UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

"Júlio de Mesquita Filho" Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

BRUNA LETÍCIA DOS SANTOS

PETROLOGIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DA FAIXA BRASÍLIA NA REGIÃO DE ESTRELA DO SUL-MG: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões Coorientador: Hildor José Seer

> Rio Claro - SP 2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "Júlio de Mesquita Filho" Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

BRUNA LETÍCIA DOS SANTOS

PETROLOGIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DA FAIXA BRASÍLIA NA REGIÃO DE ESTRELA DO SUL-MG: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Dissertação de Mestrado 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 Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões Coorientador: Hildor José Seer

> Rio Claro - SP 2019

S237p

Santos, Bruna Letícia dos

Petrologia e geologia estrutural da Faixa Brasília na região de Estrela do Sul - MG : implicações tectônicas / Bruna Letícia dos Santos. -- Rio Claro, 2019 138 f. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões Coorientador: Hildor José Seer

1. Faixa Brasília Meridional. 2. evolução estrutural. 3. metamorfismo. 4. Grupo Araxá. 5. Ortognaisse Goiandira. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO" Crimero De RIO CLEO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

Seção Técnica de Pós-Graduação

389° DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

Data: 01/11/2019

Candidato (a): BRUNA LETÍCIA DOS SANTOS

Título: "Petrologia e Geologia Estrutural da Faixa Brasília na Região de Estrela do Sul – MG: Implicações Tectônicas"

Membros da Comissão examinadora:

- 01. Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões (orientador) IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)
- 02. Prof. Dr. Carlos Humberto da Silva FAGEO/UFTM/Cuiabá (MT)
- 03. Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Conceito: Aprovada

A todos os meus alunos.

Agradeço ao Universo por ser tão instigante e desafiador.

Mamãe, minha mais fiel incentivadora. Às minhas irmãs, papai, vó e vô, Kamile, família linda que, como tantas outras quase não entende nosso trabalho, ainda menos as nossas ausências, mas ainda assim, apoiam nossos sonhos.

Aos professores que tive e há muito me mostram que o mundo é grande e maravilhoso, com infinitas possibilidades a serem descobertas e exploradas. Aos meus (sempre) alunos, razão maior de todo esse trabalho, gratidão por todo o afeto e toda troca, por me incentivarem a querer ser sempre a melhor versão de mim. Agradeço ao incentivo, compreensão e apoio dos meus amigos e colegas de profissão, Michelly, Leandro, Felipe, Douglas, Alex, Jamila. Em especial ao Chico, pela companhia e apoio nos trabalhos de campo, pelas discussões sempre enriquecedoras e pelas boas cervejas.

Minha gratidão à Marília e Dimas que abriram as portas das suas casas e me acolheram muitas vezes ao longo dessa jornada. Guizão, Iara, Júnior, Mendo, Izabele e Dani obrigada pela parceria nos caminhos tortuosos de Estrela do Sul e por ouvirem minhas histórias (e até acreditarem nelas!). Aos 'Josés' que me receberam e permitiram que eu desenvolvesse o meu trabalho nas suas terras e ainda me presentearam com mexericas, tamarindos e aquela água gelada sagrada no final das tardes.

À Degusta pela acolhida, Gabriel, Mateca, Iza, Everton, Jeimy, Lia por serem companhia nessa jornada tantas vezes solitária. Day, pela parceria, força e afeto gratuito. Às Isabellas (Lima e Gama), irmãs que a vida me deu, portos seguros no meio das tempestades. Fernanda, por me lembrar a força que eu tenho. Lari, Maria, Bibi, Aninha, Clô, Sufris e Nafoça sempre sendo apoio nas jornadas dessa vida. Desirée, pela cura na alma todas às vezes que me foi necessário.

Aos encontros enriquecedores e sempre cheios de boas risadas e música de qualidade, gratidão por ter encontrado Dete, Sandro, Aninha, Iara, Flávia, Rebeca. Minha gratidão enorme à Lara, pelo apoio e, principalmente, por ser paz em cada encontro, ligação, abraço. Letícia, Isadora e Thiago, que aos 45 do segundo tempo, trouxeram novos significados para essa jornada.

Agradeço à Tropicália, por ser sempre lar. À Qué-í, por me receber num momento tão delicado e permitir que a sua casa também fosse minha. Aos presentes recebidos na chegada ao centro-oeste, Alberto, Victor, Vitor e Luciano, afeição (quase) instantânea, apoio e leveza nesse finzinho de jornada. À toda P-GRH pela acolhida.

Aos amigos do PPGGMA, Pé, Bruna Lenko, Tripa, Regiane, Stephanie, Camila, Marina, Milena, Lilian, em especial: Silvia, Marcela, Lucas, Antonio, Marly e Vinão, companheiros dos cafés,

discussões filosófico-geológicas (ou não) e lutas diárias. Vale a pena a jornada por estar caminhando ao lado de gente como vocês.

Agradeço aos professores da banca de qualificação e defesa George Luvizotto, Guillermo Navarro e Carlos Humberto Silva, pela atenção e correções sugeridas para a melhoria do trabalho. À Gláucia, pelo carinho, torcida, incentivo e sugestões. À Rosângela pela ajuda e paciência. À Márcia pelo cuidado.

Agradeço ao Hildor, que me presenteou com essa ideia maluca, obrigada pelas sugestões. Agradeço muitíssimo ao Luiz, por topar realizar a ideia maluca comigo (da próxima, vamos de lâminas de Passos!). Para além disso, agradeço ao Luiz Simões pelos ensinamentos, cuidados, dedicação e pela troca. Quem dera o mundo tivesse mais educadores/incentivadores como você. Cresci muito nessa (longa) jornada e devo grande parte desse crescimento a você.

Agradeço imensamente a todos que acreditam e lutam por uma mudança do mundo através da EDUCAÇÃO, por serem exemplo e inspiração.

À UNESP pela educação pública, gratuita e de qualidade. À PROAP pelo auxílio financeiro nos trabalhos de campo.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

"Ensinar (...) é uma ação pela qual um sujeito criador dá forma, estilo ou alma a um corpo indeciso e acomodado". (FREIRE, c2015, p. 25)

RESUMO

O domínio interno da Faixa Brasília Meridional na região de Estrela do Sul (MG) é formado por cinco unidades litoestratigráficas: Complexo Monte Carmelo, Ortognaisse Goiandira W, Ortognaisse Goiandira E, Grupo Araxá e Granito Estrela do Sul. A região apresenta dois domínios estruturais com evoluções distintas: o compartimento SW que evidencia quatro fases deformacionais, é caracterizado por uma foliação principal (S2) com alto ângulo de mergulho para SW, associada a uma lineação mineral N-S, com baixo caimento. A foliação S2 é deformada pela fase D3, responsável pelo desenvolvimento da foliação S3, com baixo ângulo de mergulho e também pela estruturação geral da área. O compartimento NE apresenta estruturas semelhantes às estruturas de D3 no compartimento SW, como uma foliação principal de baixo ângulo de mergulho, essas características evidenciam uma evolução tectônica conjunta a partir da fase D3. As paragêneses minerais dos metassedimentos, anfibolitos e metaultramáficas do Grupo Araxá indicam um metamorfismo principal, associado a fase D2, de fácies anfibolito, sendo identificadas duas zonas metamórficas: estaurolita e silimanita. As associações metamórficas indicam temperaturas entre 580°C e 600°C, com pressões indeterminadas que podem atingir 12 kbar para a zona da estaurolita e de 600°C a 680°C com pressões entre 3,0 e 7,0 kbar para a zona da silimanita. A trajetória P-T-t é horária, típica de ambientes colisionais. Nos ortognaisses o metamorfismo principal situa-se na zona da silimanita. Os anfibolitos do Grupo Araxá têm afinidade toleítica e composição química entre álcali-basaltos e basaltos subalcalinos, correspondem a E-MORB, possivelmente associados a ambientes de cadeias mesooceânicas. Os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira têm afinidade toleítica e composição química de basalto andesítico a basalto subalcalino, correspondem a N-MORB associados a ambientes de arcos vulcânicos. No contexto tectônico, este trabalho reforça a ideia da complexidade dos eventos envolvendo o Domínio Interno da Faixa Brasília Meridional e reitera que o Grupo Araxá representa diferentes unidades litotectônicas com aportes sedimentares variados e/ou evoluções tectônicas distintas, amalgamados durante a orogênese Brasiliana.

Palavras-chave: Faixa Brasília Meridional, evolução estrutural, metamorfismo, Grupo Araxá, Ortognaisse Goiandira.

ABSTRACT

The internal domain of the southern Brasília Belt in the region of Estrela do Sul (MG) comprises five lithostratigraphic units: Monte Carmelo Complex, Goiandira W Ortogneiss, Goiandira E Ortogneiss, Araxá Group and Estrela do Sul Granite. Two structural domains with different evolution stages: the SW domain, presents four deformational stages characterized by the main foliation (S2) with high-angle SW dipping, associated to N-S mineral lineation, low plunging. That foliation is deformed by the D3 phase, responsible for the S3 foliation development and for the structural framework of the area. The NE domain presents only the low dip angle foliation, geometrically and cinematically similar to the S3 foliation of the SW domain, evidencing an associated tectonic evolution from D3. Metasediments, amphibolites and meta-ultramafic mineral paragenesis from Araxa Group indicate a main metamorphism event, associated with the amphibolite-facies D2 deformational phase, in which two metamorphic zones were identified: staurolite and silimanite. Metamorphic associations reveal temperatures ranging between 580 °C and 600 °C with pressure values that can reach up to 12 kbar at the staurolite zone and 600 °C and 680 °C with pressure in the range of 3.0 and 7.0 kbar in the silimanite zone and clockwise P-T-t path. The main metamorphism of the Goiandira orthogneiss is located in the silimanite zone. Araxá Group amphibolites with toleitic affinity and chemical composition between alkali-basalts and subalkaline basalts correspond to the E-MORB, similar to basalts from middle oceanic ridge. The amphibolites associated with Ortognaisse Goiandira present tholeiitic affinity and chemical composition of Andesitic basalt to subalkaline basalt, chemically similar to basalts from volcanic arc. In the tectonic context, this study reinforces the complexity of events involving the Brasilia Belt Internal Domain and and reiterates that the Araxá Group should represent different lithotectonic units composed of varied sedimentary aspects and/or distinct tectonic evolutions, fused over the Brasilian Orogeny event.

Keywords: Southern Brasilia Belt, structural evolution, metamorphism, Araxá Group, Goiandira Ortogneiss.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.5 Mapa de lineações de Simões (2005) com destaque para o Domínio de
Ortognaisses e Migmatitos (DOM) e para o Domínio Edealina (DEA) que apresentam
lineação mineral N-S46
Figura 4.1 Variação nos teores médios de Th e U nas rochas ígneas em relação ao teor de
sílica (SiO ₂)
Figura 4.2. Mapa de contagem total - CT (aerogamaespectrometria) da região de estudo,
mostrando a delimitação das unidades litológicas50
Figura 4.3 Mapa geológico simplificado da área de estudo
Figura 4.4 Diagrama QAP baseado na classificação de Streckeisen (1967) mostrando a
classificação das amostras do domínio Leste (azul), cujas amostras tem afinidade variada e
Oeste (vermelho) cujas amostras se encontram concentradas no campo dos granitos53

Figura -	4.5.	Veio	pegmatítico	- feldspato,	turmalina,	quartzo e	e muscovita,	ponto	BM386,
Ortogna	aisse	Goia	ndira Leste				•••••	•••••	53

Figura 4.6 Feição em afloramento do Ortognaisse Goiandira Oeste, ponto BM117.54

Figura 4.8 Feição de afloramento do Ortognaisse Goiandira Leste, demonstrando duas xistosidades, uma sub-horizontal (paralela à lapiseira) e outra oblíqua. Ponto BM233.56

Figura 4.9 (A) Porfiroclasto de plagioclásio, fortemente saussuritizado, gnaisse ponto BM 107 - polarizadores //. (B) mesmo campo de A - polarizadores X. (C) Feição da xistosidade observada em fotomicrografia, ponto BM268, observar predominância de muscovita em relação à biotita – polarizadores // (D) mesmo campo de C, – polarizadores X. (E) Feição mostrando foliação tipo xistosidade e porfiroclastos de plagioclásio e quartzo – polarizadores // (F) mesmo campo de E – polarizadores X. (G) Porfiroclasto de plagioclásio – polarizadores X. (H) Detalhe em lâmina mostrando muscovita e biotita deformadas. bt-biotita, pl-plagioclásio, ms-muscovita.

Figura 4.11 Feições miloníticas observadas na zona de contato entre as unidades Goiandira W e E. (A) Feição típica de foliação milonítica com porfiroclasto de feldspato e quartzo, este localmente "recristalizado" (na porção inferior central) - polarizadores // (B) Matriz fina contendo clorita, opacos e porfiroclastos de quartzo e plagioclásio – polarizadores X (C) feição de recristalização dinâmica em cristais de quartzo, com preservação de porções não recristalizadas, exibindo pronunciada extinção ondulante– polarizadores X (D) matriz do milonito gnaisse – polarizadores X. qtz-quartzo, chl-clorita, ms-muscovita, pl-plagioclásio.

Figura 4.16 Estaurolita com geminação em cruz, típica desse mineral, em granadaestaurolita-quartzo-biotita xisto bastante intemperizados, ponto BM60......63

Figura 4.20 Actinolita xisto em escala macroscópica, afloramento BM275......67

Figura 4.22 Afloramento de gnaisse do Complexo Monte Carmelo. Ponto BM400.70

Figura 4.23 (A) Bandamento composicional, ortognaisse granodiorítico, ponto BM01 (B) Textura porfiroclástica, ponto BM209 (C) Bolsões félsicos contendo feldspato alterado para argila e quartzo (D) Foliação tipo xistosidade milonítica – polarizadores X (E) Quartzo recristalizado e plagioclásio parcialmente sericitizado – polarizadores X (F) Feição de mimerquíta assimétrica em núcleo de k-feldspato – polarizadores X (G) Matriz de gnaisse milonítico, ponto BM211 (H) Plagioclásio *fish*, gnaisse milonítico, ponto BM211. Qtzquartzo, pl-plagioclásio, bt-biotita, chl-clorita......72

Figura 4.28 Mapa geológico-estrutural simplificado mostrando as principais estruturas D2: foliação S2 e lineação mineral Lm2, no compartimento SW......77

Figura 4.35 Estereograma de eixos de dobras D2, máximo aproximado em 175/28 (n=9). 82

Figura 4.39 (A) Estereograma com pólos da foliação S3 (n= 121; máx	ximo 145/25) (B)
Estereograma com pólos da foliação S3 somente de afloramentos em que	foi reconhecida a
presença de S2 (n= 34; máximo 167/15)	

Figura 4.40 Estereograma dos eixos de crenulação da fase D3 (n=33, máximo 160/21). ... 85

Figura 4.42 Estereograma da lineação mineral associadas à fase D3 (n=23, máximo 78/2).

Figura 4.45 Modelo esquemático da estruturação da área, grande dobra D3, com eixo subparalelo aos eixos de crenulação desenvolvidos na mesma fase
Figura 4.46 Dobra aberta da fase D4 em afloramento de quartzo-muscovita xisto, ponto BM 388. Plano axial subvertical e eixo NE-SW sub-horizontal
Figura 4.47 Foliação Sn tipo xistosidade milonítica, orientação dos cristais de plagioclásio, biotita, quartzo. Granodiorito, ponto BM0191
Figura 4.48 Estereograma mostrando os pólos da foliação Sn (n=31, máximo 242/37)91
Figura 4.49 Estereograma da lineação mineral da fase Dn (n=8)92
Figura 4.50 Amostra com feição de indicador cinemático (porfiroclasto de feldspato com sombra de pressão) indicando transporte de topo para SSE, ponto BM31392
Figura 4.51 Plano de falha, com rejeito de mergulho reverso, subparalelo a foliação principal Sn. Plano de falha 245/45, estria (traço amarelo) com atitude 280/35, gnaisse, ponto BM313.

Figura 4.56 Fotomicrografias dos anfibolitos associados ao Grupo Araxá (A) hornblenda verde claro, plagioclásio alterado, titanita e quartzo, BM242 – polarizadores // (B) idem anterior – polarizadores X (C) textura poiquiloblástica da hornblenda marrom-esverdeada, BM251 – polarizadores // (D) plagioclásio bem preservado na porção NE da fotografia,

Figura 4.66 (A) Muscovita retrometamórfica formada a partir da biotita, biotita-muscovitaquartzo xisto, ponto BM431 (B) actinolita retrometamórfica formada a partir de hornblenda, anfibolito, ponto BM328. bt-biotita, hbl-hornblenda, act-actinolita, qtz-quartzo......114

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Quadro-resumo com as principais fases deformacionais descritas em comum para
a Faixa Brasília Meridional42
Tabela 4.1 Dados de análise modal para Ortognaisse Goiandira Leste e Oeste
Tabela 4.2 Composição modal das amostras de anfibolito associadas ao Ortognaisse
Goiandira96
Tabela 4.3 Composição modal das amostras de anfibolito associadas ao Grupo Araxá99
Tabela 4.4 Composição química dos anfibolitos da região de Estrela do Sul, MG 102
Tabela 5.1 Quadro-resumo com valores médio de elementos maiores, traço e ETR para os
anfibolitos da área de estudo, da região de Araxá (SEER, 1999) e da porção SE do estado de
Goiás (KLEIN, 2008), associados ao Grupo Araxá ou ao conjunto de ortognaisses (a médias
encontradas para o anfibolitos associados ao Ortognaise Goiandira não consideram os valores
da amostra BM149, pois esta apresenta dispersões muito grandes quando comparada às
outras amostras)

Capítulo 1	– INTRODUÇÃO	22
1.1. 0	bjetivos	23
1.2. L	ocalização e Acesso	24
Capítulo 2	– MÉTODOS E MATERIAIS	25
2.1 Leva	ntamento Bibliográfico e Compilação de Dados	25
2.2 Trab	alhos de Campo	25
2.3 Petro	grafia	26
2.3.1 L	âminas Delgadas	26
2.3.2 T	inturação com cobaltinitrito de sódio	26
2.3.3 A	nálise química de rocha total	27
2.4 Análi	se e Interpretação dos Dados e Integração dos Resultados	27
Capítulo 3	– GEOLOGIA REGIONAL	28
3.1. C	ontexto Tectônico	28
3.2. U	nidades Litoestratigráficas	30
3.2.1.	Grupo Araxá	31
3.2.2.	Cinturão de Granulitos e Ortognaisses	38
3.3. G	eologia Estrutural	39
3.3.1.	Fase D1	40
3.3.2.	Fase D2	40
3.3.3.	Fase D3	40
3.3.4.	Fase D4	41
3.3.5.	Padrões estruturais divergentes	43
3.4. M	letamorfismo	46
Capítulo 4	- RESULTADOS	49
4.1. L	itotipos e Estratigrafia	49
4.1.1.	Ortognaisse Goiandira - Oeste e Leste	52
4.1.2.	Grupo Araxá	59
4.1.3.	Complexo Monte Carmelo	70
4.1.4.	Granito Estrela do Sul	73
4.2. G	eologia Estrutural	73
4.2.1.	Compartimento SW	74
4.2.2.	Compartimento NE	90

4.3.	Petrografia e Geoquímica dos Anfibolitos	93	
4.4.	Metamorfismo e Microtectônica	110	
4.4.1.	Grupo Araxá	110	
4.4.2.	Ortognaisses Goiandira	114	
Capítu	lo 5 – DISCUSSÃO	118	
5.1.	Grupo Araxá: "strictu sensu" versus "latu sensu"	118	
5.2.	Padrão Estrutural	119	
5.3.	Metamorfismo e Microtectônica	122	
5.4.	Geoquímica dos anfibolitos	126	
5.5.	Ortognaisse Goiandira W e Ortognaisse Goiandira E	127	
Capítul	o 6 - CONCLUSÕES	130	
REFEF	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		
APÊNI	DICES	138	

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO

Trabalhos pioneiros de Almeida *et al.* (1977) definiram os principais compartimentos tectônicos da Plataforma Sul-Americana. Dentre eles, está a Província Tocantins, que ocupa uma larga parte do Brasil Central e consiste numa série de fragmentos cratônicos justapostos por três faixas de dobramento: Araguaia, Paraguai e Brasília. As faixas de dobramento são resultantes da colisão entre as massas paleocontinentais dos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema durante o ciclo Brasiliano (CORDANI *et al.*, 2000; VALERIANO *et al.*, 2004) (Figura 1.1). A Faixa Brasília ocupa a porção leste da Província Tocantins e se estende por aproximadamente 1.100 km na direção geral N-S, pelos estados de Minas Gerais, Goiás e Tocantins ao longo da margem oeste do cráton do São Francisco (DARDENNE, 2000).

Figura 1.1 Configuração dos blocos cratônicos e faixas móveis no Gondwana Ocidental. A Faixa Brasília localiza-se no retângulo em destaque (A – cráton Amazônico; SF – cráton do São Francisco; C – cráton Congo; WA – cráton Oeste África).



Fonte: adaptado de Valeriano et al. (2004).

Diversos trabalhos com ênfase na evolução estrutural da Faixa Brasília foram desenvolvidos em diferentes setores deste orógeno (VALERIANO, 1992; SIMÕES 1995; SIMÕES, 2005; SEER, 1999; DARDENNE, 2000; VALERIANO *et al.*, 2004, SILVA *et al.*, 2012; ULHEIN *et al.*, 2013; NAVARRO *et al.*, 2013). Entretanto, muitas regiões ainda não

foram exploradas e há muito que avançar no que diz respeito ao conhecimento científico acerca desta faixa de dobramentos.

A região selecionada para o presente estudo é uma das que carece de investigação geológica. Na porção central da área ocorre uma grande dobra, cujo contorno é desenhado pelos contatos entre as unidades litoestratigráficas. O desenho da estrutura foi esboçado em trabalho anterior de menor detalhe (SEER; MORAES, 2017). Contudo, não houve avanço no que diz respeito à caracterização ou interpretação da estrutura, bem como se carece de informações sobre a evolução estrutural, as relações de contato e a caracterização petrográfica das unidades litoestratigráficas.

No que tange à evolução geotectônica da Faixa Brasília alguns trabalhos indicam a ocorrência de ofiolitos (CORREIA; GIRARD, 1989; BROD *et al.*, 1992; STRIEDER; NILSON, 1992; SEER *et al.*, 2001; NAVARRO; ZANARDO, 2005; PINHEIRO; SUITA, 2008), fragmentos de litosfera oceânica antiga formada nas margens de placas construtivas ou divergentes. Estes corpos ou parte deles são colocados por meio de extensos falhamentos na crosta continental dentro de pacotes de rochas nos orógenos (QUEIROGA *et al.*, 2012).

Na região de Estrela do Sul e Monte Carmelo são abundantes os afloramentos de rochas metaultramáficas e metamáficas associadas aos metapelitos do Grupo Araxá (SEER *et al.*, 2001; SEER *et al.*, 2007; SEER; MORAES, 2017). No entanto, a origem, a petrografia, os padrões estruturais e a relação dessas rochas com os metapelitos não são bem compreendidas, sendo também foco deste estudo.

Dessa forma, este trabalho é uma contribuição para o entendimento da evolução geológica e estrutural de uma porção da Faixa Brasília Meridional na região de Estrela do Sul, Minas Gerais. Baseia-se em mapeamento na escala 1: 50.000, descrição petrográfica, microtectônica, análise química e análise estrutural de uma área com aproximadamente 250 km², localizada na parte NE da Folha Estrela do Sul (SE.23-Y-A-IV).

1.1. Objetivos

Esta dissertação de mestrado tem como objetivo principal investigar a evolução tectônica da Faixa Brasília Meridional, na região de Estrela do Sul, Minas Gerais. Mais especificamente, busca-se aprimorar o mapa geológico da região, caracterizar as unidades

litoestratigráficas, entender a evolução estrutural da área, definir o modo de ocorrência das rochas metamáficas e metaultramáficas, entender suas relações de contato e avaliar as implicações dessas características no modelo de evolução geológica da região.

1.2. Localização e Acesso

A área localiza-se cerca de 510 km a oeste de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. Compreende parte do município de Estrela do Sul, na região conhecida como Alto Paranaíba, sendo limitado pelas coordenadas 211700 e 224910 mE e 7927550 e 7945920 mN (UTM 23S) (Figura 1.2). O principal acesso se dá pela BR-262 saindo de Belo Horizonte no sentido oeste até o trevo que dá acesso à MG-187 com direção à cidade de Patrocínio e depois para a BR-365 com direção à Iraí de Minas, onde a MG-223 se liga com a LMG-742, estrada que dá acesso ao trevo de entrada do município.

Figura 1.2 Mapa político do Brasil indicando o posicionamento geográfico do estado de Minas Gerais, em destaque, com recorte para o limite municipal de Estrela do Sul e da área de estudo.



Fonte: modificado de IBGE (2020), Google (2020).

Capítulo 2 – MÉTODOS E MATERIAIS

Para a realização desta pesquisa, foram desenvolvidas diversas atividades compreendendo: (1) Levantamento Bibliográfico e Compilação de Dados; (2) Trabalhos de Campo; (3) Petrografia; (4) Geoquímica de Rocha Total; (5) Análise e Interpretação dos Dados e Integração dos Resultados.

2.1 Levantamento Bibliográfico e Compilação de Dados

A primeira etapa consistiu no levantamento e organização de produções científicas referentes à área e a temas que envolvem a pesquisa. Esta etapa ocorreu continuamente ao longo do desenvolvimento do projeto. Foram levantados mapas geológicos, geofísicos, bases topográficas, imagens de satélite, fotografias aéreas, artigos, resumos, livros, teses e dissertações que pudessem conter informações relevantes ao desenvolvimento do trabalho. A pesquisa bibliográfica utilizou como base de dados o sistema Athena da Biblioteca da UNESP, o Portal de Periódicos CAPES, bem como as bases, Science Direct, Elsevier e SciELO.

Foi utilizada a base topográfica da folha SE.23-Y-A-IV (BRASIL, 1965) em escala 1: 100.000, disponibilizada pelo Banco de Dados do Exército – BDGEx e mapa geológico da folha Estrela do Sul (CHAVES; DIAS, 2017), também em escala 1:100.000. Os mapas geofísicos utilizados (CT- contagem total, ASA – amplitude do sinal analítico) são produtos do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, compreendem a "Área 20" (CODEMIG, 2012) e da "Área 7" (CODEMIG, 2006) com resolução compatível com a escala 1:100.000. Os dados foram compilados e integrados através do software ArcGis 10.0.1 para geração de mapas auxiliares que apoiassem as etapas de campo e do mapa final.

2.2 Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados em sete etapas, entre maio de 2017 e outubro de 2018, totalizando 35 dias de atividades. Foram descritas as litologias e levantadas as estruturas em cada afloramento, com coleta de amostras dos litotipos para estudos petrográficos.

Foram descritos 443 afloramentos, nomeados pelo prefixo BM seguido do número do afloramento (Apêndice III). A amostragem foi feita em 120 afloramentos abrangendo cortes de estrada, blocos e lajedos, sendo coletadas cerca de 150 amostras representativas dos conjuntos litológicos, denominadas conforme a nomenclatura dos afloramentos e discriminadas por letras (A, B, C...) quando coletada mais de uma amostra no mesmo ponto.

2.3 Petrografia

2.3.1 Lâminas Delgadas

Foram selecionadas 62 amostras sendo confeccionadas 65 lâminas delgadas e uma lâmina polida no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), da Unesp campus de Rio Claro. As amostras foram escolhidas pela representatividade das unidades litoestratigráficas da área de estudo, buscando-se aquelas com menor grau de intemperismo e, preferencialmente, possíveis de serem orientadas no momento da coleta.

A abreviação dos nomes dos minerais nas fotomicrografias foi realizada com base na lista de abreviações recomendada pela União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS) de Siivola e Schmid (2007). A descrição das lâminas incluiu a identificação das associações minerais das rochas, descrição e caracterização de microestruturas que pudessem auxiliar na compreensão dos processos de deformação e metamorfismo.

