

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro (SP)

**CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA DO GREENSTONE
BELT DE GUARINOS-GO**

FILIFE GOULART LIMA

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

Monografia apresentada à Comissão do Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, como parte das exigências para o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no ano letivo de 2011”

Rio Claro – SP
2011

Filipe Goulart Lima

Caracterização Metamórfica do Greenstone Belt de Guarinos-GO

Monografia apresentada à Comissão do Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, como parte das exigências para o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no ano letivo de 2011”

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

Rio Claro-SP
2011

552.4 Lima, Filipe Goulart
L732c Caracterização metamórfica do Grennstone Belt de
Guarinos - GO / Filipe Goulart Lima. - Rio Claro : [s.n.],
2011
95 f. : il., figs., quadros, fots., mapas

Trabalho de conclusão de curso (bacharelado - Geologia) -
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Biociências de
Rio Claro

Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões

1. Rochas metamórficas. 2. Paragênese. 3. Fácies
anfíbolito. 4. Fácies xisto verde. I. Título.

Filipe Goulart Lima

Caracterização Metamórfica do Greenstone Belt de Guarinos-GO

Monografia apresentada à Comissão do Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, como parte das exigências para o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no ano letivo de 2011”

Comissão Examinadora

Luiz Sérgio Amarante Simões, Prof. Dr. da UNESP

Antenor Zanardo, Prof. Dr. da UNESP

George Luiz Luvizotto, Prof. Dr. da UNESP

Rio Claro, SP ____ de _____ de _____

Dedico esse trabalho a Deus e aos meus irmãos em Cristo.

AGRADECIMENTO

Agradeço primeiramente a Deus por me capacitar para esse trabalho e por me dar paz e força nos momentos difíceis.

Aos meus pais Almir e Dalva que me ensinaram os valores que orientam minha vida. Aos meus irmãos mais velhos Ana Paula e Marcos que me mostraram a importância desses valores.

Ao casal Idalmar e Luciene que me acolheram durante os quatro primeiros anos da universidade como um filho e me ensinaram como tal.

Ao professor Dr. Luiz Simões que me orientou na elaboração desse trabalho e nos cinco anos em que cursei Geologia na Unesp.

Ao mais novo mestre Alex Joaquim Choupina Andrade Silva que gentilmente cedeu os dados de seu trabalho, que foram essenciais para elaboração do presente trabalho.

Ao professor Dr. Antenor Zanardo pelo grande apoio nas descrições e interpretações petrográficas.

A empresa Yamana Gold Inc. que disponibilizou recursos para que os trabalhos em Goiás fossem desenvolvidos.

A Marcia pelo companheirismo, carinho e compreensão nos momentos mais críticos, e também aturar minhas murmurações.

Aos meus colegas de turma que me ajudaram diretamente e indiretamente para a elaboração desse trabalho.

“Porque os atributos invisíveis de Deus, assim o seu eterno poder, como também a sua própria divindade, claramente se reconhecem, desde o princípio do mundo, sendo percebidos por meio das coisas que foram criadas [...]”.

Romanos, capítulo 1, versículo 20.

RESUMO

A área de estudo compreende o Greenstone Belt de Guarinos que se localiza na porção centro-noroeste do Estado de Goiás e possui uma dimensão aproximada de 280 km². O presente trabalho tem como principal objetivo a caracterização metamórfica do greenstone belt e a relação dos eventos tectônicos com o metamorfismo. Para a execução do trabalho foram utilizados os dados levantados na disciplina “Mapeamento Geológica de Áreas Cristalinas” do curso de Geologia da UNESP, turmas 2009 e 2010, os dados levantados por Alex Joaquim Choupina Andrade Silva em sua tese de mestrado e as informações coletadas em campo na área de estudo. Essa compilação de dados forneceu cerca de 200 lâminas delgadas que foram avaliadas, a confecção do mapa metamórfico na escala 1:125.000, e a confecção do mapa geológico do greestone belt na escala 1:125.000, baseado nos mapeamentos em escala 1:25.000 realizados pelos alunos da UNESP no mapeamento realizado por Silva (2011). A área de estudo foi dividida em dois compartimentos tectônicos em função da Zona de Cisalhamento Carroça que a atravessa longitudinalmente, com direção aproximadamente NW-SE. O compartimento oeste é limitado por complexos granito-gnáissicos e pelo compartimento leste, mostra-se mais espessa ao sul e estreita-se gradualmente em direção ao norte e sua estruturação é tida, em geral, como uma grande monoclinial com direção NW-SE com caimento para SW, desta maneira seu empilhamento foi considerado como um pacote de rochas metaultramáficas na base e metamáficas no topo, sotoposto por um segundo pacote, em contato tectônico, que é composto por rochas metassedimentares químicas e detríticas. O compartimento leste é representado pela intrusão de um grande corpo granítico circundado por anfíbolitos e metassedimentos, é limitado a leste por um dos complexos granítico-gnáissicos através de falha de empurrão, e a oeste é pelo compartimento oeste. A estruturação do compartimento é entendida como uma grande antifforma com eixo orientado aproximadamente para NW-SE. A caracterização metamórfica mostrou que o principal evento metamórfico é contemporâneo à deformação principal (Dn), e as condições de temperatura e pressão aumentam de sul, para fácies xisto verde inferior para norte, fácies anfíbolito inferior a médio. Também foi apresentado o fato que o Domínio W possui condições de T inferior em relação ao Domínio E, essa diferença é causada pela Zona de Cisalhamento Carroça, que trunca as isógrada metamórficas de mais alta temperatura provenientes da intrusão. É identificado também o retrometamorfismo referente ao metamorfismo principal, e que ocorrem mais dois eventos metamórficos, um pré-Dn e outro pós-Dn.

Palavras-chave: Greenstone Belt de Guarinos. Metamorfismo. Paragêneses.

ABSTRACT.

