágio - O *Domínio da Faixa de Dobramento Paraguai* compreendem as rochas pelíticas e clástico-carbonáticas dos grupos Cuiabá, Corumbá e Jacadigo, definindo o Cinturão Metamórfico Paraguai e associado ao Arco Magmático Paraguai.

Figura 56 - Modelo evolutivo do Bloco Rio Apa e sua correlação com a Faixa de dobramentos Paraguai.



Fonte: Elaborado pelo autor.

7 CONCLUSÃO

O Maciço do Rio Apa, de idade paleoproterozoica, situa-se na porção meridional do Cráton Amazônico e compreende uma área cratônica caracterizada por processos de evolução crustal marcados por acreções de crosta juvenil, mas na sua estruturação tectônica-metamórfica atual apresenta superimposta às deformações neoproterozoicas da Faixa de Dobramentos Paraguai.

O Complexo Rio Apa é constituído predominantemente por hornblenda-biotita gnaisses, gnaisses migmatíticos e/ou migmatitos ortoderivados (TTG) e em menor proporção anfibolitos, rochas estas que constituem o Arco Magmático Rio Apa.

Localmente estas rochas encontram-se intercaladas tectonicamente com xistos, quartzitos e paragneisses, interpretadas como restos do Cinturão Metamórfico Rio Apa, formado em ambiente de bacia marginal, sobre a crosta siálica pré-existente.

O Grupo Alto Tererê é constituído por xistos, biotita-muscovita gnaisses e quartzitos micáceos, comumente granatíferos que se encontram associados em menores proporções a anfibolitos, anfibólio xistos e clorita xistos e constituem no Cinturão Móvel Alto Tererê.

O Grupo Amonguijá constitui um conjunto de rochas plutono-vulcânico de natureza ácida identificada pela Suíte Intrusiva Plutônica Alumiador que corresponde a um batólito de direção N-S de composição sieno a monzogranítica, isotrópicos a fracamente anisotrópicos, sendo identificadas as fácies hornblenda-biotita monzogranito médio a fino, biotita monzogranito grosso, biotita sienogranito fino e muscovita sienogranito.

A sequência magmática da Serra da Alegria constitui o conjunto litológico do segmento norte do Batólito Alumiador e é representada por duas séries magmáticas diferenciadas independentes, envolvidas em processos de misturas e contaminações.

A fase de composição básica-ultrabásica é constituída pelas intrusões plutônicas de rochas diferenciadas cumuláticas dispostas lateralmente ao conjunto ácido e por rochas subvulcânicas básicas localizadas no interior do corpo ácido. É caracterizada por gabros, anortositos, microgabros e eventualmente piroxenitos.

A fase de composição intermediária-ácida domina a região central do batólito e

é composta por várias intrusões circulares menores de composição ácida atribuídas a episódios magmáticos sincrônicos e repetitivos na acreção de corpos circulares do batólito constituídos principalmente por microgranitos, granodioritos e granófiros, parcialmente circundadas em menores proporções, por rochas subvulcânicas da sequência básica.

A Suíte Vulcânica Serra da Bocaina é caracterizada por vulcânicas ácidas, incluindo dacitos, riodacitos, riólitos e rochas vulcanoclásticas, tais como: tufos, lapilitufos, brechas vulcânicas, dos quais os cristaloclastos constituem os termos dominantes.

A Suíte Vulcânica caracteriza-se por uma variedade textural de rochas subvulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas. Os depósitos de rochas piroclásticas são representados por litotipos como: brechas, tufos, ignimbritos, aglomerados, lapilitos e púmices.

A Faixa de Dobramento Paraguai do sudeste matogrossense ocorre a leste da área e é constituída pelas rochas metassedimentares em fácies xisto verde (zona da biotita) dos grupos Cuiabá, Corumbá e Jacadigo presente pela Formação Urucum.