2.3.2 Tinturação com cobaltinitrito de sódio

A tinturação de amostras de gnaisse para determinar as proporções de feldspato potássico e plagioclásio foi realizada segundo metodologia definida por Hutchison (1974), no Laboratório de Rochas Ornamentais do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), da Unesp campus de Rio Claro.

As amostras tingidas foram fotografadas e a análise da sua composição modal foi feita a partir das imagens digitalizadas, tratadas em uma rotina no programa ImageJ e posteriormente classificadas segundo diagrama QAP de Streckeisen (1967, 1976).

2.3.3 Análise química de rocha total

A geoquímica dos anfibolitos é uma importante ferramenta na definição de seus ambientes tectônicos, uma vez que texturas e estruturas ígneas geralmente são mascaradas pelo metamorfismo e deformação. Foram analisados os elementos maiores, menores e traço, incluindo ETR para nove amostras de anfibolitos com homogeneidade textural e evitando-se amostras intemperizadas e ocorrência de veios. Sendo cinco amostras de anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira e quatro de anfibolitos associados a mica xistos do Grupo Araxá.

As amostras foram analisadas pelo laboratório da empresa Geosol, preparadas a partir da fusão com metaborato de lítio. Óxidos e elementos Al₂O₃, Ba, CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃T, K₂O, MgO, MnO, Na₂O, P₂O₅, SiO₂, Sr, TiO₂, Zn, Zr e V foram analisados por ICP-OES e os elementos Ce, Co, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pr, Rb, Sm, Sn, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, W, Y, Yb foram analisados por ICP-MS.

2.4 Análise e Interpretação dos Dados e Integração dos Resultados

Este trabalho se desenvolveu concomitante com as etapas descritas acima. Para a confecção dos mapas foi utilizado o software ArcGis versão 10.1. Os dados estruturais, planares e lineares foram representados em estereogramas, rede Schmidt-Lambert com projeção no hemisfério inferior, utilizando-se o Programa StereoNet versão 10.1.0. Os gráficos de classificação litológica e caracterização de ambientes tectônicos foram plotados a partir do programa GCDkit (JANOUSEK *et al.*, 2016).

Capítulo 3 – GEOLOGIA REGIONAL

Este capítulo apresenta um compilado dos aspectos geológicos regionais encontrados em trabalhos anteriores, abordando: contexto tectônico, unidades litoestratigráficas, geologia estrutural e metamorfismo.

3.1. Contexto Tectônico

O Orógeno Brasília, definido por Almeida *et al.* (1977), tem sido objeto de inúmeros trabalhos científicos ao longo das últimas décadas. Baseado nos diversos compartimentos tectônicos que se caracterizam pela diversidade litológica, grau de metamorfismo e estilo estrutural, Fuck *et al.* (1994) propõem uma compartimentação da faixa em quatro unidades, que de E para W compõem a Zona Externa, a Zona Interna, o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás (Figura 3.1).

Figura 3.1 Mapa simplificado da porção sul da Faixa Brasília, mostrando a divisão proposta por Fuck *et al.* (1994).



Fonte: adaptado de Seer et al. (2001), Valeriano et al. (2004) e Pimentel (2016).

O orógeno encontra-se na margem oeste do Cráton do São Francisco, que é representado por áreas de exposição do embasamento arqueano e paleoproterozoico e extensas coberturas neoproterozoicas, representadas pelos Grupos Bambuí e Vazante (FUCK *et al.*, 1994; DARDENNE, 2000; PIMENTEL, 2016).

Terrenos granito-*greenstones* arqueanos e terrenos ortognáissicos paleoproterozoicos, associados a sequências vulcano-sedimentares e complexos máficoultramáficos constituem o Maciço de Goiás, localmente recoberto pelos metassedimentos dos Grupo Araxá e Serra da Mesa. O Arco Magmático de Goiás abrange ortognaisses e sequências vulcano-sedimentares neoproterozoicas com assinatura isotópica e geoquímica típica de arcos magmáticos intraoceânicos (FUCK *et al.*, 1994; DARDENNE, 2000; PIMENTEL, 2016).

A Zona Externa é composta por unidades metassedimentares representadas pelos Grupos Araí, Natividade, Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá. O conjunto litológico indica ambiente plataformal, marinho raso e transição para marinho profundo (FUCK *et al.*, 1994; DARDENNE, 2000; PIMENTEL, 2016).

A Zona Interna inclui unidades alóctones metassedimentares e rochas associadas aos Grupos Araxá, Andrelândia e ao Cinturão de Granulitos e Ortognaisses Anápolis-Itauçu (FUCK *et al.*, 1994). É composta por um sistema de *nappes* (VALERIANO, 1992; SIMÕES, 1995; SEER, 1999; VALERIANO *et al.*, 2004) que são formadas por espessas sequências metassedimentares, metavulcânicas, incluindo *mélanges* ofiolíticas (BROD *et al.*, 1992; STRIEDER; NILSON, 1992; SEER *et al.*, 2001) e intrusivas graníticas (SEER, 1999; SEER; DARDENNE, 2000; SEER *et al.*, 2005; 2008; KLEIN, 2008; SEER; MORAES, 2013).

Apesar da compartimentação proposta por Fuck *et al.* (1994) ser adotada para toda a extensão da Faixa Brasília, a evolução desta é complexa e diacrônica e nem todas as unidades litoestratigráficas exibem correspondentes em toda a extensão da faixa. A porção Meridional é resultado da interação entre os Crátons do São Francisco e Paranapanema e a porção Setentrional resultante da colisão entre as paleoplacas do São Francisco e Amazônica (PIMENTEL *et al.*, 2011).

O setor meridional da Faixa Brasília e mais especificamente o domínio interno apresenta uma longa e complexa história de deformação e metamorfismo, envolvendo a acresção de terrenos de diferentes idades e ambientes tectônicos (PIMENTEL *et al.*, 2001; 2011; CORDANI *et al.*, 2013a; BRITO NEVES *et al.*, 2014; FALCI *et al.*, 2018). Um quadro diferente daquele apresentado nos primeiros trabalhos sobre a evolução tectônica do orógeno, quando se acreditava que as unidades do domínio interno teriam origem comum, em antigos depósitos de margem passiva do cráton do São Francisco (MARINI *et al.*, 1984).

3.2. Unidades Litoestratigráficas

No texto a seguir são abordadas as unidades litoestratigráficas do Domínio interno descritas no mapeamento mais recente abrangendo a área de estudo: o Grupo Araxá e unidades intrusivas associadas (Granito Estrela do Sul, Complexo Monte Carmelo) e o Cinturão de Granulitos e Ortognaisses (Figura 3.2).

Figura 3.2 Mapa geológico simplificado da Faixa Brasília Meridional mostrando a localização das cidades de Brasília, Goiânia, Estrela do Sul e Araxá, em destaque a delimitação aproximada da área de estudo.



Fonte: adaptado de Seer et al. (2001), Valeriano et al. (2004) e Pimentel (2016).

O mapeamento realizado em escala 1:100.000 (CHAVES; DIAS, 2017), resultou no mapa geológico de Estrela do Sul - MG (SE.23-Y-A-IV) (Figura 3.3).



Figura 3.3 Mapa Geológico simplificado de Estrela do Sul mostrando as unidades litoestratigráficas reconhecidas e área abrangida neste trabalho.

Fonte: adaptado de Chaves e Dias (2017).

3.2.1. Grupo Araxá

Rochas Metassedimentares

Os micaxistos que ocorrem no entorno do município de Araxá-MG foram nomeados por Barbosa *et al.* (1970b) como Grupo Araxá. O conceito se estendeu a um amplo conjunto de metassedimentos e a denominação passou a se referir a uma extensa faixa de direção NW-SE que abrange desde a porção sul do estado de Minas Gerais até o sul do estado de Tocantins. Essa unidade litoestratigráfica é constituída predominantemente por quartzo-mica xistos, mica xistos, quartzitos e quartzitos micáceos associados a anfibolitos e

metaultramáficas, representados principalmente por clorita-anfibólio xistos e clorita xistos (SEER, 1999; DARDENNE, 2000).

Na porção sul do estado de Goiás e oeste de Minas Gerais, o Grupo Araxá ocorre na forma de dois conjuntos de rochas distintos, sendo adotada uma divisão em unidades A e B. A unidade A é composta por mica xistos, xistos grafitosos e quartzitos micáceos. A unidade B, por sua vez é representada por calcoxistos, xistos feldspáticos, grafita xistos, metacalcários, quartzitos micáceos e subordinariamente, lentes de anfibolito. O contato entre o Grupo Araxá e o Cinturão de Granulitos e Ortognaisses é tectônico, dado por zonas de cisalhamento de baixo ângulo (LACERDA FILHO *et al.*, 1999; SIMÕES, 2005; KLEIN, 2008; CHAVES; DIAS, 2017).

Desde as primeiras proposições sobre a origem dos sedimentos do Domínio Interno, que atribuía a todo o conjunto rochoso uma derivação a partir de depósitos de margem passiva, o entendimento sobre a origem e história tectônica do Grupo Araxá evoluiu muito. O advento de técnicas analíticas mais modernas e cada vez mais refinadas permitiu a investigação, ao longo das últimas décadas, das origens do aporte sedimentar dos micaxistos, relatados em diversos trabalhos (SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001; PIMENTEL *et al.*, 2001; 2011; PIMENTEL, 2016; PIUZANA *et al.*, 2003a; SILVA *et al.*, 2006; NAVARRO *et al.*, 2013; FALCI *et al.*, 2018).

Estudos baseados em idades modelo T_{DM} Sm/Nd e dados ENd obtidos através de geoquímica isotópica de Sm/Nd e idades de cristais de zircão detrítico obtidas a partir da razão U/Pb, discutem a origem, evolução tectônica e ambientes de formação dessas unidades. Os dados compilados pela autora encontram-se sumarizados na tabela 3.1 e figura 3.4.

Idade modelo T_{DM} Sm/Nd (1,95 Ga) com ENd negativo (-10,21), obtidas na *nappe* Araxá (granada-anfibolito, granada-mica xisto), apontam que o aporte sedimentar que originou as rochas nessa região é uma mistura de sedimentos mais jovens, possivelmente oriundos da erosão das rochas do Arco Magmático de Goiás e de sedimentos mais antigos, provenientes da erosão de rochas do Cráton do São Francisco (SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001).

Referência	Idade modelo	ENd	Datação U/Pb	Rocha (Gr. Araxá)	Localização
Seer (1999) Seer <i>et</i> <i>al.</i> (2001)	1,95 Ga	(-10,21)	-	Mica xisto	Araxá MG
Pimentel <i>et al.</i> (2001)	(2,3- 1,9 Ga) (1,4- 1,7 Ga)	-	0,8 – 2,5 Ga	Rocha metassedimentar	GO e MG
Piuzana <i>et al.</i> (2003b)	1,68 - 1,92 Ga	(-5,95) a (-8,79)	680 - 1180 Ma	Granulito	Anápolis GO
Valeriano <i>et al.</i> (2004b)	(2,3- 1,9 Ga) (1,4- 1,0 Ga)	-	0,9 – 1,0 Ga		Passos MG
Silva et al. (2006)	1,3 Ga	(-5,7) a (-6,4)	-	Metapelito	Tapira MG
51174 67 47. (2000)	1,9 - 2,0 Ga	(-14,8) a (-17,6)	-	Quartzito	Tapira MG
Klein (2008)	1,77 - 1,79 Ga	(-7,26) a (-9,48)	1000 - 1400 Ma	Mica xisto	Catalão GO
Navarro <i>et al.</i> (2013)	1,44 - 1,76 Ga	(-7,48) a (-13,93)	-	Mica xisto	Cromínia GO
	1 26 - 1 35 Ga	(-7.2) a (-5.48)	679 - 1003 Ma	Rocha	Caldas Novas
Navarro et al.	1,20 1,55 Gu	(7,2) u (3,10)	077 1000 1114	metassedimentar	GO
(2017)	1 70 1 07 Ga	(-16 52) 2 (-14 75)	1166 - 2332 Ma	Rocha	Caldas Novas
	1,75 1,57 Gu	(10,52) a (14,75)	1100 2352 Ma	metassedimentar	GO
	1,4 Ga	(-0,85)	650 – 2000 Ma	Rocha metassedimentar	Araxá MG
Falci <i>et al.</i> (2018)	1,8 - 2,2 Ga	(-9,49) a (-11,27)	790 - 3086 Ma	Estaurolita-granada- muscovita-quartzo xisto	Araxá MG

Tabela 3.1. Quadro-resumo contendo dados de geoquímica isotópica de Sm/Nd e U/Pb para rochas relacionadas ao Grupo Araxá, na Faixa Brasília Meridional.

Fonte: compilação da autora.

Os granulitos félsicos pertencentes ao Complexo Anápolis-Itauçu são interpretados como produto de metamorfismo de alto grau das rochas do Grupo Araxá, a mais forte evidência é a composição isotópica de Nd semelhante àquela encontrada nos metassedimentos do Grupo Araxá. Dados de SHRIMP U/Pb (0,8-2,5 Ga) obtidos em cristais de zircão apresentam um padrão de idades bimodal, indicando duas principais fontes de aporte sedimentar: uma paleoproterozoica e outra neoproterozoica (PIUZANA *et al.*, 2003b).

Na região Sul-Sudoeste de Goiás, Navarro *et al.* (2013) apresentam idades modelo T_{DM} Sm/Nd em mica xistos que variam de 1,26 a 1,97 Ga, com o ENd apresentando valores entre (-5,48) e (-14,75). Os dados indicam importante contribuição de rochas de arcos vulcânicos de idade neoproterozoica - como o Arco Magmático de Goiás, enquanto idades mais antigas têm contribuição de rochas paleoproterozoicas, com provável fonte das rochas do Maciço de Goiás. As idades U/Pb de cristais de zircões detríticos do Grupo Araxá variam de 679 a 2332 Ma na região de Caldas Novas-GO (NAVARRO *et al.*, 2017).

Figura 3.4 Mapa regional contendo idades U/Pb em zircão detrítico e idades modelo T_{DM} Sm/Nd obtidas para rochas metassedimentares do Grupo Araxá (e unidade correlata) em regiões próximas à área de estudo (destacada pelo retângulo vermelho). O traçado preto mostra a divisão política entre os estados de Goiás, Minas Gerais e São Paulo.



Fonte: compilação da autora baseado nos trabalhos de Seer (1999), Piuzana *et al.* (2003b), Silva *et al.* (2006), Klein (2008), Navarro *et al.* (2013), Navarro *et al.* (2017) e Falci *et al.* (2018).

Falci *et al.* (2018) trazem novos dados do Grupo Araxá para a porção da Faixa Brasília próximo ao município de Araxá. Foram encontradas idades T_{DM} Sm/Nd paleoproterozoicas (1,8 – 2,2 Ga) e ENd variando entre -9,49 e -11,27. Essas amostras apresentaram razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr em torno de 0,76 refletindo um aporte sedimentar originado a partir da erosão de áreas cratônicas, neste caso do Cráton do São Francisco. As idades baseadas na razão U/Pb em cristais de zircões detríticos apresentam-se num intervalo de 790 – 3086 Ma.

No mesmo Grupo Araxá, foi encontrada amostra cuja razão 87 Sr/ 86 Sr fica em torno de 0,71, refletindo forte contribuição de arcos juvenis. As idades T_{DM} Sm/Nd para essa amostra são mesoproterozoicas (1,4 Ga) e o ENd apresenta-se levemente negativo (-0,85) refletindo possível proveniência do Arco Magmático de Goiás. Os autores interpretam que a porção do

Grupo Araxá, *strictu sensu*, localizado mais a leste teria se depositado em ambiente marinho profundo, em margem passiva. Enquanto as porções localizadas a oeste e noroeste seriam porções formadas em bacias sin-orogênicas, com forte contribuição de sedimentos vindos das áreas formadas e soerguidas durante a orogênese, o que explica as idades U/Pb neoproterozoicas (FALCI *et al.*, 2018).

Pimentel *et al.* (2011) e Pimentel (2016) reuniram dados isotópicos de Sm/Nd e datação a partir da razão U/Pb em zircões detríticos para diversas unidades da Faixa Brasília numa abordagem regional. A partir da análise conjunta desses dados os autores propõem um agrupamento das unidades em quatro ambientes tectônicos: Arco Magmático de Goiás, Bacias Sin-orogênicas e Núcleo Metamórfico, Bacias de Margem Passiva e Bacias de Póspaís, para os autores todas as rochas do Grupo Araxá teriam origem em ambientes de bacia sin-orogênica.

Os dados de proveniência e idades obtidas pela razão U/Pb apresentados nos trabalhos, de maneira geral, são um conjunto de evidências que convergem cada vez mais para a interpretação de que o Grupo Araxá, bem como grande parte do domínio interno, representam diferentes unidades litotectônicas, com aportes sedimentares variados, ambientes e/ou evoluções tectônicas distintas, amalgamados durante a orogênese Brasiliana.

Rochas Metamáficas e Metaultramáficas

Diversos trabalhos descrevem a presença de rochas metamáficas e metaultramáficas, tectonicamente intercaladas aos metassedimentos do Grupo Araxá, em geral são associações de anfibolitos, serpentinitos, clorita-xistos e/ou talco-xistos que ocorrem na forma de corpos alongados ou lenticulares de dimensões variadas, apresentando significados tectônicos distintos (CORREIA; GIRARD, 1989; BROD *et al.*, 1992; STRIEDER; NILSON, 1992; VALERIANO, 1992; VALERIANO; SIMÕES, 1997; SEER *et al.*, 2001, SILVA, 2003; SILVA *et al.*, 2006; NAVARRO; ZANARDO, 2005; NAVARRO *et al.*, 2013; KLEIN, 2008, FALCI *et al.*, 2018).

Entre as cidades de Ipameri e Catalão (GO) ocorrem gabros e basaltos com afinidade toleítica, metamorfizados nas fácies anfibolito a epidoto anfibolito. Exibem enriquecimento em Fe, baixo teor de Ti (<2% de TiO₂), baixa razão La/Yb, anomalias negativas de Eu, que são características de magmas com fontes primitivas e semelhantes a basaltos transicionais

enriquecidos de cadeias meso-oceânicas (T-MORB para E-MORB). Dados da relação Sm/Nd mostram ENd (T) positivos que indicam idade de cristalização entre 0,775 e 0,798 Ga (KLEIN, 2008).

Na região de Abadiânia (GO) as sequências máficas e ultramáficas apresentam afinidade geoquímica com basaltos toleíticos de arco de ilha e estão associadas a fortes anomalias gravimétricas tipo Bourguer, indicando associação dessas unidades a um depósito de calha de subducção (STRIEDER; NILSON, 1992). Ainda no estado de Goiás, Navarro e Zanardo (2005) associam a sequência encontrada próxima às cidades de Cromínia e Maripotaba com fragmentos ofiolíticos (*mélange* ofiolítica). Essa associação baseia-se no padrão ETR côncavo com relação ao condrito, além das formas de ocorrência dos corpos, texturas e associação com cromititos.

Nos basaltos da região de Araxá (MG) as razões isotópicas de Sm/Nd caracterizam origem a partir da fusão de manto superior. As rochas têm características intermediárias entre basaltos tipo E-MORB e basaltos toleíticos continentais. A semelhança com basaltos tipo E-MORB levam a interpretação de que sejam fragmentos de crosta oceânica (SEER *et al.*, 2001; FALCI *et al.*, 2018). Em Abadia dos Dourados (MG) os metagabros e metabasaltos apresentam características químicas também compatíveis com basaltos de cadeia meso-oceânica (BROD *et al.*, 1992).

Na região de Passos (MG) são descritos três tipos composicionais de rochas metamáficas: alto TiO₂, baixo TiO₂ e basalto tipo MORB, supostamente sin-deposicionais. A maior ocorrência é de metamáficas com assinaturas de basaltos continentais, em detrimento ao basalto tipo MORB, formado durante extensão e afinamento litosférico, a interpretação é de que não houve geração de litosfera oceânica (SIMÕES; VALERIANO, 1997). Resultado semelhante ao encontrado por Valeriano (1992) para a região da represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais, onde as rochas metabásicas correlacionadas ao Grupo Araxá, se assemelham a basaltos toleíticos continentais, apresentando também dois conjuntos de basaltos: um com alto e outro com baixo teor de TiO₂.

Unidades intrusivas

Diversos corpos de rochas graníticas ocorrem intrudindo os metassedimentos do Grupo Araxá, essas unidades estão descritas em diversos trabalhos: Seer (1999), Seer;
Dardenne (2000), Seer *et al.* (2001), Valeriano *et al.* (2004b), Seer *et al.* (2005), Seer; Moraes (2013), entre outros.

Duas unidades metaígneas com origens em ambientes tectônicos distintos são descritas como sendo intrusivas no Grupo Araxá, segundo o mapa geológico de Estrela do Sul. O Complexo Monte Carmelo, cuja idade de cristalização obtida pela razão U/Pb em zircões é de 790 Ma. E o Granito Estrela do Sul, sincolisional com idade de cristalização (U/Pb em zircões) entre 642 e 630 Ma (SEER; MORAES, 2013; CHAVES; DIAS, 2017).

Complexo Monte Carmelo

O complexo granítico Monte Carmelo é descrito como um batólito, representado por ortognaisses de composição variando de tonalito a granodiorito, com porções de sienogranito e monzogranito. Ocorre entre as cidades de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados, Minas Gerais e está associado a anfibolitos que ocorrem intercalados aos ortognaisses (SEER; MORAES, 2013).

Em geral, os gnaisses apresentam características variadas, desde equigranulares, com coloração cinza claro e levemente deformados, a porções com textura inequigranular, porfirítica, intensamente deformados. A mineralogia é dada por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, biotita, titanita, apatita e zircão. Epidoto e sericita ocorrem como minerais secundários, formados principalmente a partir de feldspato, indicando alteração hidrotermal. Localmente, alguns corpos têm presença de muscovita e granada (SEER; MORAES 2013).

As rochas têm caráter colisional segundo o diagrama R_1xR_2 (BATCHELOR; BOWDEN, 1985), para os diagramas NbxY (PEARCE *et al.*, 1984) e Rbx(Y+Nb) (HARRIS *et al.*, 1986) o padrão se situa entre granito colisional e granito de arco vulcânico. Datações U/Pb em cristais de zircões indicam idade de cristalização em torno de 790 Ma. As rochas são quimicamente semelhantes a rochas de arco vulcânico e os dados T_{DM} Sm/Nd de 1,43 Ga e ENd de -5,359 são similares aos que ocorrem no Arco Magmático de Goiás (SEER; MORAES, 2013).

Suíte Granítica Estrela do Sul

Os granitos tipo Estrela do Sul representam pequenos corpos elípticos deformados nas bordas e com núcleos preservados. Em geral, apresentam fácies equigranular, coloração

cinza claro, e são compostos por quartzo, ortoclásio, microclínio, oligoclásio, biotita e muscovita. Apatita, granada e turmalina, além de duas populações de zircão ocorrem como minerais acessórios. Dados geoquímicos apontam composição de sienogranito com fácies de álcali-granito e monzogranito. Nos diagramas R1xR2 (BATCHELOR; BOWDEN, 1985) e Rbx(Y+Nb) (HARRIS *et al.*, 1986) a unidade é classificada como um granito colisional. No diagrama Hfx(Rb/30)x(3Ta) (HARRIS *et al.*, 1986) as amostras estão plotadas próximo ao limite dos campos colisional e pós colisional (SEER; MORAES, 2013).

A atividade colisional foi bem caracterizada na região com pico de metamorfismo entre 640 e 637 Ma (SEER *et al.*, 2010). Datações U/Pb em cristais de zircões determinam a idade de cristalização em 632 \pm 3,2 Ma. Dados obtidos através de química isotópica de Sm/Nd mostram idade modelo T_{DM} 1,68 Ga e valores negativos de ENd (-7,224) indicando magma resultante de retrabalhamento de crosta mesoproterozoica, possivelmente com contribuição da fusão parcial dos próprios sedimentos do Grupo Araxá (SEER *et al.*, 2005; SEER; MORAES, 2013).

3.2.2. Cinturão de Granulitos e Ortognaisses

Os ortognaisses descritos na região sudeste do estado de Goiás, entre as cidades de Ipameri e Catalão, ocorrem de forma alongada, tectonicamente intercalados aos metassedimentos do Grupo Araxá (LACERDA FILHO *et al.*, 2004). São três conjuntos de rochas, denominadas (de leste para oeste) de Ortognaisse Ipameri, Ortognaisse Goiandira e Ortognaisse Nova Aurora (KLEIN, 2008).

O Ortognaisse Goiandira é formado por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, hornblenda. Apatita, zircão, titanita, monazita e minerais opacos são comumente encontrados como minerais acessórios. Além de epidoto/clinozoisita, zoisita e clorita, formados durante retrometamorfismo. Apresentam associação mineral típica de metamorfismo de fácies anfibolito, retrometamorfizado na fácies xisto verde. Apresentam idade de cristalização, obtidas pela razão U/Pb em cristais de zircão, de 640 Ma. Os protólitos compreendem monzodioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos. Apresentam padrões geoquímicos semelhantes a rochas originadas em ambientes intermediários entre arco continental e rifte. Os dados isotópicos Sm/Nd apresentam idades modelo T_{DM} Sm/Nd entre 1,37 e 2,54 Ga e ENd (T) entre -4,15 e -11,69, que sugerem fontes distintas para a formação

do magma inicial, com componente juvenil neoproterozoica e uma segunda fonte originada do retrabalhamento de crosta meso e paleoproterozoica (KLEIN, 2008).

O Ortognaisse Nova Aurora é formado por granodioritos e monzogranitos, em parte cálcio-alcalinos evoluindo para alcalino com médio a alto K. A fonte do magma pode ser relacionada a ambientes de zona de convergência de margem ativa. Datações a partir da razão U/Pb em cristais de zircão proveem idades de cristalização entre 1,22 e 1,26 Ga (KLEIN, 2008).

O domínio do Ortognaisse Ipameri é representado por rochas tonalíticas e monzograníticas. Predominam rochas cálcio-alcalinas com alto K e afinidade peraluminosa. A relação entre LILE (elementos litófilos de íons grandes – *large ion lithophile elements*) e ETRP (elementos terras raras pesados) com comportamento similar aos gnaisses do domínio Nova Aurora. Apresenta padrões típicos de arco em zona de convergência relacionados a ambiente de margem ativa. As idades modelo T_{DM} Sm/Nd e ENd (T) indicam fonte magmática meso a paleoproterozoica com intenso retrabalhamento crustal. Geoquímica isotópica da razão U/Pb em cristais de zircão indicam idade de cristalização de 790 Ma (KLEIN, 2008).

Os anfibolitos associados aos ortognaisses Nova Aurora, Goiandira e Ipameri mostram padrão ETR similar a T-MORB. Razão La_{CH}/Yb_{CH} entre 0,92 e 1,14 e são caracterizados por serem mais alcalinos e mais pobres em sílica que os anfibolitos associados aos metassedimentos do Grupo Araxá (KLEIN, 2008). As rochas são empobrecidas em ETRP e enriquecidos em LILE, principalmente Cs e Rb. Esses anfibolitos apresentam enriquecimento em K e Ba relativo aos padrões do T-MORB e as causas desse enriquecimento não foram compreendidas. Apresentam idade de cristalização baseada na geoquímica isotópica de Sm/Nd entre 0,775 e 0,798 Ga, como os demais da região Sul de Goiás, além disso, apresentam ENd (T) positivo, entre 2,87 e 5,91; evidenciando que o magma é derivado de fontes mantélicas (KLEIN, 2008).

3.3. Geologia Estrutural

A partir da análise dos trabalhos desenvolvidos nas diversas porções da Faixa Brasília Meridional entre eles Simões (1995), Simões e Navarro (1996), Seer (1999), Seer e Dardenne (2000), Valeriano *et al.* (2004), Silva *et al.* (2006, 2012), Ulhein *et al.* (2013), Navarro *et al.* (2013) é possível reunir dados que evidenciam um modelo de evolução estrutural semelhante para algumas dessas áreas. Nestes locais, a evolução estrutural tem como principal característica a evidencia de ao menos quatro fases deformacionais, sendo a segunda fase, a principal, que se expressa de forma semelhante tanto no arranjo geométrico quanto na cinemática (Tabela 3.2).