The study area comprises Guarinos Greenstone Belt which is located in the central-west state of Goiás and has an approximate size of 280 km². The present work has as main objective to characterize the metamorphism of the greenstone belt and the relationship between the tectonic events and the metamorphism. For the execution of the work we used data collected in the course "Geological Mapping of Crystalline Area" of the geology course of UNESP, classes 2009 and 2010, the data collected by Alex Choupina Joaquim Andrade Silva in his master's thesis and the information collected in field in the study area. This compilation of data allows approximately 200 thin sections have been evaluated and allowed the construction of the metamorphic map in scale 1:125.000, also allowed the preparation of the geological map in scale 1:125.000 greestone belt, based on 1:25.000 scale maps performed by students of UNESP and the mapping conducted by Silva (2011). The study area was divided into two tectonic compartments depending on the Shear Zone Engenho Velho that longitudinally crosses study area, with direction approximately NW-SE. The west compartment is bordered by granite-gneiss complex and the east compartment, seems thicker to the south and narrows gradually towards the north and its structure is seen in general as a great monoclinial with NW-SE direction with trim to SW, this way your stack was considered as a package of rocks at the base and metaultramafic metamafic the top, with a second package in tectonic contact, which is composed of detrital and chemical metasedimentary rocks. The east compartment is represented by the intrusion of a large granitic body surrounded by amphibolites and metasediments, is bounded on the east by a granite-gneiss complexes through thrust fault, and is bounded on the west by the other compartment. The structure of the compartment is seen as a major axis oriented roughly anti-form with a NW-SE. The characterization showed that the main metamorphic event is contemporaneous with the main deformation (Dn), and the conditions of temperature and pressure increase in the south, lower greenschist facies to the north, lower to medium amphibolite facies. Also presented was the fact that the Domain W has lower T conditions in relation to the Domain E, and this difference is caused by the Shear Zone Engenho Velho, which truncates the high-temperature metamorphic isograds from intrusion. Also identified the retrometamorphism from the main metamorphism, and that occurred two metamorphic events, one pre-Dn and one post-Dn.

Keywords: Guarinos Greenstone Belt. Metamorphism. Paragenesis.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	10
1.1	Localização e vias de acesso	10
1.2	Geomorfologia , Clima e Vegetação	11
2	OBJETIVOS	12
3	métodos e etapas e trabalho.....	13
3.1	Levantamento Bibliográfico.....	13
3.2	Trabalho de Campo	13
3.3	Análise Petrográfica	13
3.4	Tratamento e Interpretação dos Dados	14
3.5	Confecção do Mapa Geológico.....	15
3.6	Relatório Final.....	15
4	GEOLOGIA REGIONAL.....	16
4.1	Contexto Geotectônico.....	16
4.2	Principais Unidades Regionais	18
4.2.1	Complexo Caiamar	18
4.2.2	Bloco Moquém.....	19
4.2.3	Trondhjemito Santo Antônio	20
4.2.4	Grupo Guarinos	20
4.2.5	Grupo Araxá.....	22
4.3	Contexto Estrutural.....	22
4.4	Metamorfismo	25
5	RESULTADOS OBTIDOS	27
5.1	Estratigrafia e Litologia	27
5.1.1	Complexos Graníticos-Gnáissicos	28
5.1.2	Greenstone Belt de Guarinos	36
5.2	Geologia Estrutural	50
5.2.1	Fases de Deformação	51
5.3	Metamorfismo	57
5.3.1	Paragêneses Mineralis e Fácies Metamórficas.....	58
5.3.2	Condições de Temperatura e Pressão.....	62
5.3.3	Retrometamorfismo	68
5.3.4	Comparação Entre os Domínios	68
5.3.5	Metamorfismo e Deformação	69

6	DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES	72
7	CONCLUSÕES	75
8	BIBLIOGRAFIA.....	77
	APÊNDICE I MAPA GEOLÓGICO.....	79
	APÊNDICE II MAPA METAMÓRFICO.....	80
	APÊNDICE III MAPA DE LÂMINAS E PONTOS	81
	APÊNDICE IV LÂMINAS CATALOGADAS	82
	ANEXO I ARTIGO SOBRE A ABREVIÇÃO DOS MINERAIS.....	83