Nas rochas do Grupo Cuiabá ocorrem rochas intrusivas ácidas da Província Granitóide Neoproterozóica, constituída por sete corpos ígneos distintos em dois eventos magmáticos relacionados à evolução da Faixa de Dobramento Paraguai

O quadro estrutural-metamórfico identificado nas unidades litológicas pré-cambrianas encontra-se definido por cinco fases deformacionais, sendo as duas iniciais atribuídas a eventos paleoproterozóicos e as demais a eventos associado ao período neoproterozóicos.

As rochas mais antigas paleoproterozóicas do Maciço Rio Apa o Complexo Rio Apa, Grupo Alto Tererê e Grupo Amonguijá registram uma evolução estrutural reliquiar antiga.

As três fases deformacionais neoproterozóicas apresentam-se preservadas por deformações mais visíveis nas rochas da Faixa de Dobramento Paraguai, mas pela sua similaridade direcional se superpõem com as deformações paleoproterozoicas nas rochas do embasamento, enquanto a deformações finais de caráter predominantemente milonítico é identificadas em toda a área.

As rochas do Grupo Amonguijá constituem um evento magmático com

características compatíveis com os granitos do tipo I e do tipo A, com forte participação de material crustal no magma, afinidades cálcio-alcalinas de alto potássio a shoshonítica, metaluminosos a fracamente peraluminoso e constitui um magmatismo sin-colisional de arco magmático, apresentando alguns litotipos magmáticos com características semelhantes aos granitos pós-tectônicos de ambiente intraplaca.

Os padrões de elementos terra raras para três fácies são bastante similares e com anomalias negativas de Eu e para as rochas mais diferenciadas sugerem-se a intensificação do processo de fracionamento do magma inicial envolvendo feldspatos e minerais máficos. Para fácies muscovita monzogranito sugere-se uma evolução magmática distinta

A evolução magmática da Serra da Alegria sugere a geração a partir de dois magmas sin a pós-orogênico. Um magma mantélico primário diferenciado de composição básica, que aliado a processos de diferenciação por cristalização e segregação fracionada, define as variedades de rochas básicas-ultrabásicas constituídas em ambientes de arco vulcânico ou arco magmático.

O magma de composição intermediária-ácida é gerado por fusão de rochas da crosta inferior que a partir de processos de diferenciação magmática, provavelmente das rochas intermediárias. As fácies de composições ácidas, cálcio-alcalinas de alto potássio e peraluminosas, definem um ambiente tectônico sin a pós-colisionais de arco magmático.

Nos litotipos da Serra da Alegria observam-se paragêneses metaígneas estáveis para a fácies dos xistos baixo, resultante do processo metamórfico regional superimposto de idade neoproterozóica.

A evolução geológica da Faixa Paraguai inicia-se no Mesoproterozóico com a deposição de uma sequência supracrustal em bacia tipo *rift* com a deposição do Grupo Cuiabá e durante o Neoproterozoico teríamos o processo colisional com uma tectônica rúptil, que se associa à granitogênese ácida sendo condicionados na sua forma pela formação de zonas de cisalhamento transcorrentes.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1964. *Geologia do centro-oeste matogrossense*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, **Boletim**. 215, 137 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Geologia do centro-leste Matogrossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineração**, v. 150, p. 1-97, 1954.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Geologia da serra da Bodoquena (Mato Grosso). **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro (219):1-96, 1965a.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Geossinclíneo Paraguaio. In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS, 1., Porto Alegre, Universidade Federal, **Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia**, p.87-101, 1965b.
- ALMEIDA, F.F.M e HASUÍ,Y. **Pré-Cambriano do Brasil**. Ed Edgard Blücher Ltda. São Paulo. 6-33. 378p., 1984.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 36 p. (Bol. 241).
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...** Recife, 6: 2393 - 2407.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia do centro-leste Mato-grossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineração**. DNPM, Rio de Janeiro, 150: 1-97, 1954.
- ALMEIDA, F.F.M. & MANTOVANI, M.S.M. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 47, p. 451-58, 1975.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozoico superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, p. 285-296, 1968.
- ALMEIDA F.F.M. de. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, 1985, Goiânia. **Atas...**Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 3-14, 1985.
- ALMEIDA, F.F.M. de. **Geologia do Continente do Sul-Americano**. Editora BECA. São Paulo, 673 p., 2006.
- ALVARENGA, C,J.S. & TROMPETTE, R. Evolução Tectônica brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. **Revista Brasileira de**