3.3.1. Fase D1

Simões (1995), Seer (1999), Seer *et al.* (2001), Valeriano *et al.* (2004), Navarro *et al.* (2013) e Ulhein *et al.* (2013) descrevem uma primeira fase deformacional (D1) caracterizada pela formação da foliação S1, paralela ou subpararela à S0 e frequentemente transposta para S2, essa foliação pode ser reconhecida, muitas vezes nas charneiras de dobras relacionadas à fase principal (D2). Devido às diversas fases deformacionais posteriores, dificilmente apresenta lineações minerais preservadas.

3.3.2. Fase D2

A fase D2, descrita como a principal fase deformacional (SIMÕES, 1995; SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001; NAVARRO *et al.*, 2013; ULHEIN *et al.*, 2013; entre outros) é caracterizada pela formação da foliação S2, que se apresenta na forma de clivagem de crenulação ou xistosidade com direção preferencial NW-SE. Pode também apresentar caráter milonítico e desenvolver padrão S-C, como descrito por Seer (1999) na região da *nappe* de Araxá. Encontra-se paralela ao plano axial de dobras apertadas a isoclinais. As lineações minerais, normalmente paralelas às lineações de estiramento, na região de Passos, têm orientação E-W a ENE-WNW e caimentos suaves para NW e SE. A fase D2 é heterogênea e alguns autores (SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001; VALERIANO *et al.*, 2004) a dividem em inicial e tardia, cada uma com diferentes características, principalmente no que diz respeito ao transporte tectônico, sendo a fase D2_p (inicial) com transporte tectônico para N-NE e D2_t (final), com transporte tectônico para SE.

3.3.3. Fase D3

A terceira fase de deformação (D3) é caracterizada pela formação de dobras abertas e suaves com plano axial NW. Na *nappe* de Passos não há formação de foliação S3 e o plano axial das dobras tem direção NW, com eixos também NW e caimento suaves paralelos aos eixos de D₂ (SIMÕES, 1995; SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001; VALERIANO *et al.*, 2004; NAVARRO *et al.*, 2013; ULHEIN *et al.*, 2013). Na região de Araxá (MG) a fase D₃ se caracteriza pela formação de uma foliação S₃ com atitude média 223/66, associada à formação de dobras isoclinais, cujas charneiras preservam a foliação S₂. Associada à foliação S3 ocorre lineação mineral paralela à lineação de estiramento, com atitude 295/16 na Zona de Cisalhamento Bocaina e 348/08 em zona de cisalhamento no interior do Grupo Araxá (SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001).

3.3.4. Fase D4

Na região de Passos, sul de Minas Gerais, Simões (1995) descreve uma fase D4 associada a dobras abertas e suaves, com plano axial vertical a subvertical, charneiras com direção N-NE e caimentos suaves para SSW-NNE. Ocorre formação de falhas paralelas aos planos axiais dessas dobras. É possível que uma fase de deformação D4 também ocorra na região da *nappe* de Araxá, mas suas estruturas não se encontram claramente diferenciadas das estruturas formadas pela fase D3 (SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001).

Referência	Fase D1	Fase D2 (Principal)	Fase D3	Fase D4
Simões (1995)	S1//S0 transposta para direção de S2.	Relacionada ao transporte da <i>nappe</i> , S2//plano axial de dobras apertadas a isoclinais, eixos WNW-NW e caimento suave para NW e SE. Lestiramento WNW; Lmineral E-W e N30W com caimento suave para NW/SE	Dobras abertas a suaves, íngremes a verticais, sem foliação plano axial. Com eixos NW e caimentos suaves. Plano axial das dobras NW//S2.	Dobras abertas a suaves, plano axial vertical a subvertical com charneiras N/NE e caimentos suaves para SSW e NNE e eixos NNW/NE. Falhas//plano axial
Seer (1999) Seer <i>et al.</i> (2001)	S1//S0 pode ocorrer transposição por foliações posteriores, reconhecida nas charneiras de dobras D2	D2p: S2 direção 300/20 na forma de xistosidade ou clivagem de crenulação, as vezes milonítico, foliação SC, fase heterogênea. Transporte de topo para N/NE, lineações//eixo de dobras apertadas com caimento NNE. //plano axial de dobras recumbentes e sem raiz. D2t: rotação das lineações e transporte de topo para SE	Foliação S3 223/66, dobras isoclinais que preservam S2 nas charneiras. L _{mineral} //L _{estiramento} direção 348/08. Truncamento de estruturas antigas, formação de zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais.	Possivelmente há fase posterior mascarada pelas características da fase D3.
Valeriano <i>et</i> <i>al.</i> (2004)	Foliação S1	D2p: empurrões NNE D2t: Empurrões SE, Lmineral com direção E-W	Falhas transcorrentes, cinemática sinistral e dobras associadas.	-
Navarro <i>et al.</i> (2013)	Foliação S1	Foliação Sn, direção E-W, mergulho para S ou direção NW-SE com mergulhos SW. Foliação//plano axial de dobras Fn apertadas e isoclinais com eixos de baixo ângulo WSW-ENE//Lmineral e Lestiramento.	Dobras suaves a abertas, localmente associadas a fraturas espaçadas. Lestiramento e Lmineral // Lcrenulação Sn//S0//Sn-1. Transporte tectônico para E.	-
Ulhein <i>et al.</i> (2013)	(Fase Dp-1) foliação Sp-1//S0, Lestiramento com direção E-W, associada à formação das <i>nappes</i> e fases precoces de deslocamento sub-horizontais	(Fase Dp) dobramentos assimétricos com xistosidade Sp plano axial. Lestiramento E-W. Falhas de empurrão e reversas de direção N-S e transporte para E. Foliação de baixo ângulo de mergulho//S0. (Fase Dp tardia) sistemas transcorrentes transversais	Dobras abertas a suaves e clivagem de crenulação espaçada. Dobras amplas associadas a falhas reversas e de empurrão sub-horizontais.	-

Tabela 3.1. Quadro-resumo com as principais fases deformacionais descritas em comum para a Faixa Brasília Meridional.

Fonte: compilação da autora.

3.3.5. Padrões estruturais divergentes

Apesar das semelhanças apresentadas, sabe-se que a evolução tectono-estrutural da Faixa Brasília apresenta muitas particularidades. Alguns trabalhos como: DARDENNE, 2000; SILVA *et al.*, 2012; SIMÕES, 2005; apresentam áreas cujas características são divergentes daquelas descritas como o padrão geral do orógeno (Tabela 3.3).

Dardenne (2000) – Fase D1 como fase deformacional principal

O autor reconhece a primeira fase de deformação como responsável pela formação da foliação principal (S1), com direção NW-SE mergulhando tanto para leste como para oeste, penetrativa e subparalela a S0. São descritas dobras F1 isoclinais a apertadas, recumbentes e intrafoliais que afetam S0 e se relacionam a essa fase de deformação. Uma fase D2 heterogênea, com dobras F2 isoclinais, lineação mineral associada mostrando vergência para E. Por fim, uma fase D3 resultante da acomodação das rochas às deformações anteriores que resulta em dobras F3 suaves e abertas que ondulam S2 (DARDENNE, 2000).

Silva et al. (2012) - Fases D5 e D6

Os autores apresentam duas fases deformacionais (D5 e D6) posteriores a D4 para a região de Tapira (MG). A fase D5 se caracteriza pela formação de zonas de cisalhamento regionais, direcionais com caráter dúctil-rúptil e mergulhos verticais a subverticais. As estruturas afetam a foliação S4, que corta dobras com planos axiais subverticais que deformam uma foliação composta pretérita, definida por S0//S1//S2. A fase D6 é caracterizada pela formação de dobras abertas normais a inclinadas, de escala centimétrica, com eixos 355/5 (SILVA *et al.*, 2012).

Tabela 3.3. Quadro-resumo mostrando características das regiões onde há incongruências no modelo estrutural referente à Faixa Brasília Meridional.

Referência	Fase D1	Fase D2	Fase D3	Fase D4
Dardenne (2000)	(Principal) Foliação Sn com direção geral N-S/NW-SE; penetrativa e subparalela a S0, dobras F1 isoclinais a apertadas, recumbentes e intrafoliais, pode ocorrer transposta por foliações posteriores.	Fase heterogênea, dobras F2 isoclinais, vergência tectônica para E, lineação mineral associado a S2.	Dobras F3 suaves a abertas que deformam S1 e S2, resultantes da acomodação das rochas à deformação.	-
Silva <i>et al.</i> (2012)	Foliação S1	(Principal) S2c, clivagem de crenulação apertada//S1//S0, falhas de empurrão	Dobras regionais abertas e normais com plano axial N45 a 84W, charneiras com caimento NW-SE, E- W.	Foliação S4 de baixo ângulo, clivagem de crenulação. Direção N43W/30SW, Lm//Le N50W/10 (Fases D5 e D6 descritas no texto)
Simões (2005)	DEA (Sn-1) Foliação com direção preferencial 278/25, Lmineral // Lestiramento 008/05	Dobras, geralmente suaves e <i>kink bands</i> , na foliação principal (Sn).	-	-
	DOM (Sn-1), Foliação com direção geral NNW e mergulhos íngremes (até verticais) para S.	Sn 256/30 e lineação mineral N-S.	-	-

Fonte: compilação da autora.

Simões (2005) - Domínios Tectônicos DEA e DOM

O autor caracteriza a porção sul-sudoeste do estado de Goiás, identificando oito domínios lito-estruturais: Edeia (DE), Edealina (DEA), Pontalina (DP), Araxá Oeste (DAW), Caldas Novas (DCN), Sequência Quartzítica (DSQ), Ortognáissico-Migmatítico (DOM) e Araxá Leste (DAE). Os três primeiros domínios pertencem a terrenos do Arco Magmático de Goiás. Os DCN, DSQ e DAE apresentam padrão estrutural semelhante àquele descrito amplamente para a Faixa Brasília, com foliações principais de mergulho de baixo ângulo, transporte tectônico para E e deformações posteriores formando dobras suaves a abertas (SIMÕES, 2005). As particularidades ocorrem nos terrenos DEA e DOM.

O DEA é formado por granada-biotita xisto, magnetita-granada-muscovita xisto, mármore, ultramáfica e anfibolito, associada a biotita e hornblenda gnaisse. Esse domínio apresenta foliação principal Sn com direção geral 278/25, lineação mineral paralela à lineação de estiramento com direção aproximada NNE (Figura 3.5) e caimentos suaves para NNE (008/05), são observados indicadores cinemáticos apontando transporte tectônico para NNE. Ocorrem estruturas pós-Dn, evidenciados por dobras, geralmente suaves e *kink bands*, na foliação principal (Sn) (SIMÕES, 2005).

O DOM na porção sul é formado por ortognaisses e xistos, caracteriza-se por apresentar uma lineação mineral bem marcada com direção N-S. A interpretação para a ocorrência dessa lineação é a presença de segmentos crustais com diferentes reologias, que podem ter favorecido a uma movimentação local direcional tardio, simultâneo ou precoce ao movimento para ESE. A foliação principal (Sn) tem direção geral 260/30, mas apresenta dispersão para mergulhos mais íngremes, até verticais, que são associados a uma foliação mais antiga (Sn-1). Em alguns afloramentos é possível ver a foliação de baixo ângulo de mergulho afetando a foliação mais íngreme (SIMÕES, 2005).

Figura 3.5 Mapa de lineações de Simões (2005) com destaque para o Domínio de Ortognaisses e Migmatitos (DOM) e para o Domínio Edealina (DEA) que apresentam lineação mineral N-S.



Fonte: Simões (2005).

3.4. Metamorfismo

A Faixa Brasília Meridional é caracterizada por apresentar um aumento contínuo, mas não progressivo do grau metamórfico e da intensidade da deformação da área cratônica (E) em direção à área mais interna da faixa (W) (FUCK; MARINI, 1981; VALERIANO *et al.*, 2004). O metamorfismo ocorre da fácies xisto verde até anfibolito (SIMÕES, 1995; SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001; SILVA *et al.*, 2006; KLEIN, 2008; NAVARRO *et al.*, 2013) e localmente são descritas configurações de metamorfismo de fácies granulito (WINGE, 1995; PIUZANA *et al.*, 1998; 2003a; SIMÕES, 2005; BALDWIN *et al.*, 2005; 2008; DELLA GIUSTINA *et al.*, 2009; 2011).

Na região de Araxá (MG) a associação mineral nos metassedimentos do Grupo Araxá é dada por granada + muscovita + biotita \pm rutilo \pm cianita \pm estaurolita, nos anfibolitos a associação é dada por hornblenda + oligoclásio \pm titanita \pm granada, indicando metamorfismo principal na fácies anfibolito inferior. Posteriormente ocorre retrometamorfismo (RM₁), caracterizado pela presença de cloritóide + mica branca + clorita. O RM₁ é seguido por gradual diminuição da temperatura e pressão, levando às fases RM₂, cuja caracterização se dá pela associação de clorita + mica branca + quartzo e RM₃ caracterizada pelo conjunto de quarto + mica branca + albita (SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001; SEER *et al.*, 2015).

Na região S-SW de Goiás, as rochas metassedimentares do Grupo Araxá mostram associações minerais típicas de fácies anfibolito, dadas por biotita + plagioclásio + granada + anfibólio, biotita + plagioclásio + granada, granada + plagioclásio + biotita \pm estaurolita \pm cianita e cianita \pm biotita - + plagioclásio + granada. Nas rochas metamáficas as paragêneses são hornblenda + plagioclásio e granada + hornblenda + plagioclásio, também na fácies anfibolito. Alguns autores interpretam este como sendo o pico metamórfico, relacionado à fase deformacional D2 (SIMÕES; NAVARRO, 1997; VALERIANO *et al.*, 2004; SILVA *et al.*, 2006; NAVARRO *et al.*, 2013).

Della Giustina *et al.* (2009, 2011), Piuzana *et al.* (2003a, 2003b), Baldwin *et al.* (2005, 2008), Moraes *et al.* (2002) apresentam dados geoquímicos e de datação para os granulitos dos complexos Anápolis-Itauçu e Uruaçu. Nessa região, em particular, ocorrem processos metamórficos de ultra-alta-temperatura, com idade entre 649 e 634 Ma.

O retrometamorfismo, de caráter regional, é caracterizado por crescimento de clorita sobre biotita e granada, grandes grãos de muscovita dispostos de forma aleatória sobre a foliação principal, saussuritização de plagioclásio e associação de serpentina-talco-clorita em rochas ultramáficas (SIMÕES; NAVARRO, 1997; VALERIANO *et al.*, 2004; SILVA *et al.*, 2006; NAVARRO *et al.*, 2013).

Estudos de geotermobarometria realizados em anfibolitos, associados ao Grupo Araxá na *nappe* de Passos mostram temperaturas do metamorfismo principal (M₂) associado à fase D₂, variando de 485°C a 750°C (SIMÕES, 1995). Os valores foram obtidos pelo geotermômetro Spear (1981) a partir do equilíbrio do par anfibólio-plagioclásio, compatíveis com as paragêneses encontradas. Correia e Girardi (1989) encontraram para anfibolitos na região de Cássia-MG resultados coerentes com os de Simões (1995), apresentando temperaturas de 655°C a 750°C.

Geobarômetros (KOLM; SPEAR, 1990) aplicados para a paragênese granadahornblenda-plagioclásio-quartzo nesses mesmos anfibolitos indicaram pressões entre 8.1 e 11.3 Kbar para o metamorfismo principal (M₂). Os geobarômetros indicam pressão superior à esperada para as fácies xisto verde e anfibolito, não seguindo os padrões do metamorfismo Barroviano típico. O padrão P-T-t mostra evolução horária, indicativo de ambiente de espessamento crustal por colisão. Na *nappe* de Passos o gradiente metamórfico aumenta em direção ao topo da sequência, indicando inversão metamórfica (SIMÕES, 1995).

Navarro *et al.* (2011) realizaram cálculos termobarométricos em rochas metassedimentares do Grupo Araxá na região sul do estado de Goiás. Os cálculos das condições de P-T foram realizados para as associações envolvendo granada-plagioclásio-biotita-muscovita, granada-plagioclásio-biotita-muscovita-cianita e granada-plagioclásio-biotita-muscovita-anfibólio, com quartzo em excesso e indicaram pico metamórfico com temperatura na ordem de ~610°C e pressões de ~10 kbar, fácies anfibolito, no campo de estabilidade da cianita. A trajetória P-T-t é também horária, característica de condições tectônicas observadas em ambientes colisionais.

4.1. Litotipos e Estratigrafia

A partir da fotointerpretação, análise de mapas aerogeofísicos e dos dados obtidos em campo, foram identificados cinco conjuntos litológicos: (1) Ortognaisse Goiandira, composto por um domínio leste e outro domínio oeste; (2) Grupo Araxá, composto por rochas metassedimentares associadas a rochas metamáficas e metaultramáficas; (3) Complexo Monte Carmelo (CMC); (4) corpos graníticos tipo Estrela do Sul e (5) coberturas sedimentares cenozoicas, representadas por arenitos da Formação Botucatu, que por não estarem tectonicamente relacionadas à Faixa Brasília não serão abordados adiante neste trabalho.

Seguindo a classificação de Dickson e Scott (1997) quanto à variação de teores de K, Th e U em relação aos teores de sílica contido nas rochas (Figura 4.1), com base no mapa aerogamaespectrométrico de contagem total (CT) (Figura 4.2) e nos dados coletados no campo foi possível estabelecer a distribuição das unidades encontradas e estabelecer os limites entre elas.



Figura 4.1 Variação nos teores médios de Th e U nas rochas ígneas em relação ao teor de sílica (SiO₂).

Fonte: Dickson e Scott (1997).

<image>

Figura 4.2. Mapa de contagem total – CT (aerogamaespectrometria) da região de estudo, mostrando a delimitação das unidades litológicas.

Fonte: modificado de CODEMIG (2006, 2012).

4 km

Na porção oeste pode ser identificada uma unidade com alto teor de Th e K, com porções de cor branca, que indicam ocorrência abundante dos três elementos: Th, U e K. Essa característica é típica de rochas granitóides e sienitóides, a unidade é denominada Ortognaisse Goiandira Oeste. A leste ocorre uma unidade com tonalidades vermelhas indicando teores altos de K e esbranquiçadas, indicando alta concentração dos elementos radioativos, essa unidade foi denominada Ortognaisse Goiandira Leste.

Na parte central da área uma faixa de direção aproximada NW-SE, a unidade exibe concentrações médias de Th e U e baixas de K. Nessa região afloram micaxistos relacionados ao Grupo Araxá, associados a rochas metaultramáficas e secundariamente metamáficas, representadas pelas porções com cores escuras, indicando baixa concentração de elementos radioativos (U, Th e K).

O Complexo Monte Carmelo aflora na porção nordeste da área e apresenta padrão de cores semelhante àquele observado no Ortognaisse Goiandira Oeste, cores amarelas e brancas, indicando ocorrência abundante dos três elementos: Th, U e K, típico de rochas granitóides e sienitóides. Na parte SE, afloram as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, identificadas pela cor azul clara, sugerindo baixos tores de K e teores médios de Th e U. As unidades estão relacionadas no mapa geológico (Figura 4.3; Apêndice I).



Figura 4.3 Mapa geológico simplificado da área de estudo.

Fonte: própria (2019).

4.1.1. Ortognaisse Goiandira - Oeste e Leste

Essas unidades afloram na porção oeste da área, são formadas predominantemente por gnaisses (85%) com associação de anfibolitos, em afloramentos que atingem extensões decamétricas e cujas relações texturais e de contato sugerem ser resquícios de soleiras e diques. As unidades ocupam cerca de 90 km², aproximadamente 54% da região de estudo. Nas áreas onde afloram o relevo é rugoso, as drenagens são encaixadas, abundantes e apresentam padrão dendrítico. Os afloramentos melhor preservados se encontram no leito de córregos e drenagens. Os ortognaisses têm cor cinza que passa a rosa e vermelho quando intemperizados.

As duas unidades apresentam características semelhantes em campo. Entretanto, a análise modal (Tabela 4.1) representada no diagrama QAP (Figura 4.4) mostra que o Ortognaisse Goiandira Leste tem caráter mais variado de granítico a tonalítico e granodiorítico, enquanto o Ortognaisse Goiandira Oeste apresenta, predominantemente, gnaisses graníticos.

Amostra	Unidade	X	Y	Q	Α	Р					
BM07	Goiandira Oeste	213169	7932712	39,57	3,44	31,07					
BM114	Goiandira Oeste	213627	7941568	25,6	41,1	33,7					
BM115	Goiandira Oeste	213753	7941371	35,2	37,7	27					
BM134A	Goiandira Oeste	213223	7936660	24,8	31,4	43,8					
BM18	Goiandira Oeste	214385	7938225	25,1	40,9	34					
BM134D	Goiandira Oeste	213223	7936660	39,1	32,46	24,75					
BM182	Goiandira Leste	219847	7931615	29,8	34	36					
BM35	Goiandira Leste	211893	7928433	36,5	0	63					
BM66	Goiandira Leste	216820	7930679	40,5	5	54					
BM87	Goiandira Leste	219014	7933879	53,4	0	46					
BM107	Goiandira Leste	218860	7937040	28,64	0	55,09					
BM179	Goiandira Leste	219611	7931640	11,4	59,39	26,33					
BM204	Goiandira Leste	215719	7929390	22,6	34	25,7					
BM267	Goiandira Leste	276061	7929392	28,4	27,67	29,09					
BM402	Goiandira Leste	216701	7934103	39,06	34,15	1,04					
BM409	Goiandira Leste	219057	7935286	18,28	38,14	34,5					
BM419	Goiandira Leste	217470	7935686	68,1	17,67	2,1					
BM68	Goiandira Leste	216883	7930922	12,45	2,5	74,5					
BM83A	Goiandira Leste	219785	7934329	32,1	9,1	49					
BM83B	Goiandira Leste	219785	7934329	34,88	21,13	39,8					

Tabela 4.1 Dados de análise modal para Ortognaisse Goiandira Leste e Oeste.

Figura 4.4 Diagrama QAP baseado na classificação de Streckeisen (1967) mostrando a classificação das amostras do domínio Leste (azul), cujas amostras tem afinidade variada e Oeste (vermelho) cujas amostras se encontram concentradas no campo dos granitos.



Ambas unidades – Leste e Oeste – apresentam veios pegmatíticos formados principalmente por plagioclásio, muscovita, quartzo e secundariamente por granada e turmalina. Veios de quartzo recristalizado também são frequentes e podem apresentar dimensões de dezenas de metros de comprimento e até 0,5 metro de largura. Os dois tipos de veios são, em geral, paralelos ao bandamento composicional dos ortognaissses (Figura 4.5).

Figura 4.5. Veio pegmatítico - feldspato, turmalina, quartzo e muscovita, ponto BM386, Ortognaisse Goiandira Leste.



Ortognaisse Goiandira Oeste

Os litotipos dessa unidade apresentam coloração cinza em rocha sã e vermelha quando intemperizados. A foliação predominantemente é do tipo xistosidade milonítica, dominantemente paralela ao bandamento composicional gnáissico (Figura 4.6).



Figura 4.6 Feição em afloramento do Ortognaisse Goiandira Oeste, ponto BM117.

Apresentam composição predominantemente granítica, com uma amostra plotada no limite entre granodiorito e tonalito. A mineralogia é dada por quartzo (25-39%), biotita (10-15%), muscovita (5-10%), plagioclásio (24-44%), microclínio (3-40%) que ocorrem na forma de porfiroclastos (Figura 4.7C, H). Zircão, epidoto, titanita e opacos ocorrem como minerais acessórios. Os litotipos são inequigranulares, o tamanho médio dos cristais fica entre 1,0 e 2,0 mm, com porfiroclastos que se destacam por exibir tamanhos de até 8,0 mm.

Os cristais, em geral, apresentam extinção ondulante. O quartzo encontra-se recristalizado por *subgrain rotation* (SGR) e *grain boundary migration* (GBM) indicando mudanças de temperatura durante o metamorfismo (Figura 4.7A, B). A biotita ocorre na forma de cristais subédricos, finos (<0,5 mm), muscovita ocorre como massas de cristais muito finos, ocupando os interstícios entre os cristais maiores.

Figura 4.7 (A) Recristalização tipo SGR no quartzo, polarizadores X, ponto BM18 (B) Porfiroclastos de quartzo e feldspato alcalino com bordas recristalizadas em matriz de sericita, quartzo e feldspato, polarizadores X, ponto BM18 (C) Foliação tipo xistosidade milonítica, polarizadores //, ponto BM115 (D) Porfiroclastos de quartzo e plagioclásio envoltos por matriz formada predominantemente por biotita – polarizadores X, ponto BM18 (E) Xistosidade milonítica com detalhe para a matriz formada pelos mesmos minerais dos porfiroclastos – polarizadores X, ponto Bm115 (F) mesmo campo E – polarizadores // (G) Porfiroclasto de feldspato alcalino imerso em matriz contendo quartzo, plagioclásio, biotita e sericita – polarizadores X, ponto BM115 (H) detalhe de porfiroclasto de plagioclásio sericitizado – polarizadores X, ponto BM115. bt-biotita, ms-mucovita, qtz-quartzo, ser-sericita, mc-microclínio, pl-plagioclásio.



Ortognaisse Goiandira Leste

Os gnaisses dessa unidade apresentam cor cinza na rocha sã e vermelha quando intemperizada, granulação média, com porções porfiroclásticas. Exibe foliação tipo xistosidade milonítica (Figura 4.8).

Figura 4.8 Feição de afloramento do Ortognaisse Goiandira Leste, demonstrando duas xistosidades, uma subhorizontal (paralela à lapiseira) e outra oblíqua. Ponto BM233.



As rochas são formadas por muscovita (10-25%), biotita (5-15%), quartzo (30-54%), plagioclásio (1-75%), feldspato alcalino (0-60%) além de zircão, titanita e opacos que ocorrem como acessórios. O plagioclásio ocorre como porfiroclastos com diâmetros de até 4,00 mm; quase sempre saussuritizado (Figura 4.9A e B). Em comparação com os gnaisses da unidade Goiandira Oeste, as rochas apresentam maior quantidade de muscovita. Apresentam foliação tipo xistosidade milonítica (Figura 4.9C, D, E, F e G) e bandamento composicional com bandas máficas (biotita, quartzo, às vezes hornblenda) e félsicas (plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo) bem marcadas.

O quartzo exibe extinção ondulante e contatos irregulares a poligonais. Biotita e muscovita podem se apresentar deformadas, dobradas, exibindo arcos poligonais e com extinção ondulante (Figura 4.9H), ocorre muscovita na forma de porfiroblasto.

Figura 4.9 (A) Porfiroclasto de plagioclásio, fortemente saussuritizado, gnaisse ponto BM 107 - polarizadores //. (B) mesmo campo de A - polarizadores X. (C) Feição da xistosidade observada em fotomicrografia, ponto BM268, observar predominância de muscovita em relação à biotita – polarizadores // (D) mesmo campo de C, – polarizadores X. (E) Feição mostrando foliação tipo xistosidade e porfiroclastos de plagioclásio e quartzo – polarizadores // (F) mesmo campo de E – polarizadores X. (G) Porfiroclasto de plagioclásio – polarizadores X. (H) Detalhe em lâmina mostrando muscovita e biotita deformadas. bt-biotita, pl-plagioclásio, ms-muscovita.



As unidades apresentam uma proporção de aproximadamente 15% da área – com afloramentos abundantes – de anfibolitos, os afloramentos têm extensões variáveis. Ocorrem tanto na forma de corpos alongados de grande extensão (largura decamétrica e algumas centenas, até quilometro de comprimento) até pequenos blocos, com diâmetro de 0,5 metro. O contato desses corpos com os gnaisses é brusco e, geralmente concordante com a foliação principal (Figura 4.10).