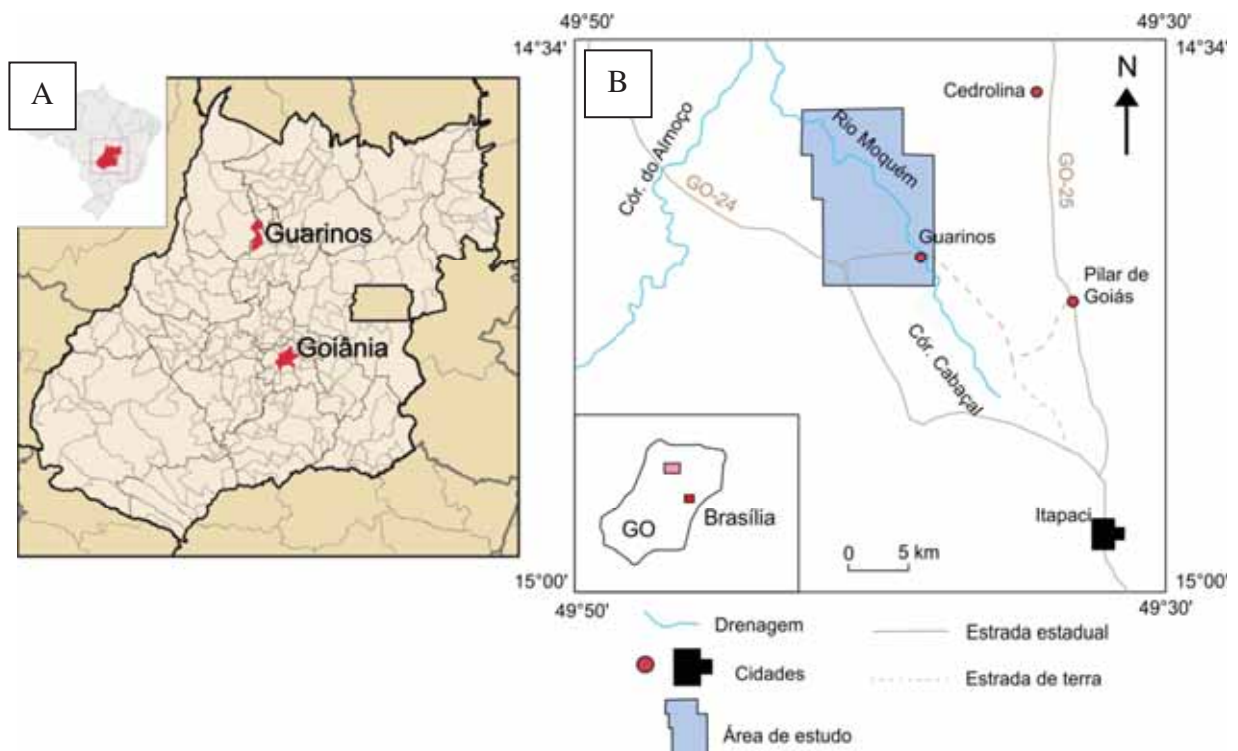
INTRODUÇÃO

1.1 Localização e vias de acesso

A área de estudo se situa na região centro-noroeste do estado de Goiás (Figura 1.1) dentro dos limites do município de Guarinos a 270 km de Goiânia. Ela se inicia a 3 km ao sul de Guarinos e se estende até 13 km ao norte (Figura 1.1-B), possui uma área de aproximadamente 280 km².

O acesso à área pode ser feito partindo-se de Goiânia através da rodovia estadual GO-080, seguindo-se pela rodovia federal BR-153, a partir da rodovia segue-se tanto pela rodovia estadual GO-336, como pela GO-154. Após a rodovia estadual o restante do percurso para Guarinos é realizado por estrada de terra.

Figura 2.1 - A) Mapa do Estado de Goiás localizando o município de Guarinos; B) Localização da área de estudo



Fonte: A) www.wikipedia.com.br – acessado em 11/08/2011; B) Pulz (1990).

1.2 Geomorfologia , Clima e Vegetação

A área de estudo apresenta um relevo que possui uma grande variação em sua amplitude. Na borda leste encontram-se as maiores cotas que estão na ordem de 600 a 800 metros devido à presença do complexo granítico-gnáissico Bloco Moquéim que sustenta o relevo. Na porção central as cotas variam de 420 a 600 metros, o relevo é marcado por cristas e morrotes alongados, vales e grotas comumente incisos e profundos e também pelas planícies aluvias dos rios da região. Os principais rios da região são os rios Moquéim e Cabaçal.

O clima é representado por elevadas temperaturas e umidade relativamente baixa, o período de chuvas se concentra entre os meses de outubro e fevereiro.

O cerrado é o tipo de vegetação que predomina em toda área, em porções mais elevadas do terreno é representado por árvores espaçadas de pequeno e médio porte, com caules espessos e espinhosos, também estão presentes gramíneas rasteiras. Próximo às drenagens e nas planícies aluviais a vegetação torna-se mais densa, também em algumas encostas há a presença de pastos para criação de gado.

2 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como principal objetivo a caracterização do metamorfismo do Greenstone Belt de Guarinos (GBG), compreendendo de que maneira a variação do metamorfismo se comporta e sua relação com eventos tectônicos que afetaram a região.

3 MÉTODOS E ETAPAS E TRABALHO

3.1 Levantamento Bibliográfico

O levantamento das bibliografias referentes à área de estudo, como materiais disponíveis no acervo da biblioteca da UNESP - Rio Claro, e artigos científicos provenientes de base de dados online. Os dados gerados pela disciplina “Mapeamento Geológica de Áreas Cristalinas” (Geologia de Campo 2) do curso de Geologia da UNESP, no ano de 2009 e 2010, também foram utilizados.

As bibliografias foram utilizadas para desenvolver embasamento teórico necessário para a realização do trabalho, fornecendo informações de como interpretar as paragêneses que serão encontradas e seus significados na evolução do *greenstone*. Também as informações sobre a geologia regional da área.

A disciplina Geologia de Campo 2 forneceu o material necessário para determinar alvos para o trabalho de campo, como um mapa geológico prévio, imagens de satélites e bases topográficas. As lâminas confeccionadas durante a disciplina também estavam disponíveis, tal material foi essencial para ajudar no entendimento metamorfismo da área.

3.2 Trabalho de Campo

O trabalho de campo teve o apoio logístico fornecido pela empresa Yamana Gold Inc., ele foi realizado a fim de aprimorar o entendimento dos litotipos e da estratigrafia da área, adquirida através do levantamento bibliográfico, e para coletar amostras adicionais para análises petrográficas.

3.3 Análise Petrográfica

Os estudos petrográficos foram realizados através de análises de amostras de mão e lâminas delgadas, no Laboratório de Microscopia do DPM – UNESP. Esses estudos tiveram como objetivo caracterizar os litotipos presentes na área e principalmente reconhecer as paragêneses minerais existentes e as feições texturais referentes ao metamorfismo. Também visaram a análise microtectônica, para correlacionar relacionar as paragêneses com as fases de deformação.

Foram reavaliadas as lâminas confeccionadas na disciplina Geologia de Campo 2 (2009 e 2010), cerca de 186 lâminas, com um foco voltado para o metamorfismo, também foram analisadas as lâminas das amostras adquiridas dos testemunhos CA-12, CA-21, CA-30, CA-53, GC-7, GC-8, GC-11, GN-3, ML-4, GN-1, presente no Projeto Caiamar, que compreendem 17 lâminas, e por fim as descrições petrográficas cedidas por Silva (2011). Essa etapa foi essencial para o reconhecimento das paragêneses minerais que indicam o grau metamórfico, para uma determinada composição de rochas.