- Geociências**. São Paulo, v. 32, n. 4, p. 18-30, 1993.
- ALVARENGA, C.J.S. **Phénomènes sédimentaires, structuraux e circulation de fluides développés à la transition Chaîne-Craton: exemple de Chaîne Paraguai d'âge Proterozoïque Supérieur, Mato Grosso, Brésil**. Tese de Doutorado. Université du Droit, D'Économie et des Sciences d'Aix, Marseille, 117p.
- ALVARENGA, C.J.S. de. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozoico superior no Cinturão Paraguai. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, p. 323-327, 1988.
- ALVARENGA, S.M., BRASIL, A.E., DEL'ARCO, D.M. **Folha SF. 21 - Campo Grande, Geomorfologia**. Rio de Janeiro, MME/SG, Projeto RadamBrasil, v. 28, p. 125-184, 1982.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. Potassium-argon dates of basalts from southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 30(2), p. 159-189, 1966.
- ARAÚJO, H.J.T. & MONTALVÃO, P.E.N. **Geologia da Folha SF.21 e parte das Folhas SF.21-V-D e SF.21-X-C, sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul: Operação 578/80—DIGEO**. Goiânia: RadamBrasil, 1980. 15p. (Relatório Interno).
- ARAÚJO, H.J.T.; SANTOS NETO, A.; TRINDADE, C.A.H.; PINTO, J.C. DE A.; MONTALVÃO, R.M.G.; DOURADO, T.D.C.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C. C. G. 1982. Folha SF. 21 –Campo Grande. Projeto RADAMBRASIL. **Geologia**. Rio de Janeiro, Min. das Minas e Energia; Secretaria Geral. v. 28, p. 23- 124.
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUSA JÚNIOR, J.J.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. **Geologia**. MME/SG. Projeto RadamBrasil, Levantamento dos Recursos Naturais. Folha SD. 21– CUIABÁ. Rio de Janeiro, v. 26, p. 25-192, 1982.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.
- BOGGIANI, P.C. & ALVARENGA, C.J.S de. Faixa Paraguai. In: Neto - Mantesso, V.; Bartorell, A.; Carneiro; C.D.R. & Brito-Neves, B.B.B. (eds.) **Geologia do continente sul-americano**. São Paulo, Editora Beca, p. 112-121, 2004.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Hendersen P. (ed.), **Rare earth element geochemistry**. Elsevier Amsterdam, p.

- 63-114, 1984.
- BRITO NEVES, B.B. de; CAMPOS NETO, M.C.; Cordani, U.G.. Ancient "Massifs" in the Proterozoic Belts of Brazil. In: SYMPOSIUM ON EARLY TO MIDDLE PROTEROZOIC FOLD BELTS, 1985, Darwin. **Extended Abstracts...**Darwin, v.1, p. 70-72, 1985
- BRITO NEVES, B.B. 1992. O Proterozoico Médio no Brasil: ensaio do conhecimento e seus problemas. **Revista Brasileira de Geociências**, 22: 449-461.
- BRITO NEVES, B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:379-392.
- BRITTES, A.F.N., PLENS, D.P., RUIZ, A.S., SOUSA, M.Z.A. DE, BATATA, M.E.F. Caracterização Estrutural e Metamórfica da Formação Serra da Bocaina e do Granito Carandá – Terreno Rio Apa–sul do Cráton Amazônico–Porto Murtinho (MS). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13 E INTERNACIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, VII, 2011, Campinas. **Anais...** Campinas: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 33-36, 2011.
- COMTE, O. & HASUI, Y. Geochronology of Eastern Paraguay by the potassium-argon method. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 1, p. 33-43, 1970.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO DE GEOLÓGICO CHILENO, 2, 1979, Santiago. **Actas...** Santiago: Sociedade Geológica Chilena, v. 4, p. 137-148, 1979.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**. 12: 78 - 88.
- 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. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 19-40.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; ROLIM, D.R. The basement of the Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: a geochronological correlation with the tectonic provinces of the south-western Amazonian Craton. In: Gondwana, 12, 2005, Mendoza. **Abstracts...** Mendoza, Argentina: Academia Nacional de Ciências, p. 112-112, 2005.