Figura 4.10 Corpos de anfibolito (delimitado por linha tracejada) vistos em afloramento (A) lente concordante com a foliação da rocha encaixante, ponto BM82; (B) na forma de enclave, ponto BM07.



O contato do Ortognaisse Goiandira Leste com o Grupo Araxá não é bem evidenciado nos afloramentos. Sendo muitas vezes difícil reconhecer o limite exata de uma unidade com a outra, principalmente devido ao alto grau de intemperismo em que se encontram as rochas das duas unidades. A ocorrência de feldspato em proporções relevantes (na grande maioria das vezes alterado para argilominerais) foi utilizado como um dos critérios para definir os limites entre as duas unidades, entende-se que o contato é tectônico.

O contato entre o Ortognaisse Goiandira Leste e o Ortognaisse Goiandira Oeste é dado por zona de cisalhamento paralela a subparalela à foliação principal (218/40), evidenciada pelo ponto BM31. A unidade apresenta feições típicas de milonitização, com presença de porfiroclastos assimétricos de quartzo e feldspato, indicando deformação nãocoaxial. A matriz é fina, formada por clorita, plagioclásio, quartzo com feições de recristalização dinâmica (Figura 4.11). Figura 4.11 Feições miloníticas observadas na zona de contato entre as unidades Goiandira W e E. (A) Feição típica de foliação milonítica com porfiroclasto de feldspato e quartzo, este localmente "recristalizado" (na porção inferior central) - polarizadores // (B) Matriz fina contendo clorita, opacos e porfiroclastos de quartzo e plagioclásio – polarizadores X (C) feição de recristalização dinâmica em cristais de quartzo, com preservação de porções não recristalizadas, exibindo pronunciada extinção ondulante– polarizadores X (D) matriz do milonito gnaisse – polarizadores X. qtz-quartzo, chl-clorita, ms-muscovita, pl-plagioclásio.



4.1.2. Grupo Araxá

Essa unidade ocupa cerca de 46% na porção central da área, cobrindo aproximadamente 100 km², aflora numa faixa com 20 km extensão e até 6 km de largura, orientada na direção NW-SE. Os litotipos que compõem esta unidade ocupam as porções de relevo menos acidentado, baixas declividades e menor densidade de drenagem que as regiões do seu entorno.

As rochas podem ser divididas em duas associações litológicas principais: 1) unidade metassedimentar representada tipicamente por micaxistos e 2) conjunto de rochas metamáficas e metaultramáficas, que ocorrem como corpos extensos dentro dos xistos.

Unidade Metassedimentar

A unidade metassedimentar é formada por xistos com diferentes composições mineralógicas e texturas metamórficas. Os litotipos encontrados compreendem quartzo-

muscovita xisto, biotita-quartzo-muscovita xisto, quartzo-grafita-muscovita xisto, granadaestaurolita-quartzo-biotita xisto, granada-biotita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto, granada-silimanita-quartzo-muscovita xisto. Além disso, turmalinitos e rochas calcissilicatadas também se encontram associados aos micaxistos.

Os afloramentos melhor preservados encontrados nos leitos de drenagens, nesses locais as rochas têm cor cinza (Figura 4.12), a maior parte dos afloramento, entretanto, encontram-se bastante intemperizados, com cor variando entre rosa, lilás e vermelho (Figura 4.13), sendo Exibem foliação principal bem marcada, subparalela ao bandamento composicional (S0), marcado pela variação da composição mineralógica, ora mais quartzosa, ora mais micácea, ou porções com enriquecimento em granada, visto em alguns afloramentos. O conjunto faz contato tectônico com o Ortognaisse Goiandira E e com o Complexo Monte Carmelo e é intrudido pelo granito Estrela do Sul.

Figura 4.12. Afloramento de muscovita-quartzo-biotita xisto, em drenagem. A rocha encontra-se pouco intemperizada, feição raramente vista na área de estudo. Ponto BM287 (vista em planta).



Figura 4.13. Afloramento de biotita-quartzo-muscovita xisto, bastante intemperizado, mostrando feição típica de afloramentos da unidade metassedimentar do Grupo Araxá. Ponto BM111.



Além dos mica xistos, foram identificados afloramentos de rochas calcisilissicáticas e turmalinitos associados aos xistos. Os afloramentos mais relevantes de calcissicáticas ocorrem no ponto BM25 e entre os pontos BM378 e BM383, ao longo de toda a encosta, na região noroeste da área, próximo ao contato do Grupo Araxá com o Ortognaisse Goiandira Leste. Os litotipos apresentam granulação muito fina, cor cinza, bandamento composicional (Figura 4.14).

Figura 4.14 Amostra de rocha calcissilicática mostrando bandamento composicional e granulação muito fina. Ponto BM379.



As bandas félsicas, são geralmente formadas por quartzo e carbonato e bandas máficas, contendo hornblenda, às vezes biotita, pode conter ainda epidoto, actinolita e em menor quantidade clorita e opacos (Figura 4.15).



Figura 4.15 Associação mineral de amostra de rocha calcissilicática, polarizadores X. Ponto BM25.

No entanto, os litotipos mais abundantes são o quartzo-muscovita xisto (Figura 4.17A, B) e o biotita-quartzo-muscovita xisto (Figura 4.17C, F). Nesses litotipos a granulação é fina, com cristais de aproximadamente 0,5 mm, a textura é inequigranular, granolepidoblástica. Os cristais de quartzo, biotita e muscovita são subédricos a anédricos. Ocorre ainda granada-biotita-muscovita xisto, com textura inequigranular, porfiroblástica. A granada na forma de porfiroblastos pode atingir diâmetros em torno de 0,8 mm. Especialmente nos xistos próximo ao contato do Grupo Araxá com o granito Estrela do Sul, nesses locais os cristais atingem diâmetros de até 2,5 cm, possivelmente devido a efeito de metamorfismo de contato.

O biotita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto (Figura 4.16, 4.17D, H) e o granadaestaurolita-quartzo-biotita xisto (Figura 4.17G) exibem textura granolepidoblástica e porfiroblástica. A matriz desses litotipos é composta por muscovita, biotita e quartzo com dimensões de aproximadamente 0,05 mm. Opacos e zircão ocorrem como minerais acessórios. Os cristais de estaurolita podem alcançar comprimentos de até 1,0 cm. Os porfiroblastos são euédricos a subédricos, exibem padrão poiquilítico com inclusões de quartzo e opacos, alinhadas mostrando uma foliação interna bem marcada, macroscopicamente é possível observar cristais com geminação em cruz, típico desse mineral.

Figura 4.16 Estaurolita com geminação em cruz, típica desse mineral, em granada-estaurolita-quartzo-biotita xisto bastante intemperizados, ponto BM60.



Localmente, na porção central da área próximo ao contato com o Ortognaisse Goiandira E, encontram-se afloramentos de quartzo-grafita-muscovita xisto. A rocha é cinza, com foliação principal representada por xistosidade ou clivagem de crenulação bem marcadas, granulação fina, textura com bandas lepidoblásticas, formadas por cristais finos de muscovita, grafita e outros opacos, e bandas onde há maior concentração de quartzo com pouca muscovita, os cristais são subédricos a anédricos. Identifica-se bandamento composicional marcado por bandas mais e menos ricas em grafita e mica, paralelo aos planos de clivagem de crenulação que correspondem à foliação principal (S2) (Figura 4.17E).

Os afloramentos de granada-silimanita-muscovita-quartzo xisto encontram-se na porção central da área próximo ao contato com o Ortognaisses Goiandira Leste, a maior parte com pronunciado intemperismo. Ainda assim, foi possível identificar os cristais de silimanita alongados, com hábito acicular formando feixes que podem alcançar até 5,0 mm de comprimento. A observação desses feixes ao microscópio indica que são bolsões lenticulares de silimanita, quartzo, clorita e/ou sericita, envoltos pela matriz composta por quartzo, plagioclásio, muscovita e opacos.

Figura 4.17 (A) Quartzo-muscovita xisto, foliação tipo xistosidade ponto BM11, polarizadores // (B) mesmo campo polarizadores X (C) Biotita-quartzo-muscovita xisto, foliação tipo xistosidade, ponto BM24,

polarizadores // (D) biotita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto, evidenciando foliação externa (Se) e foliação interna (Si) no cristal de estaurolita, ponto BM60, polarizadores // (E) Quartzo-grafita-muscovita xisto, foliação tipo clivagem de crenulação diferenciada, ponto BM163, polarizadores // (F) Biotita-quartzo-muscovita xisto, granulação grossa, foliação tipo xistosidade, ponto BM280, polariadores // (G) granada-estaurolita-quartzo-biotita xisto, exibindo Si e Se, ponto BM287, polarizadores // (H) biotita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto, evidenciando foliação externa (Se) e foliação interna (Si) no porfiroblasto de estaurolita, BM431, polarizadores //. op-opaco, qtz-quartzo, ms-muscovita, st-estaurolita, gt-grafita.



A turmalina é um mineral acessório comum e abundante na área, sua ocorrência se dá tanto como mineral acessório, na forma de prismas finos, orientados segundo a foliação principal das rochas como na forma de corpos de turmalinito (>80% de turmalina).

Os turmalinitos por sua vez podem ocorrer tanto intercalados aos xistos, apresentando foliação concordante com a foliação principal da unidade e nesse caso são interpretados como corpos metavulcanossedimentares. Como na forma de veios associados principalmente a quartzo, os cristais de turmalina podem atingir até 4,0 cm, esses veios são interpretados como produto de metamorfismo hidrotermal.

Os corpos de turmalinito foliados apresentam bandas alternadas de quartzo e turmalina, com cristais, em geral, muito finos. Essa alternância composicional dá à rocha um aspecto de formação ferrífera bandada. Este bandamento se apresenta paralelo a subparalelo ao S0, S1 e S2 dos xistos. O contato entre as unidades é abrupto e as camadas de turmalinito têm espessura média de 20,0 cm e extensão decimétrica (Figura 4.18A, B, C). As feições deste litotipo sugerem origem a partir de sedimentação química.

Os turmalinitos associados aos veios hidrotermais têm granulação média a grossa e não apresentam o bandamento composicional entre quartzo e turmalina como nos turmalinitos bandados que ocorrem intercalados nos xistos (Figura 4.17E, F). Nos veios mais próximos ao contato com o gnaisse Goiandira há presença de feldspato e/ou muscovita. Os veio se distribuem por toda a área, tem dimensões variáveis, tendo em média espessuras métricas e extensões de dezenas de metros. Destaca-se uma ocorrência pontual, mas considerável, de um corpo de turmalinito maciço, com aproximadamente 100 metros de comprimento, no ponto BM19. Neste local os cristais de turmalina são muito finos, e estão associados a veios de quartzo (Figura 4.18D).

Figura 4.18 (A) Turmalinito "tipo" formação ferrífera bandada, associado a mica xisto, ponto BM341 (B) turmalinito com bandas de quartzo e turmalina e cristais de granada no centro da lâmina, ponto BM15, polarizadores // (C) turmalinito bandado, cortado por veio de quartzo, ponto BM14, polarizadores // (D) afloramento do corpo de turmalinito maciço, ponto BM19 (E) Turmalinito associado a veio de quartzo, ponto BM157 – polarizadores X (F) turmalinito associado a veio de quartzo, ponto Bm157 – polarizadores //. grt-granada, tur-turmalina, qtz-quartzo, op-opaco.



Unidade Metaultramáfica

Associado aos micaxistos encontram-se diversos corpos de rochas metaultramáficas e metamáficas. Os corpos delimitados no mapa geológico (Figura 4.3) não se resumem apenas a rochas metaultramáficas e anfibolitos, e sim regiões onde há presença predominante dessas rochas, sempre associadas a alguma quantidade (entre 10 e 30%) de micaxistos, semelhantes àqueles que se encontram no entorno (Figura 4.19).

Figura 4.19 Afloramento de actinolita xisto, clorita xisto, clorita-actinolita xisto. Ponto BM198.



Essa associação exibe um conjunto diversificado de rochas, compostas principalmente por actinolita, mg-clorita, talco e hornblenda. Predomina actinolita xisto (Figura 4.20), seguido de actinolita-clorita xisto e clorita xisto. As rochas são geralmente cinza esverdeado a verde e apresentam foliação principal tipo xistosidade, feição facilmente observada em escalas de afloramento e amostras de mão e mais difícil de enxergar em lâmina delgada, devido ao hábito apresentado pelos anfibólios. Por vezes a foliação apresenta morfologia de clivagem de crenulação.

Figura 4.20 Actinolita xisto em escala macroscópica, afloramento BM275.



O actinolita-xisto apresenta granulação variável, desde muito fina (Figura 4.21A) até cristais alcançando 10,00 mm de comprimento e textura decussada. O litotipo é formado por actinolita (>95%), plagioclásio e quartzo ocorrem como cristais muito finos (<0,2 mm). O quartzo-talco-clorita-xisto (Figura 4.21B) tem granulação fina, textura granoblástica e lepidoblástica, a composição é dada por mg-clorita (\pm 80%) com granulação muito fina, talco (\pm 15) e quartzo (<5%). O clorita xisto (Figura 4.21G) tem cor cinza esverdeado em amostra de mão, granulação muito fina, e associação mineral dada por mg-clorita (\pm 80%), actinolita (\pm 15) e opacos (\pm 5%).

O actinolita-clorita-xisto (Figura 4.21C) apresenta granulação fina e textura lepidoblástica, os cristais estão orientados segundo a foliação principal. A associação mineral desse litotipo é dada por mg-clorita (\geq 85%) e actinolita (\leq 10%) e opacos (\pm 5%). Ocorre ainda hornblenda-clorita xisto (Figura 4.21D). A rocha apresenta textura porfiroclástica, apresentando matriz de granulação muito fina composta por mg-clorita (75%) e actinolita (15%) com porfiroblastos de ortopiroxênio que têm comprimento de até 3,0 cm, interpretados como pseudomorfos, relictos da rocha ígnea preexistente (Figura 4.21 H).

É comum a presença de sulfetos nos litotipos dessa unidade, orientados preferencialmente segundo a foliação principal das rochas. A pirita é o mais comum e pode ser identificada facilmente em amostras macroscópicas.

Figura 4.21 (A) actinolita xisto - polarizadores X, ponto BM16 (B) clorita-talco xisto - polarizadores X, ponto BM16 (C) actinolita-clorita xisto - polarizadores //, ponto BM16 (D) actinolita-clorita xisto - polarizadores X, ponto BM16 (E) cloritito com foliação marcada por minerais opacos e clorita orientada – polarizadores //, ponto BM182 (F) actinolita xisto – polarizadores X, ponto BM45 (G) clorita xisto com porfiroclastos de ortopiroxênio – polarizadores X, ponto BM10 (H) clorita xisto com porfiroclastos de ortopiroxênio – polarizadores //, ponto BM10. act-actinolita, tlc-talco, chl-clorita, opx-ortopiroxênio, op-opaco.



4.1.3. Complexo Monte Carmelo

Essa unidade ocupa uma área de aproximadamente 30 km², cobre 12% da porção NE do polígono de estudo. Nesta região as encostas têm alta declividade, há alta densidade de drenagem, que ocorrem encaixadas e exibem padrão dendrítico. O contraste entre essa unidade e a unidade de mica xistos é bem marcado, as rochas metassedimentares afloram em áreas com relevo liso, drenagens esparsas e declividades mais suaves. A unidade é composta predominantemente por gnaisses (85%) (Figura 4.22) com veios pegmatíticos ricos em quartzo e feldspato e anfibolitos (15%), que ocorrem na forma de corpos lenticulares com dimensões métricas.

<image>

Figura 4.22 Afloramento de gnaisse do Complexo Monte Carmelo. Ponto BM400.

Os ortognaisses são compostos por quartzo (15-25%), plagioclásio (42-55%), feldspato potássico (20-28%), biotita (2-8%), apatita, zircão, epidoto e mica branca ocorrem como termos acessórios (\pm 2%). De maneira geral a foliação corresponde a uma xistosidade milonítica paralela ao bandamento composicional metamórfico, que se dá pela presença de bandas máficas (compostas principalmente por biotita e quartzo) e félsicas (compostas por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo) bem marcadas (Figura 4.23A).

Os litotipos apresentam textura inequigranular, o tamanho médio dos cristais varia entre de 0,5 e 1,0 mm. Ocorrem termos porfiroclásticos, cujos cristais alcançam até 4,0 mm de comprimento, nesses casos, a matriz é formada predominantemente por quartzo, biotita e feldspato enquanto os porfiroclastos são de plagioclásio e feldspato potássico (Figura 4.23B). É comum a ocorrência de bolsões félsicos, compostos principalmente por feldspato e quartzo, nesses locais o feldspato encontra-se em estágio avançado de intemperismo, já na forma de argilominerais (Figura 4.23C).

Os litotipos apresenta quartzo recristalizado por *grain boundary migration* (GBM) (Figura 4.23D), bem como plagioclásio com bordas recristalizadas, o que indica metamorfismo a altas temperaturas. Apesar disso, ocorre mimerquita em núcleos de plagioclásio, provavelmente, uma feição ígnea preservada (Figura 4.23F). O plagioclásio encontra-se sericitizado, indicando possível retrometamorfismo (Figura 4.23E).

Nos pontos BM194 e BM211 ocorrem afloramentos de ultramilonito e milonito. As faixas de rocha milonitizada ocorrem com até 0,5 metro de espessura e apresentam atitude paralela à foliação principal da área (240/35). Os milonitos são verdes, com matriz de granulação muito fina formada por clorita, quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (Figura 4.23G). Os porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico tipo *fish* indicam movimento de topo para ENE, bem como a lineação de estiramento e demais feições assimétricas (Figura 4.23H).

Figura 4.23 (A) Bandamento composicional, ortognaisse granodiorítico, ponto BM01 (B) Textura porfiroclástica, ponto BM209 (C) Bolsões félsicos contendo feldspato alterado para argila e quartzo (D) Foliação tipo xistosidade milonítica – polarizadores X (E) Quartzo recristalizado e plagioclásio parcialmente sericitizado – polarizadores X (F) Feição de mimerquíta assimétrica em núcleo de k-feldspato – polarizadores X (G) Matriz de gnaisse milonítico, ponto BM211 (H) Plagioclásio *fish*, gnaisse milonítico, ponto BM211. Qtz-quartzo, pl-plagioclásio, bt-biotita, chl-clorita.


4.1.4. Granito Estrela do Sul

Os aforamentos de granito ocorrem na porção sul da área e a análise modal indica uma associação mineral dada por quartzo (21,8-25,0%), feldspato alcalino (34,6-36,9%), plagioclásio (29,7%), biotita, muscovita, entre outros minerais não identificados macroscopicamente (8,4-13,9%). Tem cor cinza claro, com porções róseas e apresenta-se deformado nas porções mais próximas à borda, no contato com o Grupo Araxá ou com o Ortognaisse Goiandira Leste. A textura geral é fanerítica, inequigranular, apresentando granulação média a grossa. Seu contato com o Grupo Araxá é tipicamente intrusivo, com ocorrência de granadas crescidas (diâmetros de até 2,5 cm) no mica xisto, evidenciando o metamorfismo de contato. O granito Estrela do Sul está bem definido para a área de estudo, como tardi-pós colisional, com idade de cristalização entre 642 e 630 Ma.

4.2. Geologia Estrutural

Com base nos dados adquiridos durante o mapeamento geológico, foram identificados dois compartimentos com evoluções estruturais distintas. Um compartimento SW que inclui o Ortognaisse Goiandira e as unidades do Grupo Araxá, no qual as estruturas identificadas evidenciam quatro fases de deformação, caracterizado por uma foliação principal com mergulho de alto ângulo, heterogeneamente superposta por uma foliação de baixo ângulo.

O compartimento NE, que ocorre na porção onde se encontra o Complexo Monte Carmelo, nele se identifica pelo menos duas fases deformacionais, a característica deste compartimento é a presença de uma foliação principal com médios a baixos ângulos de mergulho.

A diferença marcante encontrada entre os dois domínios é o mergulho da foliação principal, o compartimento SW apresenta foliação principal com mergulho íngreme, até vertical, enquanto no compartimento NE a foliação principal se mostra com médios a baixos ângulos de mergulho (Figura 4.24, Apêndice I).



Figura 4.24 Mapa ilustrando os dois compartimentos estruturais identificados na área de estudo (SW e NE).

4.2.1. Compartimento SW

No compartimento SW, com base nos critérios de superposição é possível identificar em todas as unidades litoestratigráficas quatro fases de deformação dúctil, denominadas, neste trabalho: D1, D2, D3 e D4.

Fase D1

A fase D1 é identificada por uma xistosidade (S1) paralela ao bandamento composicional (S0) nos xistos e ao bandamento gnáissico nos ortognaisses. Em geral S1 está transposta, sendo mascarada pela foliação S2. A S1 pode ser identificada localmente, nas zonas de charneira de dobras D2 conforme visto em diversas escalas de observação (Figuras 4.25 a 4.27).

Figura 4.25 Camadas de quartzito, interpretadas como bandamento composicional S0, paralelas à foliação S1, dobradas por fase D2, com S2 íngreme (N25W/45SW) plano axial. O aspecto de dobra recumbente é só aparente, devido ao corte do afloramento. A deformação D2 foi bem intensa, transpondo S0 através de intenso dobramento isoclinal e, consequentemente, transpondo S1. Quartzo-muscovita xisto, ponto BM373.



Figura 4.26 Foliação tipo xistosidade mostrando S1//S0 preservada na charneira das dobras D2, com plano axial (PA) paralelo a S2. Observar dobras D3 (PA3) deformando as estruturas preexistentes. Anfibolito, ponto BM438, Grupo Araxá.



Figura 4.27 Clivagem de crenulação apertada S2 (vermelho) mostrando a foliação S1 preservada nos micrólitons (amarelo). Quartzo-muscovita-grafita xisto, ponto BM-163, polarizadores //.



Os registros de D1 são escassos devido aos vários processos deformacionais subsequentes a esta fase, por isso, se torna difícil avaliar a orientação pretérita das estruturas dessa fase.

Fase D2

A fase D2 é responsável pela formação da foliação principal encontrada no compartimento SW. Ao longo da área é possível observar uma variação sistemática da foliação S2, que apresenta atitudes com direção e mergulho heterogêneos. Na porção sul tem atitude preferencial 150/30, na porção central da área, predomina foliação com alto ângulo de mergulho, chegando a 90° (atitude em torno de 250/90). Na região norte predominam foliações com atitude 240/50, 230/40 (Figura 4.28).



Figura 4.28 Mapa geológico-estrutural simplificado mostrando as principais estruturas D2: foliação S2 e lineação mineral Lm2, no compartimento SW.

Apesar de heterogênea, a foliação principal exibe uma importante característica principalmente em afloramentos pouco deformados pelas fases posteriores: mergulhos íngremes (>55°) que se distribuem, praticamente, ao longo de todo o domínio SW e se expressam tanto nas rochas do Grupo Araxá (metassedimentares e metaígneas), como nos ortognaisses Goiandira e anfibolitos associados (Figura 4.29).

Figura 4.29 Foliação S2 com mergulhos de alto ângulo (55 a 90°) em diferentes litotipos/unidades. (A) actinolita xisto, ponto BM336 (B) granada-estaurolita-biotita-quartzo xisto, vista em planta, ponto BM287. (C) anfibolito associado ao Ortognaisse Goiandira, mostrando S2 íngreme parcialmente afetada por dobras D3 (PA3), ponto BM312. (D) ortognaisse do Ortognaisse Goiandira mostrando S2 plano axial da dobra com eixo 160/10 (S2 250/75), ponto BM408.



A expressão da foliação S2 é heterogênea tanto nos afloramentos quanto em escala microscópica. Ora se apresenta como única foliação existente, praticamente sem evidência de estar afetada por deformação posterior (Figura 4.29A e 4.30A), passando para situações em que se mostra afetada por dobras D3 (Figura 4.29C e 4.30B) e outros em que é totalmente transposta pela fase D3 sendo obliterada pelo desenvolvimento da foliação S3 (ver Figura 4.38).

Figura 4.30 (A) Foliação S2 tipo xistosidade (vermelho) sem evidência de deformação pela fase posterior D3. Biotita-muscovita-quartzo xisto, ponto BM24, polarizadores //. (B) Foliação S2 tipo clivagem de crenulação (vermelho), plano axial às dobras que afetam S1 (amarelo), sendo esse conjunto afetado por crenulação suave D3 (PA3 azul). Biotita-quartzo-muscovita xisto, ponto BM 296.



A dispersão no sentido do mergulho da foliação S2 pode observada no afloramento BM312. A deformação relacionada a fase D3 ondula a foliação S2 fazendo com que o mergulho, de alto ângulo tenha sentido, ora para NW, ora para NE (Figura 4.31).

Figura 4.31 Desenho esquemático do afloramento BM312, anfibolito da unidade Ortognaisse Goiandira, mostrando a variação do mergulho da foliação S2 (vermelho) deformada por D3 (azul), ocorre principalmente na região central da área. As setas indicam a variação do mergulho, ora para NW, ora pra SE.



Quando plotados no estereograma o conjunto de dados relativos à foliação S2 mostra um padrão de guirlanda de círculo máximo, cujas máximas concentrações da foliação têm atitudes 127/38, 249/70, 84/44 e 53/37. Quando são selecionados apenas as atitudes com os mergulhos mais íngremes, acima de 60°, os dados se tornam menos dispersos e a foliação mostra direção preferencial próximo a N-S com máximo 263/85. Entende-se que essa atitude representa, aproximadamente a atitude original de S2 no Compartimento SW antes do evento D3 (Figura 4.32).

Figura 4.32 (A) Estereograma dos pólos da foliação S2, mostrando distribuição em guirlanda, refletindo a grande dobra D3 identificada na área. Maiores concentrações nas atitudes 127/38, 249/70, 84/44 e 53/37. O eixo (3) tem atitude 168/23 (n=148). (B) Estereograma mostrando apenas os dados da foliação S2 íngreme, máximo 263/85 (n=51).



A lineação mineral associada a essa fase deformacional é marcada pela orientação preferencial de mica, feldspato e anfibólio, tendo atitudes preferenciais 90/36 e 165/35. Quando plotados apenas os pontos das foliações com mergulhos íngremes, cuja atitude preferencial é 263/85, interpretados como uma foliação S2 pouco afetada pelo evento D3, a lineação mineral mostra caimento suave para Sul, com atitude preferencial 170/20 (Figura 4.33).

Além da foliação e lineação mineral associadas a D2, essa fase de deformação também é caracterizada pela formação de dobras apertadas a isoclinais com planos axiais paralelos à foliação S2. Na charneira das microdobras é possível observar arcos poligonais de micas, indicativo de que temperatura durante a deformação seja igual ou superior à temperatura de cristalização da muscovita (Figura 4.34).

Figura 4.33 (A) Estereograma de lineação mineral relacionada à fase D2 (n=23, máximos principais 165/36, 90/17) (B) Estereograma de lineação mineral relacionada à fase D2 em afloramentos onde S2 é menos afetada por D3, com mergulhos íngremes (n=11, atitude preferencial aproximada 170/20).



Figura 4.34 Dobras fechadas a apertadas da fase D2, observar plano axial (PA2) (tracejado) paralelo à foliação geral S2 (linha contínua) (A) biotita-muscovita-quartzo xisto, ponto BM296, polarizadores X. (B) gnaisse tonalítico, exibindo arco poligonal de muscovita, ponto BM107, polarizadores X. (C) gnaisse monzogranítico, mostrando arcos poligonais de muscovita e biotita nas zonas de charneira da crenulação D2, ponto BM268, polarizadores X. (D) Dobra apertada da fase D2, plano axial paralelo a S2, biotita-muscovita-quartzo xisto, ponto BM296.



Em geral, as dobras têm eixos NS (175/28) com caimentos suaves preferencialmente para sul (Figura 4.35).