3.4 Tratamento e Interpretação dos Dados

O tratamento e a interpretação das informações adquiridas pelas atividades do trabalho, a fim de organizá-las de maneira lógica e compreensível para se chegar a uma conclusão em relação aos objetivos propostos. Essas informações foram organizadas na forma de textos, tabelas e mapas.

Nas análises petrográficas a mineralogia e a paragênese descrita de cada rocha foi avaliada com apoio de bibliografias especializadas, junto ao contexto geológico local, a fim de determinar: o protólito da rocha; o contexto em que ela se formou; os eventos tectônicos e metamórficos que a afetaram. Para catalogação das lâminas foi utilizado um padrão (Quadro 3.1), que contém as informações essenciais de cada lâmina (Apêndice IV).

Quadro 3.1 - Exemplo da tabela utilizada para catalogar as lâminas.

Identificação da Lâmina	Roxha	Paragênese	Fácies metamórfica
Id	Rocha	a + b + c	-

As observações de campo junto às informações provenientes da petrografia e do levantamento bibliográfico foram responsáveis pela elaboração do mapa geológico e do mapa metamórfico. Esses mapas foram confeccionados através do software ArcGis. Também foram catalogadas as amostras de mão recolhidas durante as etapas de campo, para serem consultadas e possivelmente utilizadas em futuros trabalhos.

3.5 Confeção do Mapa Geológico

O mapa geológico (Apêndice I) foi confeccionado com o objetivo de caracterizar os principais conjuntos de rochas encontradas na área, e correlacioná-los com estratigrafia apresentada na Geologia Regional.

O mapa foi elaborado a partir da integração dos mapas geológicos produzidos na disciplina Geologia de Campo 2 – UNESP (2010 e 2011), abrangendo a porção norte do Greenstone belt de Guarinos, e pelos mapas de Bertanha (2010) e Silva (2011), que referem-se a porção sul do greenstone belt. A articulação destas bases de dados utilizadas na cartografia geológica é mostrada no detalhe apresentado junto ao Mapa Geológico (Apêndice I).

Foram utilizados mapeamentos de detalhe nas escalas entre 1:10.000 e 1:25.000, para a elaboração do mapa. Assim a escala 1:125.000 possui uma boa precisão para os objetivos proposto.

3.6 Relatório Final

O presente relatório descreve todo trabalho realizado, contendo todas as informações adquiridas de maneira organizada, assim como as conclusões finais formuladas. O mapa geológico (Apêndice I), o mapa metamórfico (Apêndice I) e o mapa de pontos e lâminas (Apêndice III), acompanham o relatório.

4 GEOLOGIA REGIONAL

4.1 Contexto Geotectônico

A área de estudo se situa no contexto tectônico da Província do Tocantins (ALMEIDA et al., 1977 apud/ citado por QUEIROZ, 2000), a província é delimitada a leste pelo Cráton São Francisco, a sul pela Província da Mantiqueira, a sudoeste pela Bacia do Paraná, a oeste pelo Cráton Amazônico (Tapajós) , a norte pela Bacia Sedimentar do Parnaíba (Figura 4.1). Fuck (1994) subdividiu a porção oriental da província nos seguintes compartimentos tectônicos: Zona Cratônica, Faixa Brasília - Zona Externa, Faixa Brasília - Zona Interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático do Oeste de Goiás.

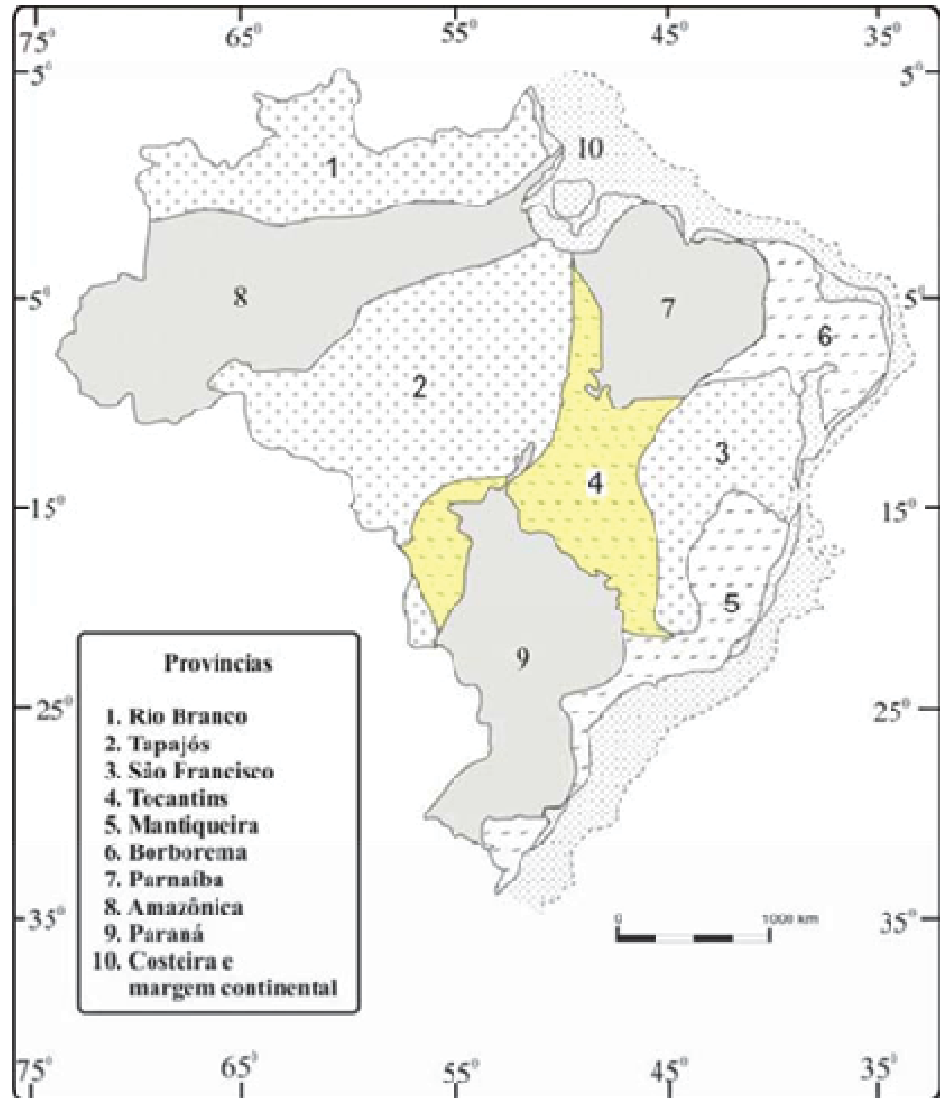
A área de estudo está inserida no Maciço de Goiás na porção onde ocorrem os terrenos granito - *greenstone belts*, que é denominada de Bloco Arqueano de Goiás. Pimentel et al. (2004) considera que o maciço é dividido nas seguintes unidades: Bloco Arqueano de Goiás; os terrenos graníticos gnáissicos da região de Almas-Dianópolis; os três grandes corpos máficos-ultramáficos denominados Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava; o Complexo Granulítico de Anápolis-Itauçu; o Arco Magmático de Goiás.