- CORDANI, U.G. Orógenos acrescionários no tempo geológico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, X, 2005, Curitiba. **Boletim de Resumos Expandidos...**Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 5-6, 2008.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; COUTINHO, J.M.V.; RUIZ, A.S. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. **American Journal of Science**, v. 310, p. 981–1023, 2010.
- CÔRREA, J.A.; NETO, C.;CORREIA FILHO, F. C. L.; SCISLEWSKI, G.;CAVALLON, L. A.; CERQUEIRA, N. L. S.; NOGUEIRA,V.L. 1976. **Projeto Bodoquena – Relatório Final – MME – DNPM – CONVÊNIO DNPM/CPRM – Superintendência Regional de Goiânia – Goiânia - 1976.**
- CORREIA FILHO, F.C.L.; MARTINS, E.G.; ARAÚJO, E.S. **Projeto Rio Apa: relatório da área I.** Goiânia: CPRM, 2v. Convênio CODESUL/CPRM, 1981.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997.**Evolução geológica da Amazônia** In: SBG/Núcleo Norte. Costa, M.L. & Angélica, R.S. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia. Belém,p. 15-90.
- DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, v. 73, p. 135-149, 1983.
- DEBON, F., LE FORT, P., SABATÉ, P. Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações, método e aplicações. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 2, p. 122-133, 1988.
- DEL'ARCO, J.O. ET AL. 1982. **Geologia**. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Projeto RADAMBRASIL, Folha SE- 21-Corumbá e parte da Folha SE- 20 - Rio de Janeiro, 448 p. 1982.
- DRAGO, V.A.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; SANTOS, R.O.B.; SIMÕES, M.A.; OLIVEIRA, F.C.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G. **Geologia**. MME/SG. Projeto RadamBrasil, Levantamento dos Recursos Naturais. Folha SD. 22 - GOIÁS. Rio de Janeiro, v. 25, p. 27-300, 1981
- FEREIRA, C.O.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; RUIZ, A.S. Assinatura Isotópica Sm – Nd de Gnaisses e Granitos Pós-orogênicos no Limite das Faixas Brasília e Paraguai. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 10, 2007, Pirenópolis. **Resumo...**Pirenópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007, CD-

RON

- FERREIRA, C.; DANTAS, E.; PIMENTEL, M.; BUHN, B.; RUIZ, A. Nd isotopic signature and U-Pb LA-ICPMS ages of Cambrian intrusive granites in the boundaries between Brasília Belt and Paraguay Belt. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6, 2008, San Carlos de Bariloche. **Anais...**San Carlos de Bariloche, 2008, CD-RON.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J, ELLIS, D.J, FROST, C.D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 40, p. 261-293, 2001.
- GODOI, H.O. & MARTINS, E.G. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil** -PLGB: Folha SF.21, Campo Grande: escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999.
- GODOI, H. O., MARTINS, E. G., MELLO, C. R., SCISLEWSKI, G.. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB**. Folhas Corumbá (SE.21-Y-D), Aldeia Tomázia, (SF.21-V-B) e Porto Murtinho (SF.21-V-D), Estado de Mato Grosso do Sul. Escala 1:250.000. CPRM/DIEDIG/DEPAT, CD-ROM. 2001.
- GODOY, A.M.; RUIZ, A.S.; ARAÚJO-RUIZ, L.M.B.; MANZANO, J.C.; SOUZA M.Z.A.; MATOS J.B. Caracterização Geológica dos Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos da Faixa de Dobramentos Paraguai do Sudeste Matogrossense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004, Araxá. **Resumo...**Araxá:Sociedade Brasileira Geologia, 2004, CD-ROM.
- GODOY, A.M.; RUIZ, A.S.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO-RUIZ, L.M.B.; SOUZA, M.Z.A.; MATOS, J.B. Padrão Geoquímico dos Granitóides Brasileiros da Faixa Paraguai no Estado de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10 e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2, 2005, Porto de Galinhas. **Boletim...**Porto de Galinhas: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 2005a, CD-ROM.
- GODOY, A.M.; RUIZ, A.S.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO-RUIZ, L.M.B.; SOUZA, M.Z.A.; MATOS, J.B. Litogeoquímica dos Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos do Mato Grosso Sul In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10 e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2, 2005, Porto de Galinhas. **Boletim...**Porto de Galinhas: Sociedade Brasileira de Geoquímica,