Fase D3

A expressão da fase D3 apresenta grande heterogeneidade na área, de tal forma que em alguns afloramentos não se reconhecem estruturas dessa fase, em outros se expressa na forma de dobras suaves afetando a foliação S2, e por fim, ocorrem aqueles onde as dobras formadas em D3 são apertadas, com desenvolvimento de expressiva foliação plano axial S3, muitas vezes causando a transposição das estruturas pretéritas (S0, S1 e S2) (Figura 4.36).

Figura 4.36 Mapa geológico-estrutural simplificado mostrando as principais estruturas D3, foliação S3 e lineação mineral Lm3, nos compartimentos SW e NE. A figura também mostra a antiformal invertida que caracteriza a estruturação da área, formada em D3.



Na parte sul e central do compartimento SW as foliações S2 e S3 se apresentam de forma que sua distinção se faz possível. No entanto, na porção norte o reconhecimento das duas estruturas se torna difícil devido à transposição das foliações pretéritas durante a formação de S3.

A foliação S3 ocorre na forma de clivagem de crenulação, ora com a foliação S2 completamente transposta (Figura 4.37) ou com a foliação S2 crenulada e a foliação S3 pouco desenvolvida ou ainda com a foliação S3 ausente, onde se vê apenas os planos axiais das dobras que afetam a foliação S2 (Figura 4.38).

Figura 4.37 Foliação S3 tipo clivagem de crenulação muito apertada (azul), resultante da transposição das foliações pretéritas S0, S1 e S2 (vermelho). Percebe-se um efeito de refração da clivagem S3 na camada mais quartzosa (banda clara destacada), onde S1//S0 se tornam mais perceptíveis. Biotita-quartzo-muscovita xisto, ponto BM136.



Figura 4.38 (A) Foliação S3 tipo clivagem de crenulação (azul), anfibolito, ponto BM82. A envoltória da superfície dobrada (vermelho) indica a orientação da estrutura pretérita (S2//S1//S0) (B) Foliação S2 (vermelho) deformada por fase D3, que se apresenta na forma de crenulação (plano axial em azul), metaultramáfica, ponto BM294.



De forma geral, a foliação S3 apresenta concentração máxima na direção 145/25, esse valor é encontrado quando são consideradas desde os afloramentos onde S3 está bem definida e diferente de S2, até aqueles onde a foliação é provavelmente uma foliação composta

S0//S1//S2//S3. No entanto, quando consideramos apenas os afloramentos onde S3 está bem definida e oblíqua a S2, a atitude preferencial da foliação S3 é 167/15 (Figura 4.39).

A dispersão observada nas atitudes da foliação S3, quando são considerados todo e qualquer afloramento que apresente alguma amostra de S3, pode ser interpretada como a ocorrência de foliações da fase D2 não completamente transpostas na fase D3 ou ainda como resultado de deformações posteriores.

Figura 4.39 (A) Estereograma com pólos da foliação S3 (n= 121; máximo 145/25) (B) Estereograma com pólos da foliação S3 somente de afloramentos em que foi reconhecida a presença de S2 (n= 34; máximo 167/15).



Os eixos das crenulações D3 têm atitude preferencial 160/21 e os planos axiais dessas estruturas apresentam-se paralelos à foliação S3, a dispersão observada pode significar a ocorrência de eventos deformacionais posteriores a D3 (Figura 4.40).

Figura 4.40 Estereograma dos eixos de crenulação da fase D3 (n=33, máximo 160/21).



Associada à foliação S3 ocorre uma lineação mineral Lm3 (Figura 4.41) que apresenta direção preferencial E-W e baixo ângulo de caimento, com máximos de 78/02 (Figura 4.42).

Figura 4.41 Lineação mineral de tremolita-actinolita paralela a lineação de crenulação (158/52), paralelos à lapiseira, ponto BM294.



Figura 4.42 Estereograma da lineação mineral associadas à fase D3 (n=23, máximo 78/2).



Indicadores cinemáticos (porfiroclastos assimétricos de feldspato, sombra de pressão, mineral *fish*) associados à fase D3 mostram transporte de topo para leste, preferencialmente para NE, mas também ESE (Figura 4.43).

Figura 4.43 Indicador cinemático tipo sombra de pressão em feldspatos, mostrando transporte de topo para NE, Ortognaisse Goiandira Leste, BM385.



O afloramento de granada-muscovita-biotita-quartzo xisto (Grupo Araxá) do ponto BM332 (23S-216394/7927887) mostra feições que auxiliam no entendimento tanto da heterogeneidade das estruturas D3, como do processo de transposição da foliação S2 para a foliação S3.

No ponto em questão, percebe-se uma dobra da fase D2, que afeta a foliação S1, esta por sua vez, encontra-se paralela a S0. O acamamento (S0) é identificado por uma camada muito mais rica em granada que as demais. O plano axial desta dobra é íngreme, paralelo a S2. A foliação S2 encontra-se deformada pela fase D3, que se apresenta como uma clivagem de crenulação na parte oeste do afloramento. À medida que se caminha para leste, a foliação S2 mostra-se progressivamente transposta, até que, num extremo leste do afloramento identifica-se uma única foliação S3, que corresponde a uma foliação composta S3//S2//S1//S0 (Figura 4.44).



Figura 4.44 Croqui exemplificando a situação observada em afloramento do ponto BM332. A foliação passa de subvertical (vermelho) a sub-horizontal (178/18) na parte leste do afloramento.

Conforme descrição inicial acerca da fase D2 a foliação S2 apresenta ampla variação em suas atitudes. A foliação S3, no entanto, apresenta-se mais ou menos constante, com atitude aproximada 162/23. A partir da observação dos dados, pode-se perceber que a grande estrutura da área de estudo é formada a partir da deformação da foliação S2, paralela ao contato entre as unidades litoestratigráficas (Ortognaisse Goiandira e Grupo Araxá), dobrada pela fase D3.

Na escala do mapa o arranjo estrutural geral da área é formado por uma antiformal invertida cujo plano axial é paralelo aos planos axiais das crenulações desenvolvidas em D3. O eixo da estrutura (168/23) é coincidente com os eixos das crenulações (160/21), com caimento suave para SE. O desenho dos contatos litoestratigráficos do domínio SW são decorrentes de grandes dobras D3. A figura 4.45 apresenta um modelo esquemático dessa estruturação, formada na fase D3, os mergulhos estão indicados, bem como os eixos das dobras:

Figura 4.45 Modelo esquemático da estruturação da área, grande dobra D3, com eixo subparalelo aos eixos de crenulação desenvolvidos na mesma fase.



Fase D4

A última fase de deformação identificada nas unidades do compartimento SW é caracterizada pela formação de dobras abertas a suaves com planos axiais (150/30, 30/50, 350/70, 120/85) que afetam todo o conjunto de estruturas pretérito (Figura 4.46).

Os eixos das dobras mostram atitudes dispersas, o que pode caracterizar que estas crenulações representem, na verdade, mais fases de deformação pós D3, além da fase D4. As direções dos eixos são, em geral, NE-SW com caimentos suaves em torno de 20°. Não se observa desenvolvimento de foliação plano axial nessas dobras.

Figura 4.46 Dobra aberta da fase D4 em afloramento de quartzo-muscovita xisto, ponto BM 388. Plano axial subvertical e eixo NE-SW sub-horizontal.



4.2.2. Compartimento NE

Este domínio está restrito a uma pequena porção da área, onde afloram rochas do Complexo Monte Carmelo. Apesar de haver um menor volume de dados, é possível identificar estruturas que indicam, pelo menos, duas fases de deformação, denominadas Dn e Dn+1.

Fase Dn

A fase Dn é representada por uma xistosidade milonítica em geral paralela ao bandamento composicional (Sn) (Figura 4.47). Quando plotados no estereograma, os dados mostram que a direção preferencial da foliação Sn é NW com mergulhos médios a suaves para SW, apresentando uma máxima concentração 242/37 (Figura 4.48). A foliação Sn é a foliação principal do compartimento NE.

Figura 4.47 Foliação Sn tipo xistosidade milonítica, orientação dos cristais de plagioclásio, biotita, quartzo. Granodiorito, ponto BM01.



Figura 4.48 Estereograma mostrando os pólos da foliação Sn (n=31, máximo 242/37).



Os dados de lineação mineral associadas à essa foliação compreendem um pequeno conjunto de medições com caimentos suaves dispersos nos quadrantes NW, SW e SE (Figura 4.49).

Figura 4.49 Estereograma da lineação mineral da fase Dn (n=8).



Indicadores cinemáticos, como porfiroclastos de feldspato exibindo sombra de pressão, indicam transporte de topo para SSE, no ponto BM313. A foliação medida neste local tem atitude 165/34 e lineação mineral 166/24 (Figura 4.50).

Figura 4.50 Amostra com feição de indicador cinemático (porfiroclasto de feldspato com sombra de pressão) indicando transporte de topo para SSE, ponto BM313.



Fase pós Dn

É possível observar dobras suaves, sem formação de foliação plano axial, deformando a foliação Sn. Localmente, é visível uma transposição da foliação Sn, indicando transporte tectônico para NE, provavelmente gerada por deformações pós Dn. No ponto BM313 observa-se uma falha reversa, originada a partir da reativação dos planos de Sn. O plano de falha é subparalelo à foliação Sn (261/45) com estrias de falha com atitude 274/31 (Figura 4.51).

Figura 4.51 Plano de falha, com rejeito de mergulho reverso, subparalelo a foliação principal Sn. Plano de falha 245/45, estria (traço amarelo) com atitude 280/35, gnaisse, ponto BM313.



Há evidências de deformação posterior à fase Dn, no entanto, a escassa observação de melhores registros dessa fase no compartimento NE, torna os dados coletados durante este trabalho insuficientes para caracterizá-la de maneira segura.

4.3. Petrografia e Geoquímica dos Anfibolitos

Este tópico apresenta um estudo inicial comparativo dos anfibolitos associados ao Grupo Araxá e ao Ortognaisse Goiandira. Através da caracterização petrográfica e química, busca-se estabelecer padrões de comportamento químico e os respectivos ambientes tectônicos onde foram originados os anfibolitos. Nove amostras foram analisadas sendo cinco do Ortognaisse Goiandira e quatro do Grupo Araxá. A distribuição espacial das amostras coletadas, escolhidas segundo menor grau de intemperismo, homogeneidade textural e representatividade dos conjuntos rochosos é apresentada na Figura 4.52.



Figura 4.52 Mapa geológico simplificado mostrando a localização das amostras de anfibolitos analisadas quimicamente.

Para avaliação do estado químico das rochas e validação ou não das análises realizadas, os resultados foram plotados nos gráficos Na₂O+K₂O versus Na₂O/K₂O (MIYASHIRO, 1975) e Na₂O versus CaO (VALLANCE, 1974) que indicam a ocorrência de modificações químicas significativas nos protólitos durante processos posteriores à sua formação. As amostras analisadas caem nos campos de rochas não-alteradas e não-espilitizadas (Figura 4.53).

Figura 4.53 (A) diagrama discriminante para rochas espilitizadas e não-espilitizadas (VALLANCE, 1974); (B) diagrama de Miyashiro (1975) para discriminação de rochas que sofreram modificações químicas por processos pós-magmáticos (azul – Ortognaisse Goiandira; vermelho – Grupo Araxá).



Os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira são heterogêneos, apresentam diferentes texturas e associações minerais. Os afloramentos variam de blocos métricos a corpos contínuos encaixados nos gnaisses apresentando centenas de metros de comprimento (Figura 4.54). Os litotipos apresentam granulação fina a média e foliação concordante com a foliação principal dos gnaisses.

Figura 4.54 (A) Afloramento extenso de anfibolito associado ao Ortognaisse Goiandira Leste, contato com o gnaisse é subvertical, no plano onde está a mão direita da pessoa na escala, BM235. (B) Afloramento de anfibolito alterado, associado ao Grupo Araxá, foliação subvertical, BM396.



Em escala macroscópica se apresentam similares, no entanto, a análise das lâminas delgadas evidencia sua heterogeneidade. Algumas amostras apresentam em maior ou menor grau, algumas feições de retrometamorfismo. Em geral, têm textura nematoblástica e são formadas por hornblenda (60-75%), plagioclásio (10-15%), quartzo (6-15%), epidoto (5%), em menor quantidade ocorrem titanita, zircão e apatita como minerais acessórios. Clorita (5-20%), biotita (5%), actinolita (5-30%) ocorrem como produto de retrometamorfismo (Tabela 4.2).

	Amostra	Unidade	Cor hbl	pl %	hbl %	ор %	qtz %	chl %	outros %		
	BM06	Goiandira	Marrom esverdeado	30	50	< 2	5	-	< 3		
	BM67	Goiandira	Marrom esverdeado	15	75	< 3	6	-	< 1		
	BM307	Goiandira	Verde claro	15	50	10	5	-	10 actinolita 10 granada		
	BM204	Goiandira	Verde escuro	20	65	5	5	-	5 biotita		
		Goiandira		15			5		30 actinolita		
	BM149		Verde claro		20	< 1		20	5 biotita		
									4 outros		

Tabela 4.2 Composição modal das amostras de anfibolito associadas ao Ortognaisse Goiandira.

O anfibolito BM06 é formado por cristais de hornblenda de cor marrom a marromesverdeado, subédricos, de granulação fina. Os cristais apresentam alteração retrometamórfica nas bordas, dando origem à actinolita. O quartzo mostra extinção ondulante e contatos interlobados (Figura 4.55A). A amostra BM67 apresenta características semelhantes, no entanto, os cristais de hornblenda apresentam bordas marrons e centros mais esverdeados, indicando crescimento deste mineral associado ao aumento de temperatura durante o metamorfismo principal. Há ainda minerais acessórios: apatita, opaco e titanita, formados durante o metamorfismo principal. O plagioclásio é substituído por quartzo e ocorre biotita com fraco pleocroísmo substituindo anfibólio, ambas as reações são retrometamórficas. Além disso, parte do feldspato está alterado para argilominerais, resultado de prováveis processos posteriores ao metamorfismo (Figura 4.55B).

O litotipo encontrado no ponto BM307 tem textura granoporfiroblástica, formada por matriz de hornblenda, plagioclásio e quartzo, minerais opacos como acessório. Os porfiroblastos são representados por cristais de granada, com até 0,5 cm de diâmetro. A granada tem textura poiquiloblástica, com inclusões de quartzo e opacos. A actinolita ocorre

substituindo a hornblenda como produto de retrometamorfismo, os cristais de actinolita são subédricos, tem hábito prismático, cor verde claro e apresentam leve pleocroísmo (Figura 4.55C, D).

A amostra BM204 é formada por cristais bem preservados de hornblenda verde clara, euédricos a subédricos, cristais de monazita formam halos pleocróicos nos cristais de hornblenda, a matriz ainda é formada por plagioclásio e quartzo, cujo cristais são anédricos a subédricos. A amostra apresenta porfiroblastos de granada, com diâmetros de até 1,5 cm e cujas inclusões orientadas de quartzo e opacos mostram uma foliação interna (Si) bem desenvolvida. O plagioclásio e as bordas das granadas apresentam alteração para argilominerais (Figura 4.55E, F).

A amostra BM149 apresenta a textura granoblástica, com a mineralogia dada por plagioclásio, hornblenda verde claro, com evidencias de retrometamorfismo, caracterizado principalmente pela formação de biotita, actinolita e clorita, além de substituição do plagioclásio por epidoto e mica branca. Os minerais do metamorfismo principal, hornblenda e plagioclásio são anédricos e apresentam feições de corrosão enquanto os cristais retrometamórficos tendem a ser euédricos a subédricos (Figura 4.55G, H).

Figura 4.55 Fotomicrografias dos anfibolitos associados ao ortognaisse Goiandira (A) hornblenda com bordas alteradas para actinolita, BM06 – polarizadores // (B) anfibolito com hornblenda substituída por biotita, BM67 – polarizadores // (C) anfibolito – BM307 polarizadores // (D) detalhe para porfiroblasto de granada, BM 307 – polarizadores // (E) matriz contendo quartzo, plagioclásio e hornblenda, BM204 – polarizadores // (F) porfiroblasto de granada em anfibolito, BM204 – polarizadores X (G) substituição de hornblenda por actinolita, BM149 – polarizadores // (H) textura retrometamórfica, BM149 – polarizadores X. act-actinolita, hbl-horblenda, pl-plagioclásio, ttn-titanita, bt-biotita, qtz-quartzo, grt-granada, op-opaco, ms-muscovita.



Os anfibolitos associados ao Grupo Araxá apresentam certa homogeneidade nas suas características texturais e mineralógicas. São anfibolitos formados por plagioclásio (30-40%), hornblenda (40-60%), quartzo (2-10%) e opacos (2-15%). As rochas têm textura granoblástica e a hornblenda apresenta textura poiquiloblástica, contendo inclusões de quartzo e plagioclásio (Tabela 4.3).

Amostra	Unidade	cor hbl	pl %	hbl %	op %	qtz %	outros %
BM438	G. Araxá	verde claro	35	40	15	5	5
BM242	G. Araxá	verde claro	30	55	5	< 5	5
BM251	G. Araxá	marrom esverdeado	40	50	< 2	< 2	6
BM279	G. Araxá	verde claro	30	60	5	< 2	3

Tabela 4.3 Composição modal das amostras de anfibolito associadas ao Grupo Araxá.

A amostra BM242 apresenta hornblenda verde-claro, subédrica, quartzo anédrico, plagioclásio (alterado para argilominerais), titanita e opacos também estão presentes. Nas demais amostras as hornblendas variam de verde claro a marrom esverdeado são subédricas, também poiquiloblásticas, apresentando inclusões de quartzo e plagioclásio. Em geral, se vê uma xistosidade definida pela orientação dos minerais prismáticos e pela orientação das inclusões de quartzo e plagioclásio (Figura 4.56A, B).

O anfibolito BM251 é formado por hornblenda marrom esverdeado, anédrica, os cristais exibem textura poiquiloblástica, e as inclusões estão orientadas paralelas à foliação principal da rocha. Quartzo e plagioclásio tem cristais anédricos (Figura 4.56C, D). No ponto BM279 o anfibolito é formado por cristais são subédricos de hornblenda verde claro, com grande quantidade de inclusões de quartzo, plagioclásio e opacos. O contato entre os cristais de plagioclásio é retilíneo (Figura 4.56E, F).

O anfibolito BM438 apresenta um bandamento composicional apresentando bandas félsicas formadas por plagioclásio e quartzo e bandas máficas formadas por cristais subédricos de hornblenda verde claro, com inclusões de opacos. Além de plagioclásio ocorrem quartzo e opacos, dentre os quais foi identificada pirita em escala macroscópica (Figura 4.56G, H).

Figura 4.56 Fotomicrografias dos anfibolitos associados ao Grupo Araxá (A) hornblenda verde claro, plagioclásio alterado, titanita e quartzo, BM242 – polarizadores // (B) idem anterior – polarizadores X (C) textura poiquiloblástica da hornblenda marrom-esverdeada, BM251 – polarizadores // (D) plagioclásio bem preservado na porção NE da fotografia, BM251 – polarizadores X (E) hornblenda verde claro, com abundantes inclusões de quartzo e opacos que determinam uma 'foliação', BM279 – polarizadores // (F) idem anterior, BM279 – polarizadores X (G) bandamento composicional, BM438 – polarizadores // (H) idem anterior, BM438 – polarizadores X. hbl-hornblenda, ttn-titanita, pl-plagioclásio, qtz-quartzo.



Quimicamente, as amostras associadas ao Ortognaisse Goiandira são semelhantes. Os teores de SiO₂ variam de 50,34 a 54,07%; apenas uma amostra (BM307) apresenta alto Ti (TiO₂ 2,01%), sendo que as demais apresentam valores entre 1,17 e 1,63%; Al₂O₃ entre 12,96 e 14,97%; Fe₂O₃ entre 15,15 e 16,11%, MnO entre 0,25 e 0,26%; MgO entre 6,14 e 7,15%; CaO 8,1 a 10,35%; Na₂O entre 2,4 e 3,84%; K₂O entre 0,31 e 0,75% e P₂O₅ entre 0,11 e 0,14%. Os elementos traço apresentam padrão semelhante entre as amostras. O Ba varia de 10 a 45 ppm; Rb 2,8 a 14,8 ppm; Sr 101 a 164 ppm; Y 33,57 a 42,24; Zr entre 60 e 112 ppm; Nb entre 5,14 e 6,46 ppm; Cu entre 35 e 189 ppm; Ni variando de 22 a 60 ppm; Co entre 46,5 e 59,3 (Tabela 4.4).

Valores distintos são encontrados para a amostra BM149, menores teores de Fe₂O₃ (7,48%), MnO (0,14%) e CaO (7,48%), além de alto LOI, MgO (7,15%); Na₂O (3,84%); K₂O (3,57%) e P₂O₅ (0,54%), Ba (1641 ppm), Rb (185,6 ppm), Sr (1499 ppm), Zr (238 ppm) e Ni (193 ppm). Além de elevado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (La_N/Lu_N 189,37; La_N/Eu_N 25,26; Gd_N/Lu_N 5,57). Os valores obtidos indicam alteração devido a processos hidrotermais localizados, ocorridos durante o metamorfismo progressivo ou retrogressivo, este último mais provável, uma vez que envolve a entrada de fluido. A amostra não foi plotada nos gráficos para ser analisada junto com as outras e por isso, não faz parte das discussões dos resultados.

Os anfibolitos associados ao Grupo Araxá apresentam teores de SiO₂ de 48,5% a 52,8%, valores de TiO₂ altos 2,23 a 2,79%, com exceção da amostra BM242 que apresenta baixo Ti (TiO₂ 1,3%); Al₂O₃ entre 13,00 e 15,75%; Fe₂O₃ entre 13,40 e 16,66%, MnO entre 0,21 e 0,24%; MgO entre 5,01 e 7,14%; CaO 9,29 a 12,08%; Na₂O entre 0,99 e 3,12%; K₂O entre 0,17 e 0,30% e P₂O₅ entre 0,09 e 0,28%. Os elementos traço também apresentam padrão semelhante para as amostras analisadas. O Ba só foi detectado na amostra BM242, na quantidade de 29 ppm; valores de Rb variam de 3,3 a 9,2 ppm; Sr 94 a 274 ppm, sendo encontrado um valor quase três vezes maior para a amostra BM251, de 715 ppm; Y entre 25,99 a 47,43 ppm; Zr entre 134 e 161 ppm; com valor baixo para BM242 (54 ppm); Nb entre 27,4 e 34,2 ppm; Cu entre 0,22 e 0,8 ppm; Ni variando de 41 a 55 ppm; Co entre 39,8 e 55,9.

AMOSTRA	UNIDADE	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	Ga	Zn	Cu	Ni	V
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm									
BM 438	6	51,51	2,23	13	13,47	0,21	5,46	9,29	2,67	0,17	0,27	1,28	<10	3,3	94	31,6	141	29,2	4,4	19,7	109	89	41	278
BM 242	:. AI	50,59	1,3	13,74	13,4	0,23	7,14	12,08	1,84	0,3	0,09	1,35	29	4,2	123	26	54	4,97	1,2	16,3	95	76	55	276
BM 438 BM 242 BM 279 BM 251 BM 204 BM 06 BM 307 BM 67B BM 149	RAX	52,8	2,69	13,41	16,66	0,24	5,33	9,56	0,99	0,3	0,27	0,67	<10	9,2	274	47,4	161	22,5	4,2	26	152	82	49	372
	₩.	48,5	2,79	15,75	15,17	0,24	5,01	10,45	3,12	0,27	0,28	0,33	<10	4,1	715	27,5	134	34,2	2,6	24,9	142	24	52	347
BM 204	G	54,07	1,58	13,22	15,64	0,26	4,61	9,19	1,74	0,31	0,13	0,89	<10	4,1	117	38,5	112	5,85	5,8	17,9	116	189	22	320
BM 06		50,34	1,63	13,1	15,24	0,25	5,94	10,3	2,4	0,75	0,11	1,1	40	15	110	35	64	5,47	1,7	21,8	121	129	40	327
BM 307	E	53,53	2,01	12,96	16,11	0,25	4,45	8,1	1,54	0,33	0,14	0,83	10	2,8	164	42,2	93	6,46	3,3	22,7	143	35	23	464
BM 67B	IR	50,5	1,34	13,44	15,15	0,26	6,14	10,35	1,89	0,54	0,11	1,48	45	8,3	101	33,6	60	5,14	1,4	19	144	85	60	305
BM 149	GOIANDIRA W	52,83	1,17	14,97	7,48	0,14	7,15	7,48	3,84	3,57	0,54	2,39	1641	186	1499	25,1	238	24	47,5	19,4	118	15	193	107
AMOSTRA		Cr_2O_3	Hf	Cs	Та	Со	U	W	Sn	Мо	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
AMOSTRA	A UNIDADE	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BM 438	G. ARAXÁ	0,02	5,12	0,68	1,32	39,8	0,84	<0,1	0,7	<2	25,1	49,2	6,9	27,4	6,7	2,37	6,62	1,01	6,38	1,26	3,66	0,52	3,2	0,49
BM 242		0,03	2,69	0,8	0,29	47,5	0,27	0,2	<0,3	<2	7,9	15,2	2,4	11	3,5	1,21	4,3	0,73	4,98	1,04	3	0,46	2,9	0,43
BM 279		0,02	5,94	0,57	1,06	55,9	0,98	0,2	2,3	<2	28,9	59,2	8	34,2	8,4	2,81	8,24	1,39	8,83	1,9	5,82	0,75	4,7	0,68
BM 251		0,02	4,77	0,22	1,62	47,4	0,76	0,4	1	<2	23,2	49,2	6,7	28,5	6,7	2,5	6,23	1,01	5,91	1,11	3,09	0,4	2,4	0,41
BM 204	6	0,01	4,14	2,08	0,41	52	0,87	<0,1	0,4	<2	18,1	38,2	5,1	20,6	5,4	1,54	6,29	1,12	7,02	1,61	4,75	0,63	4,5	0,64
BM 06	AIO:	0,02	3,43	0,42	<0,05	59,3	0,34	1,9	0,6	<2	10,4	21,1	3,2	14,9	4,2	1,58	5,78	0,92	7,07	1,36	4,3	0,67	4,1	0,56
BM 307	E	0,01	4,53	1,22	<0,05	46,5	0,66	0,5	0,7	<2	13,9	29,9	4,1	18,3	4,8	1,8	6,36	1,25	7,97	1,6	4,91	0,77	5	0,73
BM 67B	Ŕ	0,02	2,94	1,14	<0,05	52	0,33	<0,1	2,5	<2	9,4	20,8	2,8	12,4	3,8	1,31	4,46	0,89	6,15	1,28	4,02	0,58	4,1	0,63
L				•	•																			

Tabela 4.4 Composição química dos anfibolitos da região de Estrela do Sul, MG.

Nos diagramas tipo Harker os *trends* em relação aos elementos maiores (Figura 4.57) e aos elementos traço (Figura 4.58) não são muito claros, embora exista algum aumento e diminuição nos valores, essas nuances não estão claramente associadas ao aumento do teor de SiO₂.

Figura 4.57 Diagramas binários de elementos maiores versus SiO₂, mostrando a variação da composição das amostras. Círculos vermelhos: anfibolitos associados ao Grupo Araxá, círculos azuis: anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira.





Figura 4.58 Diagramas binários de elementos maiores versus SiO2, mostrando a variação da composição das amostras. Círculos vermelhos: anfibolitos associados ao Grupo Araxá, círculos azuis: anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira.

Segundo diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) as amostras de anfibolitos das duas unidades apresentam afinidade toleítica (Fig. 4.59).

Figura 4.59 Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971), mostrando afinidade das amostras para a série toleítica, a exceção é a amostra BM149 (azul – anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira; vermelho – anfibolitos associados ao Grupo Araxá).



O diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Figura 4.60A) (WINCHESTER; FLOYD, 1977), indica que as amostras variam de basaltos alcalinos (BM438, BM251, BM67) a subalcalinos (BM242, BM279, BM06, BM307). A amostra BM204 corresponde a basalto andesítico. Os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira variam entre basalto subalcalino e andesito basalto, enquanto àqueles associados ao Grupo Araxá se apresentam no campo dos basaltos subalcalinos, segundo o diagrama Zr/TiO₂*0,0001 versus SiO₂ (Figura 4.60B) (WINCHESTER; FLOYD, 1977).