O Bloco Arqueano de Goiás que é constituído por complexos graníticos gnáissicos, 80% do volume do bloco, e por supracrustais do tipo *greenstone belt*, 20% do volume. Segundo JOST (2009) o bloco pode ser dividido em dois seguimentos, o primeiro meridional composto pelos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita e os complexos granítico-gnáissico Úva e Caiçara e o outro setentrional, composto pelos *greenstone belts* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás e os complexos granítico-gnáissicos Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina (Figura 4.2).

O *Greenstone Belt* de Guarinos se situa entre os complexos granítico-gnáissicos Moquém, leste, e Caiamar, oeste, é limitado ao norte por rochas do Neoproterozóicos através da Zona de Cisalhamento Madinópolis (JOST et al. 2001). Formações ferríferas no *greenstone belt* foram datadas através do método U-Pb LA-ICP-MS em cristais de zircão mostrando idades de 2.232 ± 36 Ma (TASSINARI et al. 2006, JOST et al. 2009).

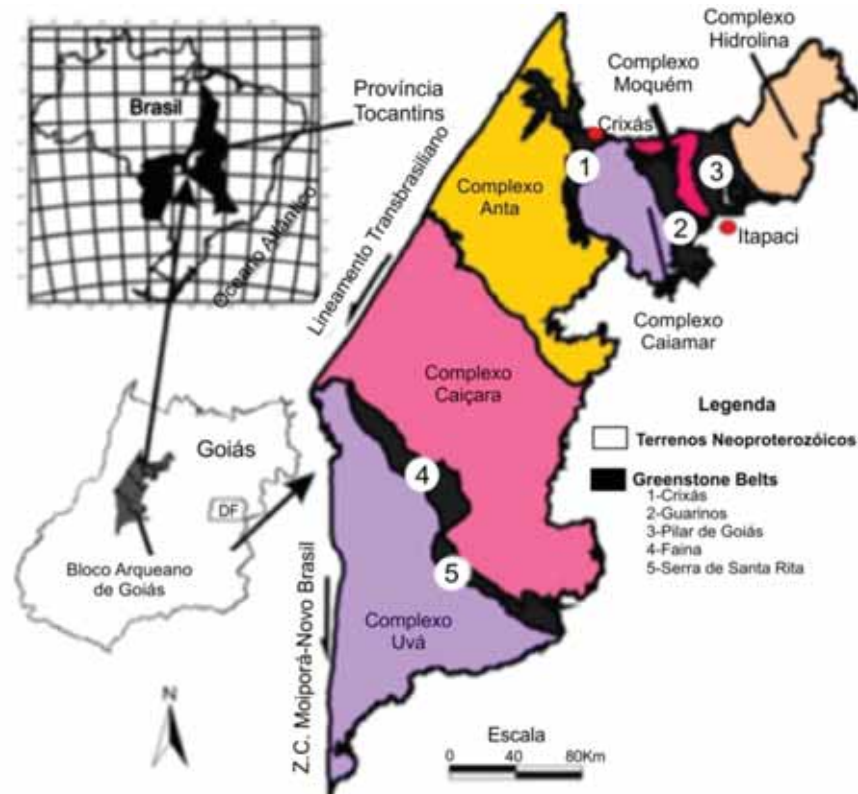
Os complexos granítico-gnáissicos Caiamar e Moquém foram datados por QUEIROZ et al., (2008) através do método SHIRIMP-U-Pb em cristais de zircão. Os gnaisses do Complexo Caiamar mostraram idades de 2844 ± 7 Ma e 2817 ± 6 Ma, e o tonalito presente na mesma mostrou idades de 2842 ± 6 Ma. No Bloco Moquém os gnaisses mostraram idades de 2711 ± 3 Ma, 2709 ± 6 Ma e 2707 ± 4 Ma.

Figura 4.1 - Mapa ilustrando as províncias estruturais do Brasil, em destaque a Província do Tocantins.



Fonte: ALMEIDA et al. (1977).

Figura 4.2 – Subdivisão do Bloco Arqueano de Goiás, em destaque o Greenstone Belt de Guarinos



Fonte: Jost (2009)

4.2 Principais Unidades Regionais

4.2.1 Complexo Caiamar

O Complexo Caiamar aflora na porção oeste da área de estudo delimitando o Greenstone Belt de Guarinos. Foi dividida por Jost (1994a) em Gnaisses Crixás Açú, Tonalito Tocambira e Gnaisses Águas Claras, nas quais ocorrem intrusões máficas anfibolitizadas nos três conjuntos. Os Gnaisses Crixás Açú são rochas de coloração cinza claro com granulação média a grossa, apresentando bandamento composicional, sua composição é tonalítica (JOST et al. 2001).