2005b, CD-ROM.

- 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. Aspectos petrográficos e litogeoquímicos da Suíte Intrusiva Alumiador, Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico - MS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLIII, 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 79, 2006 a.
- GODOY, A.M.; RUIZ, A.S.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO-RUIZ, L.M.B.; SOUSA, M.Z.A.; BATATA, M.E.F.; MONTANO, L.F.; SILVA, M.V.V.; BALDIM, I.; LIMA, G.A. Aspectos petrográficos e litogeoquímicos da Suíte Vulcânica Serra da Bocaina, Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico-MS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLIII, 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 250, 2006b.
- GODOY, A.M.; RUIZ, A.S.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO-RUIZ, L.M.B., RUIZ, A.S. 2007A. Contexto Geológico do Magmatismo do Grupo Amonguijá, Suíte Intrusiva Alumiador e Vulcânica Serra da Bocaina, Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico – MS. XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. **Anais...**Natal: SBG, 277-279.
- GODOY, A.M.; MANZANO, J.C.; RUIZ, A.S.; ARAÚJO, L.M.B. Os Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos da Faixa de Dobramentos Paraguai MS e MT. Geologia USP. **Série Científica**, v.7, p. 29 - 44, 2007B.
- GODOY, A.M.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO, L.M.B.; SILVA, J.A. Contexto Geológico e Estrutural do Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico – MS. **Geociências**, v. 28, n. 4, p. 485–499, 2009.
- GODOY, A.M.; RUIZ, A.S.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO, L.M.B., SILVA, A.J. da. Suíte Vulcânica Serra da Bocaina, Grupo Amonguijá, Maciço Rio Apa – MS. **Geociências**, v. 29, n. 4, p. 519-535, 2010.
- HARKER, A. The Natural History of Igneous Rocks. London, Methuen, 384p., 1909.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. **Episodes**, 8:29-37.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, 19: 1-26, 1970.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. A guide to the chemical classification of the

- common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.
- LACERDA FILHO, J.W.; BRITO, R.S.C.; SILVA, M.G.; OLIVEIRA, C.C. DE, MORETON, L.C., MARTINS, E.G., LOPES, R.C., LIMA, T.M., LARIZZATTI, J.H. VALENTE, C.R. **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. 121 p. 2006.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, p. 169-186, 1982.
- LE MAITRE, R.W. **Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological-Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. Blackwell, Oxford, 193 p. 1989.
- LITHERLAND M. & BLOOMFIELD K. 1981. The Proterozoic History of Eastern Bolívia, **Prec. Res.**, **15**:157 - 179.
- LITHERLAND, M., ANNELLS, R.N., APPLETON, J.D., BERRANGÉ, J.P., BLOOMFIELD, K., BURTON, C.C.J., DARBYSHIRE, D.P.F., FLETCHER, C.J.N., HAWKINS, M.P., KLINCK, B.A., LLANOS, A., MITHCELL, W.I., O'CONNOR, E.A., PITFIELD, P.E.J., POWER, G.E., WEBB, B.C. 1986. *The geology and mineral resources of the bolivian precambrian shield*. British geological survey. Overseas memoir 9. London, 140 p.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. **Projeto Coxipó**. Goiânia, DNPM/CPRM, Relatório Final, v.1, 136 p., 1980.
- MALAGUTTI, M.I.A.; BAHIA FILHO, O.; MORENO, M.M.T.; NARDY, A.J.R. Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. **Geochimica Brasiliensis**, v. 12, n. 1/2, p. 75-80, 1998.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. Tectonic Discrimination of Granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MANZANO, J.C. **Caracterização dos Granitóides Brasileiros da Faixa de Dobramento Paraguai, MT e MS**. Rio Claro, 2009. 99 p. (Dissertação de