No diagrama de Cox *et al.* (1979) para SiO₂ versus Na₂O+K₂O as amostras associadas a ambas as unidades se encontram plotadas no campo das rochas subalcalinas, com afinidade química com basalto e basalto andesítico (Figura 4.60C, 4.60D).

Figura 4.60 Diagramas indicando natureza do protólito (A) Nb/Y X Zr/TiO2 (WINCHESTER; FLOYD, 1977) (B) Diagrama Zr/TiO₂*0,0001 X SiO₂ (WINCHESTER AND FLOYD, 1977) (C) SiO₂ X Na₂O+K₂O (COX *et al.*, 1979) (D) SiO₂ X Na₂O+K₂O (COX *et al.*, 1979) (círculos azuis: anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira; círculos vermelhos: anfibolitos associados ao Grupo Araxá).



Os anfibolitos associados aos Ortognaisses Goiandira apresentam um padrão de distribuição de ETR até 10 vezes o valor dos basaltos tipo N-MORB (SUN; McDONOUGH, 1989). Exibindo enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (La_N/Lu_N 2,71 a 5,14; La_N/Eu_N 2,68 a 4,79; Gd_N/Lu_N 1,07 a 1,27). A amostra BM67 mostra leve enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL (Gd_N/Lu_N 0,87) (Figura 4.61A).

Os anfibolitos associados ao Grupo Araxá apresentam um padrão de distribuição semelhante a 10 vezes o valor dos basaltos tipo N-MORB (Figura 4.61B). Exibem enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (La_N/Lu_N 3,34 a 10,29; La_N/Eu_N 2,66 a 4,32; Gd_N/Lu_N 1,23 a 1,87).

O padrão de distribuição de elementos traços (Cs, Rb, Ba, Th, U, Ta, Nb, Pb, Sr, Zr, Hf e Y), elementos terras raras, K (em ppm), P (em ppm) e Ti (em ppm), quando normalizados pelo basalto tipo N-MORB (SUN; McDONOUGH, 1989), mostram que os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira são enriquecidos em Cs, Rb, Th e ETRL (elementos terras raras leves) em relação ao N-MORB, mostrando anomalias negativas de K, Ba, Nb, P, Zr e ETRP (elementos terras raras pesados) (Figura 4.61A, 4.61B). Os anfibolitos associados ao Grupo Araxá são enriquecidos em Cs, Rb, Ba, Th, U, Pb e ETRL em relação ao N-MORB, mostrando fracas a médias anomalias negativas de HF (Figura 4.61B, 4.61D).

Figura 4.61 Padrão de distribuição de ETR normalizados pelo basalto tipo NMORB (SUN; McDONOUGH, 1989) para as amostras associadas ao Ortognaisse Goiandira (A) e ao Grupo Araxá (B). Padrão de distribuição de elementos menores, K, P, Ti, traços e ETR normalizados pelo basalto tipo NMORB (SUN; McDONOUGH, 1989) para as amostras associadas ao Ortognaisse Goiandira (C) e ao Grupo Araxá (D).



Nos diagramas ternários (Hf/3)xThx(Nb/16) e (Hf/3)xThxTa (WOOD, 1980) os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira caem no campo de basaltos de arco vulcânico. Os anfibolitos associados ao Grupo Araxá, para o mesmo diagrama encontram-se dispersos, plotados nos campos de basaltos de arcos vulcânicos, basaltos alcalinos intraplaca e basaltos tipo E-MORB (Figura 4.62(1), 4.62(2)).

Nos diagramas binários (Th/Yb)x(Nb/Yb) (PEARCE, 2008) os resultados para os anfibolitos associados ao Grupo Araxá são plotados no campo de basaltos tipo E-MORB, indicando possível contaminação por material crustal, por terem enriquecimento de Th em relação a Yb. Os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira encontram-se no campo de basaltos tipo N-MORB (Figura 4.62(3)). Esse cenário se repete no diagrama TiO₂/Yb versus Nb/Yb (PEARCE, 2008) (Figura 4.62(4)). Já no diagrama Zr/Yb versus Nb/Yb (PEARCE, 2008) as amostras de anfibolito de ambas as unidades são plotadas no campo dos basaltos tipo E-MORB (Figura 4.62(5)).
Figura 4.62 (1) (2) diagramas ternário de Wood (1980) para classificação geotectônica de basaltos. Os campos correspondem: A - basaltos tipo N-MORB; B - basaltos tipo E-MORB; C- basaltos alcalinos intraplaca; D basaltos de arco vulcânico. (3) (4) (5) diagramas binários de Pearce (2008) para determinação de ambientes geotectônicos para rochas máficas (azul – anfibolitos relacionados ao Ortognaisse Goiandira; vermelho – anfibolitos relacionados ao Grupo Araxá).



4.4. Metamorfismo e Microtectônica

A discussão e caracterização aprofundada da evolução metamórfica dos domínios fogem ao escopo deste trabalho. No entanto, feições relevantes foram identificadas e por isso, estão descritas nesse tópico.

Os compartimentos apresentam diferentes graus de informação sobre as condições em que foram metamorfizados. Os dados sobre o domínio onde aflora o Complexo Monte Carmelo são bastante escassos, apresentando poucas propriedades diagnósticas. Bem como os domínios dos Ortognaisses Goiandira Leste e Oeste que apresentam poucas paragêneses diagnósticas, sendo as melhores informações sobre as condições do metamorfismo a que foram submetidas, aquelas advindas dos anfibolitos associados a esses litotipos. O domínio do Grupo Araxá apresenta uma melhor base de informações diagnósticas, e por isso, as discussões serão feitas principalmente para este domínio.

4.4.1. Grupo Araxá

O estudo das associações minerais e das relações microestruturais presentes nas rochas dos litotipos principais da área (metapelitos, metabásicas e metaultrabásicas) permitiu a identificação de, pelo menos três estágios metamórficos:

- Metamorfismo (M1) associado à fase D1, possível de ser identificado nos minerais que definem S1, mais facilmente encontrados nas charneiras de dobras D2;
- Metamorfismo principal (M2) associado a D2;
- Retrometamorfismo (RM3), associado às fases D3 e D4. Caracterizado pela substituição dos minerais do metamorfismo principal por minerais de mais baixa temperatura, indicando processos retrometamórficos que representam o reequilíbrio das associações pretéritas após o auge metamórfico.

As características observadas nas charneiras das dobras D2 mostram que a associação mineral para M1 é dada por biotita-muscovita-quartzo para os xistos. Essa associação é atribuída a um metamorfismo de fácies xisto verde, zona da biotita (Figura 4.63).

Figura 4.63 Dobra D2, mostrando a foliação S1 dobrada. A composição vista nas charneiras, indica o metamorfismo M1, ms (mucovita) + qtz (quartzo) \pm bt (biotita), BM 163, grafita xisto.



O metamorfismo M2 representa o auge metamórfico da área e é relacionado à fase D2. É caracterizado pelas associações minerais granada + silimanita + biotita + muscovita + quartzo e granada + estaurolita + biotita + muscovita + quartzo nos micaxistos e hornblenda + plagioclásio + quartzo nos anfibolitos, todas características de fácies anfibolito.

As feições microtectônicas mostram que os porfiroblastos de granada e de estaurolita têm uma foliação interna (Si) bem desenvolvida, reta no núcleo dos cristais e levemente curvada na borda, contínua e subparalela à foliação externa, equivalente à foliação principal (S2) (Figura 4.64). Figura 4.64 Porfiroblastos de estaurolita e granada mostrando foliação externa contínua à foliação interna (que fica mais curva à medida que se aproxima das bordas. Linha A: estaurolita-biotita-muscovita-quartzo xisto, ponto BM60; linha B: granada-estaurolita-muscovita-biotita-quartzo xisto, BM287; linha C: estaurolita-muscovita-biotita-quartzo xisto, BM431; polarizadores //. st-estaurolita, grt-granada.



As rochas onde a presença de silimanita foi identificada encontram-se muito intemperizadas, mas agregados aciculares de sericita, vistos nos afloramentos e amostras, foram identificados como possíveis pseudomorfos de silimanita retrometamorfizados. Além disso, na amostra do ponto BM111 foram identificados cristais de fibrolita.

Em geral, nos locais onde se identificou silimanita, não ocorre estaurolita evidenciando a existência de duas zonas metamórficas. Localmente (BM363) ocorre silimanita e estaurolita. E no afloramento BM161, na porção centro sul da área, há ocorrência de silimanita, na porção oeste do mapa (Figura 4.71). Ambas as ocorrências são interpretadas como indicativas da zona de transição entre isógradas de estaurolita *out* e silimanita *in*.

A amostra BM438 apresenta considerável quantidade de minerais opacos ($\pm 15\%$ de pirita, identificada macroscopicamente). A rocha apresenta foliação (S2) superposta por uma clivagem de crenulação (D3), os cristais de pirita apresentam foliação interna (Si) reta, descontínua com a foliação externa (Se), características de crescimento intertectônico. As feições microtexturais dessa rocha indicam um auge metamórfico em D2 (Figura 4.65).

Figura 4.65 Pirita intertectônica, o mineral se concentra nas charneiras das dobras D3, anfibolito, ponto BM438.



O retrometamorfismo (RM3) é notado no domínio do Grupo Araxá, principalmente pela presença de actinolita, formada a partir de hornblenda, pela saussuritização do plagioclásio, nos anfibolitos e pela presença de muscovita, formada a partir de biotita e estaurolita nos xistos (Figura 4.66).

Figura 4.66 (A) Muscovita retrometamórfica formada a partir da biotita, biotita-muscovita-quartzo xisto, ponto BM431 (B) actinolita retrometamórfica formada a partir de hornblenda, anfibolito, ponto BM328. bt-biotita, hbl-hornblenda, act-actinolita, qtz-quartzo.



4.4.2. Ortognaisses Goiandira

Localmente (pontos BM17 e BM27) no domínio do Ortognaisse Goiandira ocorrem porções de granada-silimanita-biotita-muscovita-quartzo xisto, que são interpretados como mega xenólitos associados aos ortognaisses. A associação mineral é dada por silimanita + granada + biotita + muscovita + quartzo \pm plagioclásio \pm K-feldspato, característico de metamorfismo de fácies anfibolito superior (zona da silimanita). Apesar de as amostras estarem muito intemperizadas é possível observar peseudomorfos de silimanita, substituídos, principalmente por clorita (Figura 4.67).

Figura 4.67 Agregado de clorita, pseudomorfo de silimanita (cor de interferência laranja, no centro da foto), granada-silimanita-biotita-muscovita-quartzo xisto, dentro do domínio do Ortognaisse Goiandira, BM27.



Um bloco de anfibolito com dimensões métricas, associado ao Ortognaisse Goiandira Leste (BM113), apresenta características de metamorfismo de alta temperatura, a hornblenda exibe pleocroísmo marrom, cristais euédricos a subédricos com contatos poligonais, indicando alta temperatura durante o processo metamórfico, equivalente à zona da silimanita nos metapelitos. A amostra ainda apresenta plagioclásio sericitizado e cristais de minerais opacos. Alguns cristais de hornblenda apresentam feição de retrometamorfismo nas bordas (Figura 4.68).

Figura 4.68 Anfibolito com hornblenda marrom e contatos poligonais, indicando metamorfismo de alta temperatura, equivalente à zona da silimanita nos metapelitos, ponto BM113 (A) polarizadores // (B) polarizadores X.



Outros anfibolitos desse domínio apresentam a associação mineral dada por hornblenda + plagioclásio \pm granada \pm epidoto, equivalente à fácies anfibolito, nas rochas pelíticas (YARDLEY, 2004).

É possível observar inclusões de quartzo e opacos nas granadas, que desenham a foliação interna dos cristais. A foliação mostra-se contínua a S2 (externa), sendo curva nas bordas e reta no centro dos cristais, indicando crescimento tardi-D2, semelhante ao que se vê para os porfiroblastos de granada e estaurolita dos metassedimentos do Grupo Araxá, sustentando a evidencia de que o auge metamórfico tenha sido tardi-D2 (Figura 4.69).

Figura 4.69 Granada-anfibolito (A) ponto BM204, (B) ponto BM307. Ambas amostras apresentam porfiroblastos de granada com a foliação principal S2 amoldada em torno do porfiroblasto, correspondendo à foliação externa. A Si é contínua com Se, indicativo de crescimento tardi-tectônico com a fase D2.



O retrometamorfismo nos domínios do Ortognaisse é notado pelas reações: biotita e actinolita formada a partir de hornblenda (Figura 4.670A), biotita alterada para muscovita (Figura 4.70B) e saussuritização de plagioclásio (Figura 4.70C e D).

Figura 4.70 Hornblenda com bordas de actinolita, anfibolito, BM06 (B) biotita com borda de muscovita, gnaisse, BM18 (C) tremolita-actinolita com substituição da borda por clorita, clorita-xisto, BM55 (D) plagioclásio saussuritizado, gnaisse, BM107.



A ocorrência de rochas contendo estaurolita é observada predominantemente na porção leste da área, enquanto a ocorrência de silimanita se dá na porção central para oeste sugerindo aumento no grau metamórfico no sentido oeste. Na parte norte observa-se afloramento com estaurolita + silimanita no ponto BM362, nos demais afloramentos observa-se a presença de silimanita (Figura 4.71). A linha limitando as duas zonas metamórficas na Fig. 4.71 têm caráter ilustrativo, visando chamar atenção para a existência das duas zonas metamórficas. É necessário maior número de pontos de ocorrências desses minerais metamórficos para uma determinação mais realista do limite entre as duas zonas.

Figura 4.71 Mapa geológico simplificado mostrando a distribuição dos minerais índices, silimanita ($\sqrt{}$) e estaurolita (+) indicando a variação nas condições do metamorfismo, a linha pontilhada indica o que pode ser o limite entre as zonas metamórficas.



Capítulo 5 – DISCUSSÃO

O estudo realizado confirma a alta complexidade do Domínio Interno da Faixa Brasília Meridional em múltiplos aspectos: estratigrafia, geologia estrutural e metamorfismo. Considerando os dados levantados, cinco tópicos se destacam quanto às implicações tectônicas para o modelo de evolução geológico desta porção da Faixa Brasília: (1) a presença do Grupo Araxá, com características estruturais e metamórficas, distintas daquelas encontradas na sua área-tipo; (2) o padrão estrutural encontrado na área, com foliação principal íngreme associada a uma lineação mineral N-S; (3) o metamorfismo de pressões inferiores ao campo da cianita (4) padrões geoquímicos e possíveis ambientes para os anfibolitos (5) correlação dos ortognaisses encontrados na região com as unidades descritas na literatura.

5.1. Grupo Araxá: "strictu sensu" versus "latu sensu"

Embora neste trabalho tenham sido consideradas as denominações dadas pela literatura para a descrição das unidades, é importante ressaltar que algumas características díspares foram observadas entre as descrições dos trabalhos anteriores e a área de estudo.

A denominação dos xistos encontrados na região do Alto Paranaíba como Série Araxá foi proposta por Barbosa (1955), que posteriormente chamou de Grupo Araxá e estendeu o limite das metassedimentares até a porção norte de Goiás (BARBOSA, 1970). Nesse contexto, e baseado nos trabalhos mais recentes, é possível que, o que é atualmente denominado de Grupo Araxá englobe diferentes unidades e, possivelmente, compartimentos crustais distintos.

Na região de Estrela do Sul (MG) dentre as características observadas que diferem daquelas descritas para o Grupo Araxá em sua área-tipo (SEER, 1999) destacam-se a presença de silimanita e ausência de cianita. Diferente da região de Araxá, onde o metamorfismo principal é do tipo bárico intermediário, com a presença de cianita e sem silimanita, a região englobada neste trabalho evidencia metamorfismo com silimanita e sem cianita, sugerindo pressões mais baixas e temperaturas mais elevadas para a região abordada neste trabalho. Além disso, o crescimento dos porfiroblastos de granada e estaurolita no Araxá-tipo é caracterizado como sin (cedo) foliação principal (SIMÕES; NAVARRO, 1996), enquanto no presente trabalho identifica-se que os porfiroblastos de estaurolita e granada são

tardi-D2. Cabe ressalvar que na porção da área caracterizada como a zona da estaurolita, não foi identificado nenhum dos polimorfos de Al₂SiO₅, não sendo possível descartar que esteja no campo de estabilidade da cianita. Por outro lado, em nenhuma das lâminas estudadas da zona da silimanita se observou cianita associada, o que seria esperado se as rochas da zona da estaurolita estivessem no campo de estabilidade da cianita.

O padrão estrutural da região como um todo difere dos padrões comumente descritos para a Faixa Brasília Meridional. Enquanto em sua área-tipo, o Grupo Araxá é caracterizado por foliação de baixo ângulo de mergulho, na região de estudo os metassedimentos registram uma importante estruturação de alto ângulo, 80 a 90°, que se estende aos anfibolitos e rochas metaultramáficas associadas a eles, bem como aos ortognaisses do domínio Goiandira.

A partir dessas observações entende-se que o Grupo Araxá que aflora na região de estudo, embora possa pertencer ao mesmo ambiente de sedimentação das rochas da região de Araxá-MG, teve uma evolução estrutural e metamórfica distinta da área-tipo.

5.2. Padrão Estrutural

Foi possível individualizar dois compartimentos estruturais que apresentam histórias deformacionais distintas. O compartimento NE foi afetado por um evento deformacional responsável pela foliação principal (Sn) com direção geral NW e mergulhos de baixo ângulo para SW, associada a lineação mineral com caimento de baixo ângulo para SW, a deformação é não-coaxial com transporte tectônico para NE e ESE. Estruturas afetando essa foliação são atribuídas a deformações pós Dn que podem corresponder a uma ou mais fases posteriores.

Já no compartimento SW é possível distinguir, ao menos quatro fases deformacionais, denominadas D1, D2, D3 e D4. A foliação principal (S2) é subvertical e tem atitude variada ao longo da área de estudo. Associada a essa foliação identifica-se uma lineação mineral com atitude preferencial 170/20. Interpreta-se que a variação das medidas da foliação S2 se deve a um conjunto de fatores: a) a variação inicial de S2, ao final de D2; b) modificações causadas por D3 e c) modificações causadas por processos posteriores a D3. As observações em campo indicam que o fator mais importante são as modificações causadas por D3.

A foliação S2 é superposta de forma muito heterogênea por (S3), que é uma foliação de baixo angulo com atitude preferencial 167/15. A heterogeneidade da deformação D3 é tal que em alguns afloramentos a foliação S3 não é identificada e em outros, se apresenta como a foliação principal. O padrão de S2 em mapa e sua distribuição em guirlanda evidenciam que a grande inflexão do contato na parte central do mapa geológico representa uma antiforma inversa, com eixo 168/23, formada por uma fase posterior a D2 e cujos dados estruturais indicam que corresponde à fase D3.

Em geral, para Faixa Brasília Meridional, o padrão esperado é uma foliação principal de baixo ângulo e associada a lineação mineral E-W ou WNW-ESE (SIMÕES, 1995; SEER, 1999; SEER *et al.*, 2001; NAVARRO *et al.*, 2013). O compartimento SW da área de estudo foge ao padrão geral da Faixa Brasília Meridional. Entretanto, alguns trabalhos identificam domínios com foliação de alto ângulo de mergulho e lineação mineral N-S, como o DOM e o DEA descritos na região sul do estado de Goiás por Simões (2005). Na porção leste do DOM encontram-se ortognaisses que podem ser correspondentes ao Ortognaisse Goiandira. A interpretação do autor para a ocorrência da lineação N-S neste domínio é a presença de segmentos crustais com diferentes reologias, que podem ter favorecido uma movimentação local direcional tardia, simultânea ou precoce ao movimento para ESE. Foge ao escopo deste trabalho caracterizar o significado tectônico dessa lineação mineral.

O compartimento NE é representado pelo Complexo Monte Carmelo que é descrito como parte de um arco magmático, com idade de cristalização de 790 Ma, retrabalhado durante a orogênese brasiliana (640-630 Ma). Apenas parte da evolução estrutural da região está registrada nas rochas do Complexo Monte Carmelo. Sendo assim, uma das possíveis interpretações é de que a evolução do compartimento SW tenha sido independente do compartimento NE até o final da fase D2 e que, durante D3 os dois compartimentos tenham sido justapostos e evoluído juntos, formando a foliação Sn, no compartimento NE e a foliação S3 no compartimento SW. As foliações Sn e S3 têm mergulho de baixo ângulo para S-SW, a lineação mineral D3 (78/02) se aproxima da maior parte das medidas coletadas para o compartimento NE, apesar desses dados serem poucos e dispersos.

Neste trabalho, as duas estruturas, Sn e S3, são interpretadas como resultado de uma mesma fase deformacional, ocorrendo concomitante nos dois domínios tectônicos. No entanto não se deve ser descartada a possibilidade de que o Complexo Monte Carmelo seja intrusivo e posterior às fases de deformação D1 e D2 que afetam o compartimento SW e por esse motivo, não estão contidas nesse compartimento. Além disso, para as rochas do Grupo Araxá, encaixantes do Complexo Monte Carmelo, que se estendem para leste até a região de Araxá, o padrão estrutural descrito é de foliação de baixo ângulo, o que reforça a interpretação adotada no presente trabalho.

Em resumo (Figura 5.1), entende-se que a evolução estrutural da região pode ser descrita da seguinte forma:

- a) Fase D1: identificada essencialmente por uma foliação S1, em geral, paralela à S0 e fortemente transposta pela fase D2. Deve representar os estágios iniciais de deformação, possivelmente relacionada à imersão das rochas sedimentares nas zonas mais profundas do orógeno;
- b) Fase D2: associada ao auge metamórfico do compartimento SW, responsável pela justaposição das unidades do Grupo Araxá, Ortognaisse Goiandira W e Ortognaisse Goiandira E e formação da foliação principal (S2);
- c) Fase D3: responsável pela justaposição dos compartimentos SW e NE e pela formação da foliação de baixo ângulo (foliação principal em NE). Essa foliação se torna expressiva para leste e possivelmente está relacionada aos sistemas de empurrões, com transporte para E-SE, que causam a justaposição das unidades do Domínio Interno com rochas do Domínio Externo, bem como possíveis empurrões entre as diferentes porções do grande pacote denominado Grupo Araxá.
- d) Fase D4: estágios finais de deformação compressiva na evolução do orógeno.

Figura 5.1 Blocos diagramas com estruturas encontradas no compartimento SW da área de estudo, mostrando a evolução estrutural, interpretada a partir dos dados coletados (*S1 está representada como horizontal, mas não se tem nenhuma informação segura de sua atitude original). O termo S3 indicado no compartimento NE se refere à correspondência com a Fase D3 do Compartimento SW e não que Sn corresponda a uma terceira fase de deformação do Compartimento NE.



5.3. Metamorfismo e Microtectônica

Os porfiroblastos de granada e de estaurolita nas rochas do Grupo Araxá e Ortognaisse Goiandira E exibem uma foliação interna (Si) reta no núcleo dos cristais e levemente curvada na borda, contínua e subparalela à foliação externa, equivalente à foliação principal (S2). Essa relação pode ser interpretada como um crescimento essencialmente inter D1-D2. Entretanto, seria esperado que houvesse o desenvolvimento de expressiva sombra de deformação, uma vez que as estruturas D2 (xistosidade forte, lineação mineral e dobras isoclinais) sugerem intensa deformação. Pelas relações microtectônicas para estaurolita e granada, a história de desenvolvimento tem que incluir:

a) Existência de uma foliação antes do início do crescimento;

b) Crescimento dos porfiroblastos englobando essa foliação pretérita;

c) Rotação relativa entre a foliação interna e a externa (pode ser rotação do porfiroblasto ou da foliação);

 d) Sombra de deformação pouco desenvolvida e textura de Si muito semelhante a Se (o que sugere que a quantidade de deformação sofrida pela matriz e porfiroblasto, após o crescimento, foi pequena;

e) As texturas sugerem que tanto os porfiroblastos de granada quanto os de estaurolita devem estar relacionados a um mesmo evento metamórfico.

As evidências "a" "b" "c" apontam para crescimento inter D1-D2, mas o item "d" é uma evidência forte que indica crescimento tardi-D2. Apesar de Si ser dominantemente reto,

a possibilidade de os porfiroblastos serem tardi-D2 é viável numa situação em que a taxa de deformação D2 é muito baixa e a taxa de crescimento é muito alta. Uma terceira possibilidade para explicar as relações microestruturais é que após cessar D2, com S2 já bem definido, os porfiroblastos cresceram e em seguida ocorreu uma reativação do plano S2. Essa reativação pode ser devida a um último pulso D2 (seria um esforço com as mesmas orientações de D2, e nesse caso poderia ser considerado como tardi-D2) ou um efeito secundário causado no início de D3 (nesse caso, o campo de esforço deve ter sido diferente, mas causou a movimentação ao longo de S2, através do processo de reativação de foliação).

Embora nenhuma das três hipóteses possa ser descartada com segurança, para fins de simplificação de descrição do texto e discussões do trabalho, será adotada aqui a segunda hipótese, ou seja, o auge do metamorfismo para o compartimento SW é tardi-D2.

Dentre os minerais índices, destacam-se a granada que tem ocorrência mais ou menos homogênea em toda a região de estudo, a silimanita, que ocorre do centro para a porção oeste e a estaurolita, que ocorre na porção leste. As equações abaixo são de Yardley (2004), o aparecimento de cianita e/ou silimanita pode iniciar-se pela reação:

estaurolita + muscovita + quartzo
$$\rightarrow Al_2SiO_5$$
 + biotita + H_2O (5.3.1),

em temperaturas mais altas, a silimanita pode ser formada diretamente pela reação:

estaurolita + muscovita + quartzo
$$\rightarrow$$
 granada + biotita + silimanita + H₂O (5.3.2),

ou ainda, quando se trata das isógradas da zona superior da silimanita, a reação que pode ocorrer na formação deste mineral é dada por:

muscovita + quartzo
$$\rightarrow Al_2SiO_5$$
 + feldspato K + H₂O (5.3.3).

A zona superior da silimanita é caracterizada pela presença de silimanita + feldspato potássico e é um indicador particularmente útil do grau metamórfico, porque se desenvolve em um espectro muito amplo de litologias (YARDLEY, 2004).

A grade petrogenética de Spear e Cheney (1989) para pressões de estabilidade da silimanita, indica T em torno de 570 e 590 °C para iniciar a formação de estaurolita. O aumento da temperatura é responsável pela ocorrência da reação 5.3.2, de consumo de

estaurolita e formação de granada e aluminossilicato (sill), entre 600 e 670°C, determinando a 1ª isógrada da silimanita (Figura 5.2).

Figura 5.2 Grade petrogenética para metapelitos (SPEAR; CHENEY, 1989), indicando os campos de estabilidade para as zonas da estaurolita (amarelo) e da silimanita (azul). Acima do tracejado azul escuro está o campo de estabilidade da cianita. Também é indicada a provável trajetória metamórfica para as rochas da zona da estaurolita (amarelo) e da silimanita (preto), as linhas contínuas indicam uma trajetória onde as rochas atingem o campo da cianita e a linha tracejada fica restrita a pressões compatíveis com a silimanita. Limite da anatexia traçado com base em Bucher & Grapes (2011).



Em regiões com metamorfismo de alto grau são desenvolvidas feições migmatíticas em consequência da destruição da muscovita, que pode envolver uma fase fundida e mesmo em pressões moderadas do metamorfismo barroviano pode gerar silimanita, segundo a equação (YARDLEY, 2004; BUCHER; GRAPES, 2011):

 $muscovita + quartzo + H_2O \rightarrow silimanita + fundido (5.3.4)$

Em temperaturas mais altas ocorre a reação 5.3.4, numa faixa de T entre 650 e 680° a depender da pressão, conhecida como 2ª isógrada da silimanita (SPEAR; CHENEY, 1989).