O Tonalito Tocambira é representado por rochas de coloração cinza com granulação fina a média, que localmente apresentam textura porfírica, mostra foliação paralela aos

contatos. O contato do Tonalito Tocambira com gnaisses do Complexo Caiamar, é através de falha e o contato com os greenstone belts de Crixás e Guarinos é intrusivo (JOST et al., 2001).

Os Gnaisses Águas Claras são representado por rochas de coloração cinza amarelada, mesocráticas, com granulação média a grossa, mostram um leve bandamento (QUEIROZ et al., 2008).

As intrusões máficas apresentam-se na forma de diques tanto nos gnaisses Crixás Açú e Águas Claras como no Tonalito Tocambira, são representadas por rochas de coloração verde escura a preta com granulação fina a média, mostram bandamento e foliação. A orientação dos corpos é paralela a direção do bandamento dos gnaisses.

4.2.2 Bloco Moquém

O Bloco Moquém ocorre na porção leste da área de estudo e semelhantemente ao Complexo Caiamar que delimita o *greenstone belt*, constituído por gnaisses de composições granodiorítica e tonalítica, stocks tonalíticos, intrusões máficas e ultramáficas. Segundo Jost et al., (2001) os gnaisses granodioríticos são leucocráticos com granulação média a grossa, mostram bandamento composicional, foliação e lineação de estiramento, esses gnaisses contornam os gnaisses tonalíticos pelo oeste e pelo norte. Os gnaisses tonalíticos são de coloração cinza clara com granulação média a grossa, mostram foliação e um bandamento descontínuo, afloram na porção sudeste do bloco.

Os stocks tonalíticos são semelhantes aos gnaisses tonalíticos, mas apresentam uma textura maciça e uma foliação discreta. Próximo aos contatos com os gnaisses ocorre pegmatitos considerados como resultado da fusão parcial dos gnaisses durante a intrusão, nessa mesma região também podem apresentar bolsões pegmatóides que se estendem para o interior dos gnaisses (JOST et al., 2001).

As intrusões máficas e ultramáficas são representadas por enxames de diques deformados e metamorfisados, orientados segundo a direção dos gnaisses. As intrusões menores mostram uma granulação fina a média e são preferencialmente de composição máfica, já as mais extensas possuem granulação média a grossa e mostram-se preferencialmente como metagabros, e localmente metapiroxenitos (JOST et al., 2001).

4.2.3 Trondhjemito Santo Antônio

O Trondhjemito Santo Antônio (TSA) trondhjemito ocorre na porção nordeste da área de estudo. Segundo Jost et al., (2001) é representado por rochas de coloração branca a creme com granulação fina a média e apresenta-se foliado. É interpretado por Jost et al. (1995) como uma intrusão em metabasaltos, alojada no núcleo de uma dobra semi-recumbente, que ocorreu posteriormente a deformação e metamorfismo das rochas supracrustais.

4.2.4 Grupo Guarinos

As rochas que compõem o GBG (Figura 4.3) constituem o Grupo Guarinos (JOST e OLIVEIRA, 1991 apud/ citado por JOST et al., 2001) que é composto pelas formações, da base para o topo, Serra do Cotovelo, Serra Azul, São Patricinho, Aimbé e Cabaçal. No presente trabalho os litotipos mapeados foram agrupados segundo unidades descritas acima, tendo como base as características principais de cada uma, mas não são necessariamente idênticas ao que foi definido por Jost e Oliveira (1991).

A Fm. Serra do Cotovelo é representada por metakomatiitos, metabasaltos komatiíticos e localmente formações ferríferas, sendo a espessura real da formação inferior a 150 metros. Aflora na borda oeste do GBG e se estende até a porção norte truncando na Zona de Cisalhamento Madinópolis (JOST et al., 2001).

Os metakomatiitos são representados por talcos xistos de coloração verde amarelada a amarela, sua textura predominante é lepidoblástica de granulação fina, em algumas porções nematoblástica e porfiroblástica (JOST et al., 1995).

As formações ferríferas são representadas por rochas que, quando são, mostram coloração preta a marrom, caso contrário assume uma coloração mais parda ou amarela. A textura das rochas é granoblástica, normalmente poiquiloblástica, este litotipo é raro na presente unidade. A Fm. Serra do Cotovelo é tida como de origem vulcânica (JOST et al., 1995).

A Fm. Serra Azul é representada predominantemente por metabasaltos, com eventuais metabasaltos komatiíticos e formações ferríferas e manganesíferas, a espessura real estimada é de 450 metros. Faz contato a oeste com a Fm. Serra do Cotovelo através de falha, a leste faz contato como Bloco Moquéim através de falha de empurrão, e na porção central faz contato com o TSA (JOST et al., 2001).

Jost et al., (1995) mostra que os metabasaltos possuem duas variações químicas sendo uma mais pobre em MgO, aproximadamente 8%, e outra mais rica em MgO, superior a 18%. A primeira variedade é representada por rochas de coloração verde escura a clara com granulação muito fina a fina, podendo ser maciças ou orientadas, localmente é encontrada restos de almofadas e amígdalas. A segunda variedade química é classificada como metabasaltos komatíticos, tais rochas mostram coloração verde clara com granulação fina e não apresentam estruturas primárias.

As formações ferríferas apresentam textura predominantemente granoblástica, podendo mostrar porções poiquiloblástica e porfiroblástica, possuem estrutura maciça a bandada. Devida a presença das estruturas primárias, restos de almofadas, a Fm. Serra Azul é tida como de origem vulcânica (JOST et al., 1995).