- Mestrado)–Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- MANZANO, J.C.; GODOY, A.M.; ARAÚJO, L.M.B.; RUIZ, A.S.; SOUZA, M.Z.A.; MATOS, J.B. de. Os Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos da Faixa Paraguai. In: SIMPÓSIO DO CENTRO OESTE, 10, 2005, Goiânia. **Anais...**Goiânia: Sociedade Brasileira Geologia, 2005, p. 153-154.
- MANZANO, J.C., GODOY, A.M., ARAÚJO-RUIZ, L.M.B. de, RUIZ, A.S. Litogeoquímica da Província Granitóide Brasileira da Faixa de Dobramentos Paraguai. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 11, 2007, Atibaia. **Anais...** São Paulo, 2007b. 1 CD ROOM.
- MANZANO, J.C.; GODOY, A.M.; ARAÚJO, L.M.B. de; RUIZ, A.S. Controle deformacional dos granitóides da Faixa de Dobramentos Paraguai. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11, 2007, Natal. **Anais...** Natal, 2007a. p. 291-293.
- MANZANO, J.C.; GODOY, A.M.; ARAÚJO, L.M.B. de; SILVA, J.A. da. Vulcanismo do Grupo Amonguijá, Suíte Serra da Bocaina, Maciço Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico-MS. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4, 2008, Foz do Iguaçu. **Anais...**Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008. CD-ROM.
- MIDDLEMOST, E.A.K. **Magmas and magmatic rocks**. An Introduction to Igneous Petrology. Longman, London, 206 p. 1985.
- 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., OLIVATTI, O.; HAUSEN, J.E.P.; GONÇALVES, G.N.D.; RAMALHO, R.; PEREIRA, L.C.B.. **Projeto Bonito - Aquidauana**: Relatório Final. DNPM-CPRM-DGM, Goiânia, v. 14, 1978.
- PEACOCK, M.A. Classification of igneous rocks series. **Journal Geology**, v. 39, p. 54-67, 1931.
- PEARCE, J.A.; HARRIS N. B. W.; TINDLE A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.
- PENALVA, F. Reconhecimento geológico da faixa pré-cambriana na borda leste do

- Pantanal de Mato Grosso. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 43, n. 2, p. 449-54, 1971.
- PIMENTEL, M.M & FUCK, R.A. Late proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 4, p. 415-425, 1987.
- PINHO, F.E.C.; RUIZ, A.S.; SCHMUS, R.V.S., FIGUEIREDO, M.; GODOY, A.M. Estudo Isotópico dos Granitos da Faixa de Dobramento Paraguai em Mato Grosso (**dados inéditos**).
- PINHO, M.A.S.B.; BORGES, L.E.P.; PINHO, F.E.C.; LEITE, J.D.; FIGUEIREDO, M.H. Geoquímica dos elementos Terras Raras em granitóides ocorrentes no Estado de Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15, 1993. Natal. **Atas...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993, p. 195-208.
- PLENS, D.P., RUIZ, A.S., SOUZA, M.Z.A., BRITTES, A.F.N., MARQUES, M.V.F. Caracterização Geológica e Estrutural do Granito Cerro Porã e da Formação Serra da Bocaina –Terreno Rio Apa –Sul do Cráton Amazônico –Porto Murtinho – MS. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13 E INTERNACIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, VII, 2011, Campinas. **Anais...** Campinas: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 97-100, 2011.
- RUIZ, A.S.; SOUSA, M.Z.A.; RUIZ, L.M.B.A. A faixa de dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinemáticos: uma caracterização preliminar dos granitóides Lajinha e Araguaiana no leste matogrossense. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999. Manaus. **Anais...** Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p. 307-10.
- RUIZ, A.S.; SIMÕES, L.S.A.; BRITO-NEVES, B.B. Maciço Rio Apa: extremo meridional do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, 2005, Curitiba. **Anais...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 301-304, 2005.
- RUIZ, S.A.; SOUSA, M.Z.A.; GODOY, A.M.; MEDEREIROS, E.M.; SOUSA, S.Q.; LIMA, G.A. 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: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 10, 2007, Pirenópolis. **Atas...**Pirenópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM, 2007.
- SCHOBEBEHAUS FILHO, C. & OLIVA, L. A. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folha Corumbá (SE.21). Brasília, DNPM, 1979. Esc.: 1:1.000.000.