Estas duas reações podem ter sido as responsáveis pela formação de silimanita na área de estudo. É importante ressaltar que feições de anatexia não foram vistas nos xistos do Grupo Araxá, limitando a temperatura superior do metamorfismo em aproximadamente 680°C.

Baseado nas associações minerais e nas reações metamórficas é possível inferir os prováveis campos de estabilidade para as zonas da estaurolita e da silimanita, bem como indicar as possíveis trajetórias P-T-t para as rochas do Grupo Araxá, sugerindo-se o sentido horário, partindo do campo de estabilidade da estaurolita para um reequilíbrio das associações minerais, após aumento de temperatura, dentro do campo de estabilidade da silimanita, seguindo as condições de retrometamorfismo com redução da temperatura e da pressão (Figura 5.2).

O significado da zonação metamórfica identificada nas porções central e sul pode estar relacionado a um gradiente do metamorfismo regional com aumento progressivo de E para W. Outra possibilidade é que esteja relacionado a perturbações do gradiente regional causado por corpos intrusivos, nesse caso, a falta de evidencias de feições intrusivas no contato com o Grupo Araxá seria justificada por uma ativação do contato intrusivo durante a deformação, passando a um contato tectônico.

Neste trabalho interpreta-se que os compartimentos SW e NE tiveram trajetórias metamórficas distintas. O auge metamórfico do Compartimento SW foi tardi-D2 e a justaposição do Compartimento SW com o Complexo Monte Carmelo está associada ao desenvolvimento de S3 do Compartimento SW, logo fase D3. A possibilidade é de que, no Compartimento SW, D3 tenha se desenvolvido inicialmente em condições próximas ao do auge D2 (do Compartimento SW) passando progressivamente para temperaturas mais baixas (até xisto verde, zona da biotita).

No segmento NE, não é possível determinar se o metamorfismo Sin-Dn (= D3 do Compartimento SW), ocorreu sob condições de metamorfismo igual, superior ou inferior à do Compartimento SW. O que se pode determinar é que o auge metamórfico no compartimento NE ocorreu na fase D3.

5.4. Geoquímica dos anfibolitos

Os anfibolitos associados ao Grupo Araxá e ao Ortognaisse Goiandira são quimicamente distintos. Apesar das amostras do Grupo Araxá terem apresentado maior dispersão quando plotadas nos diagramas de classificação geotectônica, é possível definir a partir dos diagramas de Pearce (2008) que eles têm maior afinidade química com os basaltos de assoalho oceânico tipo E-MORB, e não possuem anomalias de Nb e Ta, podendo representar basaltos formados em cadeias meso-oceânicas. Enquanto os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira são semelhantes aos basaltos tipo N-MORB, com anomalias de Nb e Ta, relacionados a ambientes de arcos de ilha (ver Fig. 4.61).

Além disso, os anfibolitos associados ao Grupo Araxá têm afinidade química com basaltos alcalinos e álcali basaltos. Enquanto os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira são semelhantes a andesito basaltos e basaltos subalcalinos. Os anfibolitos do Grupo Araxá apresentam alto TiO₂ (2,25%) e os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira apresentam baixo TiO₂ (1,64%) (Tabela 5.1).

Deve-se destacar as principais diferenças entre os dois conjuntos são a porcentagem média de K_2O que é 84,5% maior para os anfibolitos do Ortognaisse Goiandira (0,48%) do que a dos anfibolitos do Grupo Araxá (0,26%). O teor de Ba se mostra três vezes maior nos anfibolitos do Ortognaisse Goiandira quando comparados aos anfibolitos do Grupo Araxá.

Os valores de Nb dos anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira é 74,7% menor quando comparados aos anfibolitos do Grupo Araxá, a anomalia negativa de Nb é uma característica herdada do manto em zonas de subducção. Os teores de Cr₂O₃, Ni, Sr, La também apresentam proporções 30% menores nos anfibolitos do Ortognaisse Goiandira quando comparados ao Grupo Araxá. A razão La/Yb para os anfibolitos do Grupo Araxá é de 6,44 e de 2,93 para os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira (Tabela 5.1).

Os anfibolitos associados ao Grupo Araxá na área de estudo apresentam teores de SiO_2 superiores àqueles encontrados por Seer (1999) e Klein (2008), alto Ti (TiO₂ 2,25) semelhante ao que é encontrado para os anfibolitos do Grupo Araxá próximo à cidade homônima e teores de K₂O duas vezes menor se comparado à mesma região. O teor médio de Ni é três vezes maior nos anfibolitos da região de Araxá. Os teores de Ba são quase 25 vezes menores que a média encontrada nos trabalhos de Seer (1999) e Klein (2008), para

anfibolitos associados ao Grupo Araxá. Estes apresentam enriquecimento de ETRL em detrimento aos ETRP, bem como os descritos por Seer (1999). A razão La/Yb é semelhante, sendo 6,5 no trabalho de Seer (1999) e 6,44 neste trabalho. Dessa forma entende-se que os dois conjuntos guardam assinaturas químicas semelhantes, indicativas de uma origem a partir de assoalho oceânico.

Tabela 5.1 Quadro-resumo com valores médio de elementos maiores, traço e ETR para os anfibolitos da área de estudo, da região de Araxá (SEER, 1999) e da porção SE do estado de Goiás (KLEIN, 2008), associados ao Grupo Araxá ou ao conjunto de ortognaisses (a médias encontradas para o anfibolitos associados ao Ortognaise Goiandira não consideram os valores da amostra BM149, pois esta apresenta dispersões muito grandes quando comparada às outras amostras).

		Grupo Araxá		99	Ortognaisse Goiandira	Ortognaisse Nova Aurora	
	Área de estudo	(SEER, 1999)	(KLEIN, 2008)	Área de estudo	0,64 Ga (KLE	1,2 Ga 2IN, 2008)	
SiO ₂	50,85	46,86	47,95	52,11	47,39	47,12	
TiO ₂	2,25	3,31	1,78	1,64	1,54	1,26	
Al ₂ O ₃	13,97	12,79	14,54	13,18	14,49	13,88	
Fe ₂ O ₃	14,67	16,91	13,86	15,53	13,15	13,39	
MgO	5,73	6,35	6,57	5,28	7,14	7,71	
CaO	10,34	8,31	10,5	9,48	11,77	12,76	
Na ₂ O	2,15	2,08	2,01	1,89	1,97	1,62	
K ₂ O	0,26	0,78	0,63	0,48	0,48	0,28	
Ni	49,25	141	38,9	36,25	42,75	14,8	
Sr	301,5	455	176,9	123	103,3	123,10	
Ba	7,25	170	97,5	23,75	138	34	
Zr	122,5	41	96,15	82,25	76,9	53,1	
La	21,28	17,05	9,1	12,95	7,4	4,6	
Yb	3,3	2,62	2,71	4,43	3,82	2,9	
Nb	22,705	38,3	7,0	5,73	2,25	3,00	
La/Yb	6,44	6,5	3,35	2,93	1,94	1,58	

Os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira na área de estudo apresentam teores de SiO₂ superiores à média encontrada por Klein (2008), baixo Ti (TiO₂ 1,64) e semelhantes proporções para elementos maiores, traço e ETR quando comparados aos anfibolitos descritos na região de Ipameri e Catalão associados aos ortognaisses de idade 0,64 Ga (KLEIN, 2008). O teor médio de Ba nas amostras de anfibolito do Ortognaisse Goiandira (23,75 ppm) apresenta-se 6 vezes menor do que à média (138 ppm) para os anfibolitos do Ortognaisse Goiandira de Ipameri/Catalão, mas bastante semelhante ao valor médio

encontrado para os anfibolitos associados ao Ortognaisse Nova Aurora (34 ppm). Os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira na área de estudo apresentam enriquecimento de ETRL em detrimento aos ETRP. Os teores de La e de Nb são duas a três vezes maior do que a média dos anfibolitos dos ortognaisses Goiandira a Nova Aurora (KLEIN, 2008). A razão La/Yb é 2,93; maior do que as encontradas para os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira de Ipameri/Catalão (1,94) e o Ortognaisse Nova Aurora (1,58), apesar disso, todos se aproximam do valor descrito para basaltos de arco de ilha (1,73) (CONDIE, 1989). Os anfibolitos da região de Ipameri e Catalão apresentam similaridade com basaltos tipo T-MORB a E-MORB (KLEIN, 2008). Os anfibolitos descritos neste trabalho, por sua vez, têm similaridade química com basaltos tipo E-MORB e estão associados a basaltos formados em ambientes de arcos de ilha, não se relacionando com a classificação dada por Klein (2008) apesar de algumas semelhanças nos padrões de distribuição dos elementos químicos.

5.5. Ortognaisse Goiandira W e Ortognaisse Goiandira E

Os ortognaisses Nova Aurora, Ipameri e Goiandira foram descritos e caracterizados por Klein (2008) na região de Catalão e Ipameri, porção SE do estado de Goiás. O mapeamento em escala 1: 100.000 da folha Estrela do Sul (CHAVES; DIAS, 2017) aponta a presença do Ortognaisse Goiandira, nomenclatura adotada neste trabalho, para os conjuntos de gnaisses encontrados na porção oeste da área de estudo. No entanto, é importante levantar algumas questões para um melhor entendimento da evolução dessa porção da Faixa Brasília:

 São descritos três episódios de granitogênese Neoproterozoica associados ao Grupo Araxá na Faixa Brasília Meridional em regiões próximas à área de estudo. O episódio mais novo ocorreu em contexto colisional, entre 642 e 630 Ma, gerando os granitos peraluminosos com muscovita, granada e turmalina, denominados Serra Velha, Tamanduá, Pirapetinga, Galheirinho, Perdizes, Estrela do Sul e Cascalho Rico. Na área abrangida por este trabalho aflora o granito Estrela do Sul, com idade de cristalização U/Pb, obtida em cristais de zircão, de 632 ± 3,2 Ma. O granito tem caráter tardi pós-colisional e provável fonte magmática na fusão dos metassedimentos do Grupo Araxá (SEER; MORAES, 2013). Além dessas características, deve-se ressaltar que o granito Estrela do Sul apresenta pouca deformação, concentrada apenas nas bordas do corpo, indicando se tratar de uma intrusão tardi-tectônica.

- O ortognaisse mapeado na folha Estrela do Sul (CHAVES; DIAS, 2017) é denominado Goiandira, cuja idade de cristalização obtida em cristais de zircão, através da razão U/Pb é de 640 Ma (KLEIN, 2008).
- As características estruturais do ortognaisse encontrado na área deste trabalho evidenciam que estes foram afetados por pelo menos quatro fases deformacionais descritas para o compartimento SW: D1, D2, D3 e D4.

A partir dessas observações, é necessário discutir a correlação dos ortognaisses mapeados na região de Estrela do Sul com os domínios ortognáissicos descritos por Klein (2008). O ortognaisse da área de estudo, além de ter sido dividido em dois conjuntos com respostas distintas ao mapeamento aerogamaespectrométrico, apresenta auge do metamorfismo associado à fase D2, indicando uma história evolutiva mais complexa do que o granito tardi-pós tectônico Estrela do Sul (632 Ma) que intrude esse conjunto de rochas. Se a correlação com os Ortognaisses Goiandira (634-642 Ma) for válida, implicaria em lapso de tempo de 2 a 10 Ma para a deformação ocorrida na fase D2 associada ao auge metamórfico, seguida da deformação da fase D3 no gnaisse e só ao final desta, a intrusão do granito Estrela do Sul.

Para os demais litotipos deste episódio mais tardio de granitogênese, apenas o Perdizes é descrito como "muito deformado" (SEER; MORAES, 2013), no entanto não há descrição da evolução estrutural desse ou dos demais corpos descritos nos trabalhos anteriores. Os demais ortognaisses descritos por Klein (2008) são o Nova Aurora, com idade de cristalização 1,2 Ga e o Ipameri, com idade de cristalização de 790 Ma.

Baseado nos dados apresentados, é possível que os ortognaisses, embora denominados no presente estudo de Ortognaisses Goiandira, representem na verdade alguma das unidades mais antigas descritas por Klein (2008), como a Ipameri (790 Ma) ou a Nova Aurora (1,2 Ga).

Capítulo 6 - CONCLUSÕES

O trabalho realizado permitiu o aprimoramento da cartografia geológica da área, com refinamento no traçado dos contatos, individualização de dois domínios de ortognaisses antes indivisos e delimitação dos conjuntos de rochas metamáficas e metaultramáficas associadas ao Grupo Araxá. Também resultou em um modelo de evolução estrutural, embasado em dados de campo e microtectônicos, e na identificação de zoneamento metamórfico na área. Adicionalmente evidencia, através de estudos litoquímicos, que os anfibolitos associados ao Grupo Araxá têm afinidade química com basaltos tipo E-MORB, enquanto aqueles associados ao Ortognaisse Goiandira se assemelham basaltos tipo N-MORB.

Foram determinadas cinco unidades litoestratigráficas, sendo o Ortognaisse Goiandira dividido em duas unidades distintas, Ortognaisse Goiandira W e Ortognaisse Goiandira E, Complexo Monte Carmelo, que se apresenta em contato tectônico com os xistos metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas do Grupo Araxá. As unidades são intrudidas pelo Granito Estrela do Sul, tardi-pós colisional, pouco deformado.

Os resultados obtidos neste trabalho colaboram para o entendimento da evolução estrutural da região de Estrela do Sul (MG), bem como corroboram as propostas de trabalhos anteriores de que o Grupo Araxá, na verdade, englobe diversas unidades litotectônicas com idades, ambientes tectônicos e/ou histórias evolutivas distintas.

Na área estudada o Grupo Araxá, ao contrário do que se encontra em sua área-tipo, mostra foliação principal íngreme, lineação mineral N-S, regime metamórfico de menor pressão, provavelmente, abaixo do campo de estabilidade da cianita, temperaturas entre 550 e 680°C, com trajetória P-T-t horária, típico de regiões com espessamento crustal.

A evolução estrutural da região é compreendida a partir de duas histórias evolutivas distintas, do compartimento SW e do compartimento NE. A primeira é caracterizada por quatro fases de deformação e uma foliação principal (S2) íngreme, associada a uma lineação mineral N-S, que revela um padrão estrutural incomum para a Faixa Brasília. A evolução do compartimento NE se caracteriza por uma foliação principal de baixo ângulo, associada a lineação mineral E-W, com transporte tectônico aproximadamente para E. Entende-se que os compartimentos têm evolução estrutural conjunta a partir da fase D3 (identificada no

compartimento SW), relacionada ao sistema de empurrões responsável pela imbricação das unidades da FB em direção ao Cráton São Francisco.

Os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira são quimicamente distintos daqueles associados ao Grupo Araxá. Destaca-se o padrão distinto obtido nos ETR e as razões La/Lu_N, Gd/Lu_N e La/Yb, que são maiores para os anfibolitos do Grupo Araxá.

Os anfibolitos associados ao Ortognaisse Goiandira são do tipo N-MORB, quimicamente semelhantes a basaltos de arco de ilha. Em contrapartida, os dados relacionados aos anfibolitos associados ao Grupo Araxá são semelhantes a basaltos tipo E-MORB e podem representar basaltos de assoalho oceânico.

Este trabalho mostra como o Domínio Interno da Faixa Brasília é ainda muito pouco conhecido, além de revelar a alta complexidade dos eventos geológicos que nela ocorreram. Este compartimento tectônico possui grande potencial, tanto para o avanço do conhecimento científico quanto para fins econômicos e entende-se que devem ser incentivadas iniciativas de pesquisa para este segmento geológico.

ARCGIS. ArcGIS: Software. Disponível em http://www.esri.com/software/arcgis/index.html. Accessado em fevereiro de 2017.

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7: 349-364.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**, 17:1-29.

BALDWIN J.A.; POWELL R.; BROWN M.; MORAES R.; FUCK R.A. 2005. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis–Itauçu Complex, central Brazil. **Journal of Metamorphic Geology**, 23:511-531.

BALDWIN, J.A.; BROWN, M.; SCHMITZ, M.D. 2007. First application of titanium-in-zircon thermometry to ultrahigh-temperature metamorphism. **Geology.** V. 35. no 4, 295-298.

BALDWIN, J.A.; BROWN, M. 2008. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis–Itaucu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil – constraints from U–Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. J. metamorphic Geol., 26, 213–233.

BARBOSA, O. 1955. Guia das Excursões. In: Congr. Bras. Geol, 9, 1955. São Paulo. SBG. Not.3.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G., DYER, R.C., CUNHA, C. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, **Boletim 136**, 140 p.

BARBOSA, O.; BAPTISTA, M. B.; INDA, H.; MARCHETTO, M.; ARAÚJO, A. G.; BRAUN, O. P. C.; FRANTIN, O.; CARTNER-DYER, R.; REN, C.; MENEGUESSO, G; ANDRADE, R.; SEIXAS, S. R. M.; REIS, A.; COTTA, J. C.; SILVA, W. G. DA; DUTRA, C. V. **Projeto Goiânia** – **Relatório Preliminar**. MME (Ministério das Minas e Energia), DNPM (Departamento Nacional da Produção Mineral), 60 Distrito Centro-Oeste, Prospec. 74 p., 1970b

BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, 48: 43-55.

BRASIL. 1965. Carta topográfica de Estrela do Sul. SE.23-Y-A-IV. Banco de Dados GeográficodoExércitoBrasileiro.Disponívelem:https://bdgex.eb.mil.br/mediador/?modulo=pesquisarproduto&acao=formularioPesquisaTextualAcesso em 10 de junho de 2017.

BRITO NEVES B.B.; FUCK R.A.; PIMENTEL M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, 44(3):493-518.

BROD, J.A.; LEONARDOS, O.H.; MENESES, P.R.; ALBUQUERQUE, M.A.C.; ALMEIDA; R.; BLANCO, S.B.; CARDOSO, F.B.F; ROMÃO, P.A.; TALLARICO, F.H.B.; THOMSEN, F.P.R. 1992. Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro- MG. **Rev. Esc. Minas, Ouro Preto,** 45 (1 e 2): 164-166

BUCHER, K; FREY, M. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Science & Business Media, 2011.

CHAVES, M. L. de S. C.; DIAS, C.H. 2017. **Geologia da Folha de Estrela do Sul**, escala 1:100.000. Belo Horizonte, CODEMIG - Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais. CPMTC/UFMG

CORDANI, U. G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. A. S. 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.) **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro, p. 19-40

CORREIA, C. T.; GIRARDI, V. A. V. Estudo Geoquímico e Petrológico dos Anfibolitos da Região de Cássia, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, p. 37-50, 1989

DARDENNE M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. **Tectonic evolution of South America**. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.

DELLA GIUSTINA, M.E.S.; OLIVEIRA, C.G.; PIMENTEL, M.M.; MELO, L.V.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; BUHN, B., 2009. U–Pb and Sm–Nd constraints on the nature of the Campinorte Sequence and related Paleoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, Central Brazil. **Geological Society of London Special Publication** 323, 255-269.

DELLA GIUSTINA M.E.S.; PIMENTEL M.M.; FERREIRA FILHO C.F.; HOLLANDA M.H.B.M. 2011. Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis–Itauçu Complex, Central Brazil. **Lithos**, 124:82-102.

DICKSON B.L., SCOTT K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. AGSO J. Australia Geology & Geophysics. 17(2):187-200.

FALCI, A. 2017. Proveniência sedimentar e ambientes tectônicos do Grupo Araxá em sua área tipo baseado em dados U-Pb de zircões detríticos, Sm-Nd e 87Sr/86Sr Implicações para a evolução da porção meridional da Faixa Brasilia durante o Neoproterozoico. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 111 p.

FALCI A; Seer H.J.; MORAES, L.C; CAXITO, F.A. 2017. Geologia da Folha Perdizes, escala 1:100.000. Belo Horizonte, CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais.

FALCI A.; CAXITO F.A.; SEER H.J.; VALERIANO C.M.; DIAS P.H.; PEDROSA-SOARES A.C. 2018. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. **Precambrian Research**, 306:209-219. https://doi.org/10.1016/j.

FREIRE, P. 2015. **Pedagogia da autonomia:** saberes necessários à prática educativa. 52^a ed. Rio de Janeiro: Paz e Terra.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J. 1981. O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. In: Simp. sobre o cráton do são francisco e suas faixas marginais, 1, Salvador, 1981. **Anais... Salvador**, SBG/CPM, p.118-130.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'EL-REY SILVA, L. J. H. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da ProvínciaTocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneáriode Camboriú. Anais, 1:215-216.

HUTCHISON, C. S. Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. New York: Wiley Interscience, 1974. 527 p.

IRVINE, I. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.

JANOUŠEK, V., FARROW, C. M., ERBAN, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of **Petrology**, 47(6), 1255-1259.

KLEIN, P.B.W. 2008. Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri-Catalão-GO. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 154 p.

KOHN M. J.; SPEAR F. S. 1990. Two geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. **Am. Min., 75**:89 - 96.

LACERDA, C. M. M.; OLIVEIRA, E. P.; MELLO, E. F.; BARRUETO, H. R. 2000. Ndisotope evidence of basement contribuition to the genesis of the Ambrósio Dome, Itapicuru River greenstone belt, Bahia – Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. Abstracts Volume, CPRM, 1 CD-ROM.

LACERDA FILHO, J.V.; ABREU FILHO, W.; VALENTE, C.R.; OLIVEIRA, C.C.; ALBUQUERQUER, M.C. de. 2004 (Orgs.) Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso. Esc. 1:1.000.000. Cuiabá: CPRM/SICME-MT. 235p.

MARINI, O. J., FUCK, R. A., DARDENNE, M. A., DANNI, J. C. M. 1984. Província Tocantins: setores Central e Sudeste. In: Almeida, F. F.M., Hasui, Y. (coords.). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo, E.Blücher, 205-264.

MIYASHIRO, A 1974. Volcanic rock series in island ares and aclive continental margins. Amer. Jour. Sei., 274: 321-355.

MORAES, R. BROWN, M., FUCK, R. A., CAMARGO, M. A., & LIMA, T. M. 2002. Characterization and P–T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis–Itauçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. **Journal of Petrology**, v. 43, n. 9, p. 1673-1705.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A. 2005. Petrografia e geoquímica das rochas metaultramáficas da região de Mairipotaba, Cromínia e Pontalina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 359, n. 4, p. 483-49.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F. T. Evolução metamórfica e termobarometria das rochas metabásicas da região de Pontalina-Morrinhos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, 2011.

NAVARRO G.R.B.; ZANARDO A.; CONCEIÇÃO, F. T. 2013. O Grupo Araxá na Região Sul-Sudoeste do Estado de Goiás. **Revista Geologia-USP**, Série Científica, 13(2):5-28.

NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C.C.; TOMAZINI, F.; VALERIANO, C.M.; LEME, T.G.; SIMÕES, L.S.A. Proveniência dos metassedimentos do Grupo Araxá na região de Caldas Novas, Goiás. **Geociências**, v. 36, n. 2, p. 395-413, 2017.

OTTEN, M. T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artfllet gabbro and dolerites. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 86:189-199,33

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. 1996. Microtectonics. Springer-Verlag. Berlin. 289p.

PIMENTEL, M.M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 67-82, 2016.

PIMENTEL M.M.; DARDENNE M.A.; FUCK R.A.; VIANA M.G.; JUNGES S.L.; FISCHEL D.P.; SEER H.J.; DANTAS E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasilia Belt, Central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 14:571-585.

PIMENTEL M.M.; RODRIGUES J.B.; DELLAGIUSTINA M.E.S.; JUNGES S.L.; MATTEINI M.; ARMSTRONG R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS UePb sedimentary provenance data: A review. Journal of South American Earth Sciences, 31: 345-357

PINHEIRO, M.A.P.; SUITA, M.T.F. Metamorfismo de fundo oceânico e alto-grau em metaperidotitos ofiolíticos neoproterozoicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 4, p. 686-699, 2008.

PIUZANA D.; PIMENTEL M.M.; FUCK R.A. 1998. Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis-Itauçu, Goiás, determinado pelo método Sm-Nd. **Revista Brasileira de Geociências**, 28(4): 543-544.

PIUZANA D.; PIMENTEL M.M.; FUCK R.A.; ARMSTRONG R. 2003a. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated rocks: Constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. **Precambrian Research**, 125:139-160.

PIUZANA D.; PIMENTEL M.M.; FUCK R.A.; ARMSTRONG R.A. 2003b. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasilia Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. **Precambrian Research**, 125:245-273.

QUEIROGA, G. N.; SUITA, M.T. de F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; MARTINS, M. de S.; PIACENTINI, M.A. 2012. Síntese sobre ofiolitos: evolução dos conceitos. **REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto**, 65(1), 47-58.

SEER, H. J. 1999. Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma Araxá, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 267 p.

SEER H.J.; DARDENNE M.A. 2000. Tectonostratigraphic terrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of the Araxá Synform, Minas Gerais, Brazil - implications to the final collage of the Gondwanaland. **Revista Brasileira de Geociências**, 30(1):78-81.

SEER, H.J.; BROD, J.A.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOAVENTURA, G.R.; DARDENNE, M.A., 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: Um fragmento de crosta oceânica neoproterozoica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências** 31 (3), 385–396.

SEER H.J.; BROD J.A.; VALERIANO C.M.; FUCK R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozoica na porção meridional da Faixa Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, 35(1): 33-42.

SEER, H.J., MORAES, L.M., CARNEIRO, A.C.B. 2007. Geologia e deformação do Grupo Araxá na região de Estrela do Sul-Monte Carmelo-Abadia dos Dourados, Minas Gerais. In: XI SNET - SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Diamantina, MG. **Anais...SBG**. Resumo

SEER, H.J., MORAES L.M, JUNGES S.L. 2010. Novos dados U-Pb e Sm-Nd de granitos intrusivos no Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região de Araxá e Monte Carmelo, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 45, 2010. Belém, PA. Anais...SBG. Resumo

SEER, H. J.; MORAES, L. M. 2013. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, **Brazil Brazilian Journal of Geology** 43(2): 333-354, June 2013.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. 2017. Geologia Regional do Triângulo Mineiro. Projeto Triângulo Mineiro. CODEMIG-CPTMTC/UFMG, 123p.

SIIVOLA, J.; SCHMID, R. 2007. List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. SCMR.

SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A.; KRYMSKY, R.; MACAMBIRA, M.J.B. 2006. Proveniência e metamorfismo das rochas da Faixa Brasília, na região de Tapira (SW de Minas Gerais). Geol. USP, Sér. Cient. São Paulo, v. 6, n. 1, p. 53-66.

SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DAMÁZIO, W.L.; FERREIRA, S.N.; LUVIZOTTO, G.L. 2012. O Grupo Canastra em sua área-tipo, região de Tapira, sudoeste do estado de Minas Gerais. **Geol. USP**, **Sér. Cient.** São Paulo, v. 12, p. 83-98.

SIMÕES, L. S. A. **Evolução tectonometamórfica da nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais.** 1995. 149 f. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SIMÕES, L. S. A.; NAVARRO, G. Estruturação da Faixa Brasília na Região de Araxá – MG In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 92-95.

SIMÕES, L.S.A.; NAVARRO, G. 1997. Caracterização cinemática da zona de cisalhamento da Bocaina, Araxá (MG). 2001. In: VI SNET – Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Pirenópolis, GO. Anais SBG.

SIMÕES, L.S.A. 2005. Compartimentos crustais no domínio interno da Faixa Brasília no Sul de Goiás. Tese de Livre-Docência, UNESP, 135 p.

SPEAR, F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. **Am. Jour. Sei.**, 281: 697-734.

STRECKEISEN, A. L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. **Neues Jahrbuch fur Mineralogie**, Abhandlungen, 107, 144-240.

STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock, its proper name. Earth Science Review, Amsterdam, 12(1):1-33.

STRIEDER, AJ. & NILSON, A.A. 1992. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): n - As cromitas primárias e as suas transformações metamórficas. **Revista Brasileira Geociências**, 22(3):353-362.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society**, London, Special Publications, 42:313–345.

ULHEIN, A.; FONSECA, M.A.; SEER, H.J.; DARDENNE, M.A. 2013. Tectônica da Faixa de dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, 20(2), 1-14.