Formação São Patricinho é representada por rochas metassedimentares detríticas, apresenta espessuras que variam de 30 a 100 metros e aflora de maneira descontínua na porção sul do GBG. Faz contato tectônico com a Fm. Serra Azul.

As rochas metassedimentares detríticas são representadas por clorita xistos homogêneos de granulação fina e sem estruturas primárias, e por clorita-quartzo xistos e clorita-sericita-quartzo xistos que possuem coloração verde escuro, granulação fina e laminação rítmica discreta (JOST et al., 1995).

A Fm. Aimbé é representada por formações ferríferas bandadas (BIF's), rochas metassedimentares detríticas e metahidrotermalitos. A apresenta espessura média de 70 metros e ocorre na porção sul da área fazendo contato não tectônico com as formações Serra Azul e São Patricinho (JOST et al., 1995).

Os BIF's são divididos em duas subfácies, uma basal composta por magnetita e a outra superior composta por hematita, apresentam rochas que podem ser maciças, laminadas ou bandadas. As rochas metassedimentares são raras e consistem em metaconglomerados e muscovita xistos, os metahidrotermalitos apresentam-se na forma de lentes que representam restos de condutos de exalação vulcânica, circundados por aureolas de alteração hidrotermal.

A Fm. Cabaçal é representada por rochas metassedimentares. Se divide em Membro Inferior e Membro Superior, sua espessura real estimada é de 400 metros (JOST et al., 1995). Segundo JOST et al., (2001) essa unidade é representada por uma faixa que se estende de sul para norte no GBG, e faz contato tectônico com a Fm. Serra Azul Através da Zona Falha de Engenho Velho (JOST e FORTES, 2001)

O Mb. Inferior é composto por filitos carbonosos, por vezes intercalados com BIF's e formações manganésíferas, nas porções mais inferiores ocorrem níveis de metabasaltos. A

passagem dos filitos carbonosos para a Fm. Aimbé é transicional. O Mb. Superior é composto por metassiltitos e metafolhelhos, comumente rítmicos, a proporção de níveis carbonos diminui, assim como os derrames básicos (JOST et al., 1995).

4.2.5 Grupo Araxá

O Grupo Araxá é caracterizado por metassedimentos neoproterozóicos que foram depositados em ambiente continental distal (VALERIANO et al., 2004), o contato entre a presente unidade e GBG é representado por uma zona de milonitos associados a dobras recumbentes, dobras inversas e escamas tectônicas desenvolvidas durante o Neoproterozóico (JOST et al., 1993). As rochas do Grupo Araxá afloram na porção sul da área estudada. Os metassedimentos são representados por quartzo mica xistos, quartzitos e quartzitos micáceos.

4.3 Contexto Estrutural

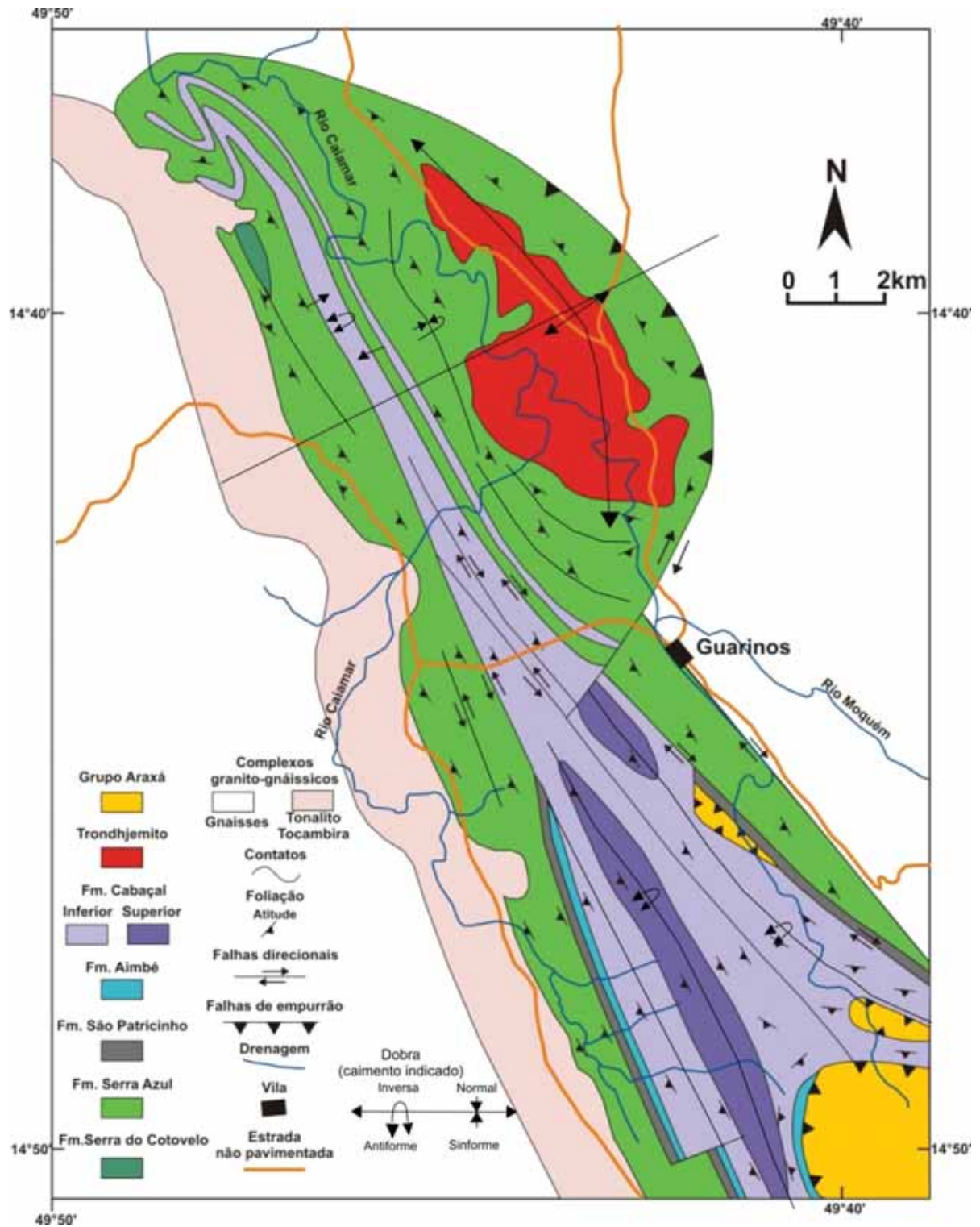
O GBG é dividido em dois grandes domínios estruturais de acordo com JOST & FORTE (2001). A divisão é feita através da Zona de Cisalhamento Engenho Velho que corta o greenstone belt longitudinalmente na porção central (Figura 4.4). Tal zona é oblíqua e dextral, entretanto o componente mergulho não é definida pelo autor. Ao sul da zona de cisalhamento, no domínio oeste, a foliação principal (Sn) é paralela ao acamamento (So) e delinea uma dobra antiformal com eixo subhorizontal NS e plano axial vertical. Na porção leste ocorre uma estrutura homoclinal com direção NS que mergulha para oeste (Figura 4.3).