- SILVA, E.L. **Geologia da região da Serra da Alegria, extremo sul do Cráton Amazônico, município de Porto Murtinho-MS**. 1998. Dissertação de Mestrado, IG- USP, 147p.
- SILVA, M.G.; LACERDA FILHO, J.V.; BRITO, R.S.C.; OLIVEIRA, C.C.; MORETON, L.C.; MARTINS, E.G. Evidências de um evento orogenético acrescionário paleoproterozoico na Província Rio Apa, Mato Grosso do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLIII, 2006, Aracaju. **Anais...**Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 296-296, 2006a.
- SILVA, M.G.; LACERDA FILHO, J.V.; BRITO, R.S.C. de. Caracterização de um remanescente de fundo oceânico nos terrenos acrescionários da Província Rio Apa, Mato Grosso do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLIII, 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 245-245, 2006b.
- SILVA, M.G.; BRITO, R.S.C.; LACERDA FILHO, J.V. Rochas graníticas do complexo Rio Apa e da Suíte Amonguijá, Mato Grosso do Sul: evidências de terrenos acrescionários paleoproterozoicos, na porção sudoeste do cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, X, 2007, Pirenópolis. **Anais...** Pirenópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007. CD-ROM.
- SOUSA, M.Z.A.; RUIZ, A.S.; RUIZ, L.M.B.A. Caracterização petrológica dos Granitos Araguaiana e Lajinha, na região de Barra do Garça e Araguaiana-MT. In: ENCONTRO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 4, 1999. Cuiabá. **Anais...**Cuiabá: Coordenação de Pesquisa-PROPEP- UFMT, 1999, p. 49.
- TASSINARI C.G.C. & MACAMBIRA M.J.B. 2004. **A evolução tectônica do Cráton Amazônico**. In: Neto-Mantesso V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B. B. B. (eds.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, pp. 471-486.
- 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. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, n. 38, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, C.C.G., BETTENNCOURT, J.S., GERALDES, MC., MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. in: Cordani, U.G., Milani,

- EJ., Thomaz-Filho, A. & Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p. 41-95.
- TAYLOR, W.P. Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: the Puscao Pluton. Lima, Peru. **Journal of Petrology**. p. 82-133, 1976.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. **The continental crust: it is compositior and evolution**. Blackwell, Oxford. 120 p., 1985.
- THOMPSON, R.N. British Tertiary volcanic province. **Journal of Geology**, v. 18, p. 49-107, 1982.
- TROMPETTE R.; ALVARENGA, C.J.S.; D. WALDE. Geological evolution of the Neoproterozoic CorumbaÂgraben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. **Journal of South American Earth Sciences**, 11(6): 587-597, 1998.
- TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema, 350 pp. ,1994.
- WEAVER, B. & TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, p. 575-57, 1984.
- WHALEN, J.W., CURRIE, K.L., CHAPPEL, B.W. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, p. 407-419, 1987.