VALERIANO C.M. 1993. Evolução Tectônica da Extremidade Meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. In: II Simpósio do cráton São Francisco, Salvador. **Anais SBG**, p 290-291.

VALERIANO C.M.; DARDENNE M.A.; FONSECA M.A.; SIMÕES L.S.A.; SEER H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, p.575-593.

VALERIANO C.M.; SIMÕES L.S.A. 1997. Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasilia belt. **Revista Brasileira de Geociências**, 27:99-110.

WINCHESTER J.A.; FLOYD P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chem Geol 20**: 325-343.

WINGE, M. 1995. Evolução dos terrenos granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Central. Tese de Doutorado, IGC-UNB. Brasília. 140p.

WOOD, D. A. 1980. The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. **Earth and planetary science letters**, v. 50, n. 1, p. 11-30.

YARDLEY, B.W.D. 1994. Introdução à Petrologia Metamórfica. Editora UnB. Brasília. 340p.

APÊNDICES

Mapa Geológico-Estrutural da Região de Estrela do Sul - MG



S2

Arenitos maciços ou estratificados, avermelhados, essencialmente quartzosos, muitas vezes silicificados, de granulação fina a média. Estratificação cruzada de médio porte, com médio ângulo.

Corpo intrusivo de cor cinza claro a róseo, fanerítico, equigranular, de granulação média a grossa. Pouco deformado, constituído por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e muscovita.

Gnaisses com intercalação de anfibolitos. Os gnaisses são porfiroclásticos, têm cor cinza e apresentam-se foliados. Os anfibolitos têm granulação média a grossa, compostos por honrblenda, plagioclásio e epidoto.

Rochas metaultramáficas, principalmente actinolitatremolita xisto, clorita-actinolita xisto associada a quantidades relevantes de anfibolito e xistos metassedimentares. As rochas metaultramáficas são verdes a cinza esverdeadas, podem apresentar textura porfiroblástica, mas em geral são equigranulares, de granulação fina a grossa.

- Gnaisses graníticos a tonalíticos, cor cinza e granulação fina a grossa e foliação milonítica. Frequentes
- ocorrências de anfibolito. Os anfibolitos são inequigranulares, compostos, em geral, por hornblenda e plagioclásio.

Gnaisses graníticos, com textura milonítica, granulação média a grossa, coloração cinza. Apresenta feições igneas preservadas e se associa a anfibolitos (campo cinza escuro).

- charneira dobra D3
- lineação mineral (Dn)
- lineação mineral (D2)

- veio de quartzo/pegmatito

Km

4

acamamento

PETROLOGIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DA FAIXA BRASÍLIA NA REGIÃO DE ESTRELA DO SUL-MG: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS



S3

650**-**m

Autor: Bruna Letícia dos Santos Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões
Mapa Geológico-Estrutural da Região de Estrela do Sul - MG
Setembro/2019
Apêndice I

GEOLOGIA DA REGIÃO DE ESTRELA DO SUL (MG) - MAPA DE PONTOS







PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Datum horizontal: WGS 84 Declinação magnética do centro da folha: 21°35' W, com variação anual de 7' W.



Α

Legenda

- Ponto descrito
- + Ponto com lâmina
- Ponto com fotografia
- × Ponto com amostra

unesp	UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA «JÚLIO DE MESQUITA FILHO» Campus de Rio Claro
PETROLOGIA E GEO DE ESTRELA DO SU	DLOGIA ESTRUTURAL DA FAIXA BRASÍLIA NA REGIÃO L-MG: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS
Ori	Autor: Bruna Letícia dos Santos ientador: Luiz Sérgio Amarante Simões
Мара	i de Pontos da Região de Estrela do Sul - MG
	Setembro/2019
	Anexo II

	Tabela de pontos - Estrela do Sul/MG													
Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA	Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA	Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA
1		7941455	Monte Carmelo	gnaisse	38	211695	7931505	Goiandira E	anfibolito	75	219564	7932530	Fm.Botucatu	arenito
2	219829	7932311	Grupo Araxá	xisto	39	209691	7932146	Goiandira W	anfibolito	76	219503	7932444	Goiandira E	gnaisse
3	218853	7931887	Goiandira E	gnaisse	40	211086	7932946	Fm.Botucatu	arenito	77	219447	7932604	Fm.Botucatu	arenito
4	218001	7931214	Goiandira E	gnaisse	41	210152	7934099	Goiandira E	gnaisse	78	219175	7932802	Goiandira E	gnaisse
5	215442	7928328	Goiandira W	gnaisse	42	210216	7934312	Goiandira E	gnaisse	79	219176	7932700	Fm.Botucatu	arenito
e	213595	7931756	Goiandira E	anfibolito	43	213398	7934412	Goiandira E	gnaisse	80	219166	7933091	Goiandira E	gnaisse
7	213169	7932712	Goiandira W	gnaisse	44	217133	7926514	Grupo Araxá	xisto	81	219883	7934208	Goiandira E	gnaisse
8	221397	7942650	Monte Carmelo	gnaisse	45	217464	7926688	Grupo Araxá	xisto	82	219880	7934239	Goiandira E	anfibolito
9	221375	7943325	Monte Carmelo	gnaisse	46	217742	7926709	Grupo Araxá	xisto	83	219785	7934329	Goiandira E	gnaisse
10	215601	7944967	Grupo Araxá	metaultramáfica	47	218321	7927423	Grupo Araxá	xisto	84	219225	7934711	Goiandira E	anfibolito
11	215388	7944640	Grupo Araxá	xisto	48	218542	7927557	Fm.Botucatu	arenito	85	219647	7934487	Goiandira E	gnaisse
12	215274	7944463	Grupo Araxá	xisto	49	218874	7927567	Fm.Botucatu	arenito	86	219076	7933952	Goiandira E	gnaisse
13	214734	7943607	Grupo Araxá	xisto	50	218773	7927462	Grupo Araxá	xisto	87	219014	7933879	Goiandira E	gnaisse
14	214676	7943329	Grupo Araxá	metaultramáfica	51	219269	7927762	Fm.Botucatu	arenito	88	213191	7928545	Grupo Araxá	xisto
15	216788	7939321	Grupo Araxá	xisto	52	219289	7927858	Grupo Araxá	xisto	89	212276	7928093	Grupo Araxá	xisto
16	215758	7938736	Grupo Araxá	metaultramáfica	53	223974	7926105	Grupo Araxá	xisto	90	211033	7928278	Grupo Araxá	xisto
17	214970	7938423	Grupo Araxá	xisto	54	224140	7926654	Grupo Araxá	xisto	91	209978	7928460	Fm.Botucatu	arenito
18	214385	7938225	Goiandira E	gnaisse	55	224110	7927000	Grupo Araxá	metaultramáfica	92	209795	7928423	Goiandira E	gnaisse
19	218540	7938932	Grupo Araxá	turmalinito	56	224074	7927371	Grupo Araxá	xisto	93	212205	7928111	Fm.Botucatu	arenito
20	221051	7941401	Grupo Araxá	metaultramáfica	57	224611	7929088	Grupo Araxá	xisto	94	213408	7928591	Goiandira E	gnaisse
21	220035	7940617	Grupo Araxá	metaultramáfica	58	223656	7928549	Grupo Araxá	metaultramáfica	95	213500	7928831	Goiandira E	gnaisse
22	219431	7941838	Grupo Araxá	metaultramáfica	59	223216	7928515	Grupo Araxá	metaultramáfica	96	213125	7932984	Goiandira W	gnaisse
23	220809	7939828	Grupo Araxá	metaultramáfica	60	223116	7928515	Grupo Araxá	xisto	97	213061	7933111	Goiandira E	gnaisse
24	220634	7939794	Grupo Araxá	xisto	61	223655	7930833	cobertura recente	laterita	98	221213	7935541	Grupo Araxá	metaultramáfica
25	220692	7939826	Grupo Araxá	metaultramáfica	62	224693	7932846	Grupo Araxá	metaultramáfica	99	221156	7935421	Grupo Araxá	metaultramáfica
26	220865	7940044	Grupo Araxá	metaultramáfica	63	224494	7933151	Grupo Araxá	xisto	100	221052	7935392	Grupo Araxá	metaultramáfica
27	217275	7932914	Grupo Araxá	xisto	64	229592	7931699	Monte Carmelo	gnaisse	101	220179	7935900	Grupo Araxá	metaultramáfica
28	221294	7938789	Grupo Araxá	metaultramáfica	65	216598	7930696	Goiandira E	anfibolito	102	220007	7935892	Grupo Araxá	xisto
29	221204	7938911	Grupo Araxá	xisto	66	216820	7930679	Goiandira E	gnaisse	103	219269	7936213	Grupo Araxá	xisto
30	213646	7928498	Goiandira E	gnaisse	67	216846	7930815	Goiandira E	anfibolito	104	218944	7936449	Goiandira E	anfibolito
31	213806	7928486	Goiandira E	gnaisse	68	216883	7930922	Goiandira E	gnaisse	105	219120	7936562	Goiandira E	gnaisse
32	213303	7928588	Goiandira E	gnaisse	69	216895	7930961	Goiandira E	gnaisse	106	218696	7936954	Goiandira E	gnaisse
33	212512	7928243	Goiandira E	quartzito	70	216976	7931009	Grupo Araxá	xisto	107	218860	7937040	Goiandira E	gnaisse
34	211696	7928502	Fm.Botucatu	arenito	71	220864	7933343	Grupo Araxá	quartzito	108	219881	7938927	Grupo Araxá	xisto
35	211893	7928433	Goiandira E	gnaisse	72	220676	7933535	Grupo Araxá	metaultramáfica	109	219372	7938891	Grupo Araxá	xisto
36	211865	7928374	Goiandira E	gnaisse	73	220657	7933609	Grupo Araxá	anfibolito	110	216678	7939194	Grupo Araxá	xisto
37	211650	7928356	Goiandira E	quartzito	74	220741	7933544	Grupo Araxá	metaultramáfica	111	214669	7943503	Grupo Araxá	xisto

Pt	X	Y	UNIDADE	LITOLOGIA	Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA	Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA
112	214315	7942092	Grupo Araxá	metaultramáfica	150	212760	7933271	Goiandira W	gnaisse	188	221885	7931934	Grupo Araxá	metaultramáfica
113	213620	7941634	Goiandira E	anfibolito	151	213487	7932694	Goiandira W	gnaisse	189	222851	7936623	Grupo Araxá	xisto
114	213627	7941568	Goiandira W	gnaisse	152	213579	7931996	Goiandira E	gnaisse	190	220991	7942496	Monte Carmelo	gnaisse
115	213753	7941371	Goiandira W	gnaisse	153	213497	7929303	Goiandira E	gnaisse	191	221473	7943230	Monte Carmelo	gnaisse
116	213900	7941157	Goiandira W	gnaisse	154	219739	7932409	Goiandira E	gnaisse	192	221397	7943417	Monte Carmelo	gnaisse
117	213973	7941027	Goiandira W	gnaisse	155	219919	7932303	Grupo Araxá	xisto	193	221529	7944035	Monte Carmelo	gnaisse
118	212324	7942603	Goiandira W	gnaisse	156	220068	7932202	Grupo Araxá	xisto	194	221876	7945452	Monte Carmelo	milonito
119	212340	7942864	Goiandira W	gnaisse	157	220164	7932122	Grupo Araxá	xisto	195	216253	7930074	Goiandira E	gnaisse
120	212449	7942976	Goiandira W	gnaisse	158	220416	7932232	Grupo Araxá	xisto	196	216650	7930056	Goiandira E	gnaisse
121	213097	7942811	Grupo Araxá	xisto	159	220465	7932313	Grupo Araxá	xisto	197	217891	7931168	Goiandira E	gnaisse
122	212549	7942943	Grupo Araxá	xisto	160	220518	7932460	Grupo Araxá	xisto	198	220787	7939359	Grupo Araxá	metaultramáfica
123	213985	7941990	Goiandira W	gnaisse	161	220536	7932646	Grupo Araxá	xisto	199	220858	7939253	Grupo Araxá	metaultramáfica
124	212866	7946289	Grupo Araxá	xisto	162	220778	7933150	Grupo Araxá	xisto	200	221053	7939477	Grupo Araxá	metaultramáfica
125	212648	7946024	Grupo Araxá	xisto	163	220686	7933748	Grupo Araxá	xisto	201	220957	7939419	Grupo Araxá	xisto
126	212617	7945902	Goiandira W	gnaisse	164	220378	7933945	Grupo Araxá	xisto	202	216089	7928865	Goiandira E	gnaisse
127	212303	7945528	Goiandira W	gnaisse	165	219968	7933738	Grupo Araxá	metaultramáfica	203	215882	7929010	Goiandira E	gnaisse
128	210316	7945519	Goiandira W	gnaisse	166	219950	7933588	Goiandira E	gnaisse	204	215719	7929390	Goiandira E	gnaisse
129	214404	7928072	Goiandira E	gnaisse	167	219176	7936044	Grupo Araxá	xisto	205	216501	7930610	Goiandira E	gnaisse
130	214141	7928067	Goiandira E	anfibolito	168	219133	7936031	Grupo Araxá	xisto	206	216515	7930284	Goiandira E	gnaisse
131	213414	7928490	Goiandira E	gnaisse	169	218754	7935530	Goiandira E	gnaisse	207	218156	7938790	Grupo Araxá	xisto
132	213166	7930727	Goiandira E	gnaisse	170	218841	7935851	Goiandira E	gnaisse	208	217974	7938817	Grupo Araxá	xisto
133	212413	7936180	Goiandira W	gnaisse	171	218986	7936003	Grupo Araxá	xisto	209	220115	7943491	Monte Carmelo	gnaisse
134	213223	7936660	Goiandira W	gnaisse	172	219846	7932658	Goiandira E	gnaisse	210	220207	7944043	Monte Carmelo	anfibolito
135	211352	7937267	Goiandira W	gnaisse	173	219946	7932743	Goiandira E	gnaisse	211	219946	7944723	Monte Carmelo	gnaisse
136	211658	7937264	Goiandira W	anfibolito	174	220065	7932607	Grupo Araxá	xisto	212	220663	7945562	Monte Carmelo	gnaisse
137	211987	7937160	Goiandira W	gnaisse	175	219964	7932597	Grupo Araxá	xisto	213	217056	7930383	Goiandira E	gnaisse
138	212376	7937236	Goiandira W	gnaisse	176	219623	7932153	Goiandira E	granito	214	217241	7930472	Goiandira E	gnaisse
139	212491	7937388	Goiandira W	gnaisse	177	219714	7931945	Goiandira E	gnaisse	215	217418	7930405	Goiandira E	gnaisse
140	212766	7937706	Goiandira W	anfibolito	178	219588	7931682	Goiandira E	gnaisse	216	217486	7930441	Goiandira E	gnaisse
141	212841	7937635	Goiandira W	gnaisse	179	219611	7931640	Goiandira E	gnaisse	217	217657	7930408	Goiandira E	gnaisse
142	213077	7937262	Goiandira W	gnaisse	180	219668	7931619	Goiandira E	gnaisse	218	218134	7930446	Goiandira E	gnaisse
143	213256	7937059	Goiandira W	gnaisse	181	219748	7931583	Goiandira E	gnaisse	219	218222	7930589	Goiandira E	gnaisse
144	212744	7935663	Goiandira W	anfibolito	182	219847	7931615	Goiandira E	gnaisse	220	218281	7930452	Goiandira E	gnaisse
145	212099	7934787	Goiandira W	anfibolito	183	220033	7931538	Goiandira E	gnaisse	221	218409	7930062	Grupo Araxá	xisto
146	212050	7934558	Goiandira W	gnaisse	184	220101	7931478	Grupo Araxá	xisto	222	218552	7930071	Grupo Araxá	xisto
147	212234	7934174	Goiandira W	gnaisse	185	220229	7931417	Grupo Araxá	anfibolito	223	218384	7929881	Goiandira E	gnaisse
148	212342	7934062	Goiandira W	gnaisse	186	220200	7931530	Grupo Araxá	xisto	224	218112	7929946	Goiandira E	gnaisse
149	212626	7933627	Goiandira W	gnaisse	187	220596	7932533	Grupo Araxá	xisto	225	217920	7930154	Goiandira E	gnaisse

Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA	Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA	Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA
226	221914	7929122	Grupo Araxá	metaultramáfica	265	217120	7929134	Grupo Araxá	xisto	304	217199	7938772	Grupo Araxá	xisto
227	222231	7929144	Grupo Araxá	metaultramáfica	266	215974	7929393	Goiandira E	gnaisse	305	217148	7938562	Grupo Araxá	xisto
228	221415	7943515	Monte Carmelo	gnaisse	267	216061	7929392	Goiandira E	gnaisse	306	217183	7938288	Grupo Araxá	xisto
229	217386	7931103	Goiandira E	gnaisse	268	216108	7929405	Goiandira E	gnaisse	307	217350	7938093	Goiandira E	gnaisse
230	218169	7930942	Goiandira E	gnaisse	269	216307	7929197	Grupo Araxá	metaultramáfica	308	217384	7938139	Goiandira E	anfibolito
231	218147	7930807	Goiandira E	gnaisse	270	215682	7928001	Goiandira E	gnaisse	309	217530	7938231	Goiandira E	gnaisse
233	218476	7930886	Goiandira E	gnaisse	272	215917	7928034	Goiandira E	gnaisse	311	217738	7938580	Goiandira E	gnaisse
234	218422	7930807	Goiandira E	gnaisse	273	215937	7928073	Goiandira E	gnaisse	312	217827	7938697	Goiandira E	anfibolito
235	218373	7930767	Goiandira E	gnaisse	274	216040	7928204	Grupo Araxá	anfibolito	313	220725	7942267	Goiandira E	gnaisse
236	218536	7930788	Goiandira E	gnaisse	275	216200	7928226	Grupo Araxá	metaultramáfica	314	221505	7941654	Goiandira E	gnaisse
237	218890	7930608	Goiandira E	gnaisse	276	216274	7928362	Grupo Araxá	metaultramáfica	315	221199	7941678	Goiandira E	gnaisse
238	219028	7930758	Goiandira E	anfibolito	277	216289	7928376	Grupo Araxá	xisto	316	221120	7941706	Goiandira E	gnaisse
239	219219	7930707	Grupo Araxá	turmalinito	278	216361	7928586	Grupo Araxá	xisto	317	221053	7941702	Goiandira E	gnaisse
240	219340	7930754	Grupo Araxá	xisto	279	216336	7928673	Grupo Araxá	anfibolito	318	212233	7945469	Goiandira E	gnaisse
241	219543	7930555	Grupo Araxá	xisto	280	216360	7928753	Grupo Araxá	xisto	319	211801	7945147	Goiandira E	gnaisse
242	219630	7930451	Grupo Araxá	anfibolito	281	220977	7932810	Grupo Araxá	xisto	320	212395	7945293	Grupo Araxá	metaultramáfica
243	219675	7930411	Goiandira E	gnaisse	282	221736	7931477	Grupo Araxá	xisto	321	212244	7945151	Grupo Araxá	metaultramáfica
244	219448	7930638	Grupo Araxá	xisto	283	220768	7938027	Grupo Araxá	xisto	322	212253	7945082	Goiandira E	gnaisse
245	218200	7931146	Goiandira E	gnaisse	284	220439	7938871	Grupo Araxá	xisto	323	212284	7944962	Grupo Araxá	metaultramáfica
246	217933	7926976	Grupo Araxá	xisto	285	220240	7937905	Grupo Araxá	metaultramáfica	324	212373	7944846	Goiandira E	gnaisse
247	217813	7926839	Grupo Araxá	xisto	286	220102	7937982	Grupo Araxá	metaultramáfica	325	212883	7945661	Grupo Araxá	xisto
248	217158	7928630	Grupo Araxá	metaultramáfica	287	220113	7938009	Grupo Araxá	xisto	326	212832	7945574	Grupo Araxá	metaultramáfica
249	217161	7928728	Grupo Araxá	metaultramáfica	288	220081	7937825	Grupo Araxá	metaultramáfica	327	216538	7927577	Grupo Araxá	xisto
250	217153	7928788	Grupo Araxá	metaultramáfica	289	220028	7937820	Grupo Araxá	xisto	328	216489	7927581	Goiandira E	anfibolito
251	217125	7928862	Grupo Araxá	anfibolito	290	219800	7937702	Grupo Araxá	xisto	329	216403	7927632	Goiandira E	gnaisse
252	217050	7928923	Grupo Araxá	xisto	291	219556	7937783	Grupo Araxá	metaultramáfica	330	216136	7927687	G. Estrela do S	granito
253	216971	7928941	Grupo Araxá	anfibolito	292	219543	7937573	Grupo Araxá	metaultramáfica	331	216291	7927887	G. Estrela do S	granito
254	216910	7928979	Grupo Araxá	metaultramáfica	293	218740	7938562	Grupo Araxá	xisto	332	216394	7927887	Grupo Araxá	xisto
255	216973	7929170	Grupo Araxá	metaultramáfica	294	218679	7938419	Grupo Araxá	metaultramáfica	333	216312	7927972	Grupo Araxá	xisto
256	216683	7929160	Grupo Araxá	metaultramáfica	295	218568	7938260	Grupo Araxá	xisto	334	216217	7927986	G. Estrela do S	granito
257	216582	7929090	Grupo Araxá	metaultramáfica	296	218343	7937847	Grupo Araxá	xisto	335	216102	7928008	G. Estrela do S	granito
258	216462	7929115	Grupo Araxá	xisto	297	217941	7937750	Goiandira E	gnaisse	336	221933	7932942	Grupo Araxá	metaultramáfica
259	216568	7929227	Grupo Araxá	metaultramáfica	298	217780	7937495	Grupo Araxá	anfibolito	337	221909	7933021	Grupo Araxá	metaultramáfica
260	216524	7929336	Grupo Araxá	metaultramáfica	299	217678	7937439	Goiandira E	gnaisse	338	221884	7933086	Grupo Araxá	metaultramáfica
261	216548	7929665	Grupo Araxá	metaultramáfica	300	217611	7937488	Goiandira E	gnaisse	339	221555	7933143	Grupo Araxá	xisto
262	216629	7929764	Grupo Araxá	xisto	301	217340	7937795	Goiandira E	gnaisse	340	221506	7933173	Grupo Araxá	metaultramáfica
263	217186	7929595	Grupo Araxá	metaultramáfica	302	217337	7939038	Grupo Araxá	xisto	341	221989	7932526	Grupo Araxá	turmalinito
264	217154	7929350	Grupo Araxá	anfibolito	303	217375	7938937	Grupo Araxá	xisto	342	222669	7932988	Grupo Araxá	xisto

Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA	Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA	Pt	Х	Y	UNIDADE	LITOLOGIA
343	222728	7933008	Grupo Araxá	metaultramáfica	383	215575	7939166	Goiandira E	gnaisse	422	218012	7935728	Goiandira E	gnaisse
344	222849	7932972	Grupo Araxá	metaultramáfica	384	215417	7939155	Goiandira E	gnaisse	423	213495	7929147	Goiandira E	gnaisse
345	222920	7932990	Grupo Araxá	metaultramáfica	385	215394	7939125	Goiandira E	gnaisse	424	213395	7931009	Goiandira E	anfibolito
346	223231	7933284	Grupo Araxá	anfibolito	386	215178	7938957	Goiandira W	gnaisse	425	213495	7932671	Goiandira W	gnaisse
347	223378	7933370	Grupo Araxá	metaultramáfica	387	215074	7938990	Goiandira W	gnaisse	426	213632	7931452	Goiandira E	quartzito
348	223532	7933475	Grupo Araxá	metaultramáfica	388	215070	7938822	Grupo Araxá	xisto	427	214368	7931415	Goiandira E	quartzito
349	222578	7935497	Grupo Araxá	solo	389	215455	7938724	Grupo Araxá	xisto	428	213745	7931133	Goiandira E	gnaisse
350	222321	7934917	Grupo Araxá	solo	390	215516	7938659	Grupo Araxá	metaultramáfica	429	220295	7927909	Fm.Botucatu	arenito
351	222789	7936644	Grupo Araxá	xisto	391	215698	7938702	Grupo Araxá	xisto	430	220227	7928095	Grupo Araxá	xisto
352	224827	7936283	Grupo Araxá	xisto	392	220093	7943230	Grupo Araxá	xisto	431	220202	7928335	Grupo Araxá	xisto
353	224413	7936522	Grupo Araxá	xisto	393	220053	7943286	Grupo Araxá	xisto	432	220180	7928416	Grupo Araxá	anfibolito
354	223014	7941126	Grupo Araxá	xisto	394	220009	7943307	Grupo Araxá	xisto	433	220152	7928524	Grupo Araxá	pegmatito
355	219384	7943300	Grupo Araxá	xisto	395	219971	7944491	Monte Carmelo	gnaisse	434	220156	7928549	Grupo Araxá	anfibolito
356	219413	7943372	Grupo Araxá	metaultramáfica	396	219813	7944405	Monte Carmelo	anfibolito	435	220145	7928573	Grupo Araxá	pegmatito
357	219395	7943444	Grupo Araxá	metaultramáfica	397	219766	7944356	Monte Carmelo	gnaisse	436	220080	7928646	Grupo Araxá	xisto
358	219412	7943525	Grupo Araxá	metaultramáfica	398	219684	7944319	Monte Carmelo	gnaisse	437	220026	7928836	Grupo Araxá	metaultramáfica
359	219405	7943547	Monte Carmelo	pegmatito	399	219626	7944280	Monte Carmelo	gnaisse	438	219965	7928888	Grupo Araxá	anfibolito
360	219408	7943629	Grupo Araxá	xisto	400	220432	7945263	Monte Carmelo	gnaisse	439	219895	7928950	Grupo Araxá	pegmatito
361	219432	7943634	Monte Carmelo	gnaisse	401	220718	7945742	Monte Carmelo	gnaisse	440	219931	7928808	Grupo Araxá	xisto
363	219044	7943600	Grupo Araxá	xisto	403	216316	7934101	Goiandira E	gnaisse	442	220072	7928447	Grupo Araxá	xisto
364	219061	7943607	Grupo Araxá	anfibolito	404	217386	7934030	Fm.Botucatu	arenito	443	220085	7928015	Grupo Araxá	xisto
366	219127	7943734	Monte Carmelo	pegmatito	405	217707	7933579	Fm.Botucatu	arenito					
367	219048	7943894	Grupo Araxá	metaultramáfica	406	218921	7933281	Goiandira E	quartzito					
368	219063	7944018	Monte Carmelo	gnaisse	407	219299	7934972	Goiandira E	gnaisse					
369	219271	7944103	Grupo Araxá	metaultramáfica	408	219197	7935097	Goiandira E	gnaisse					
370	219174	7944149	Grupo Araxá	pegmatito	409	219057	7935286	Goiandira E	gnaisse					
371	218942	7944312	Grupo Araxá	xisto	410	218917	7935624	Goiandira E	gnaisse					
372	218754	7943991	Grupo Araxá	xisto	411	218259	7935583	Goiandira E	gnaisse					
373	218739	7943679	Grupo Araxá	xisto	412	217998	7935387	Goiandira E	pegmatito					
374	225413	7944719	Monte Carmelo	gnaisse	413	217985	7935250	Goiandira E	anfibolito					
375	216161	7938848	Grupo Araxá	xisto	414	218085	7935120	Goiandira E	quartzito					
376	216019	7939191	Goiandira E	gnaisse	415	217884	7935512	Goiandira E	anfibolito					
377	216050	7939207	Goiandira E	gnaisse	416	217855	7935613	Goiandira E	anfibolito					
378	215976	7939235	Goiandira E	quartzo actinolita	417	217773	7935701	Goiandira E	anfibolito					
379	215904	7939280	Goiandira E	quartzo actinolita	418	217562	7935613	Goiandira E	gnaisse					
380	215840	7939343	Goiandira E	quartzo actinolita	419	217470	7935686	Goiandira E	gnaisse					
381	215781	7939201	Goiandira E	quartzo actinolita	420	217383	7935795	Goiandira E	anfibolito					
382	215670	7939122	Grupo Araxá	anfibolito	421	217359	7935900	Goiandira E	anfibolito					