Na porção norte da falha as duas estruturas infletem -se gradualmente para noroeste (Figura 4.3), e devido à zona de falha o flanco leste da antiforme adelgaça gradativamente. No domínio oeste Sn//So possui atitude média N15°W/30°SW. No domínio leste, onde se encontra o Trondhjemito Santo Antônio, Sn//So apresenta uma guirlanda com dois máximos com atitudes médias de N15°W/30°SW e N30°W/50°NW, que evidencia uma dobra com plano axial médio de N25°E, no qual o flanco oeste mergulha, com baixo ângulo, para sudoeste e o flanco leste mergulha para nordeste, também com baixo ângulo.

Jost et al. (1995) descreve, na porção norte do Greenstone Belt de Guarinos, lineações associadas ao Sn representadas por cristais de quartzo e mullions, comuns em rochas metassedimentares, elas são horizontais e apresentam caimento máximo de 15° para NNW ou SSE. Também é descrito que as falhas Dn são sempre direcionais com direção média de N10°W mergulhando para 30°SW. Apresentam lineação de estiramento associada

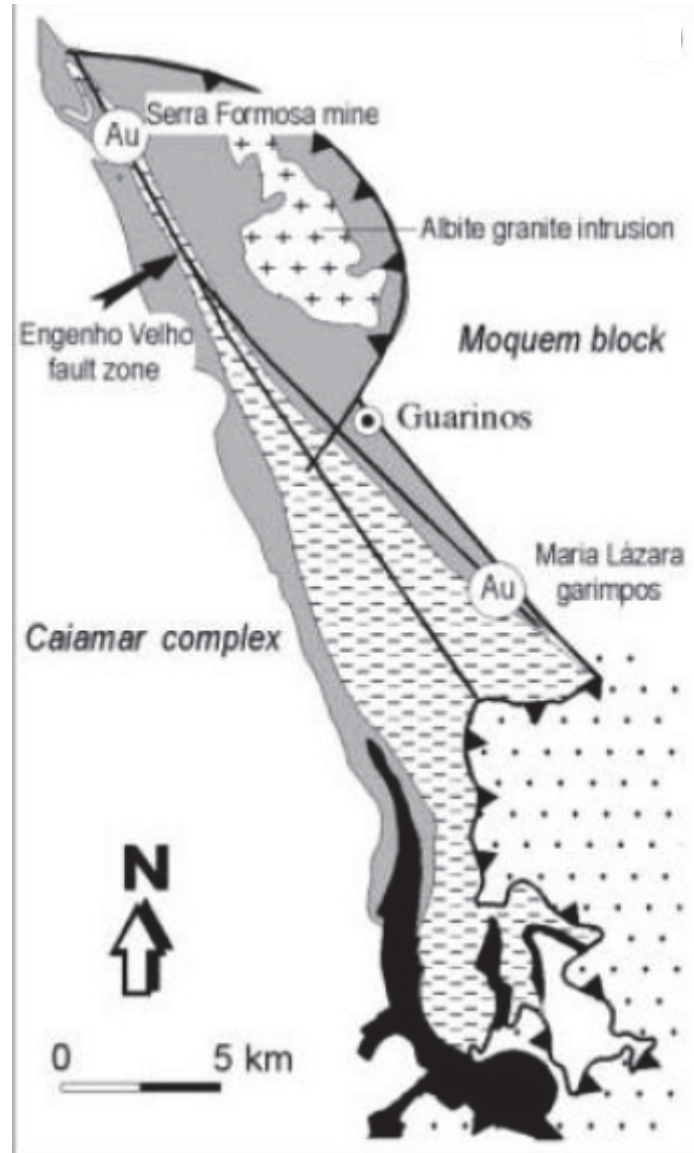
paralelamente à foliação milonítica, com caimentos para 15° NW e 15° SE. O domínio W apresenta falhas direcionais sinistras e no domínio leste são dextrais.

Figura 4.3 - Mapa Geológico do Greenstone Belt de Guarinos



Fonte: Jost et al., (1995).

Figura 4.4 - Mapa geológico do GBG, mostrando a relação da Zona de Cisalhamento Engenho com o GBG.



Fonte: Jost e Fortes (2001)

Dobras Dn+1 são descritas por Jost et al. (1995) na região norte do greenstone belt como dobras que afetam o Sn de diferentes maneiras, dependendo da região. A sudoeste da área descrita acima, o Sn descreve de oeste para o leste uma antifórme e em seguida uma sinfórme. Na porção leste a sinfórme dá lugar a uma antifórme apertada e inversa com a direção do plano axial de N15°W. Ao norte ocorrem dobras inversas e na porção nordeste o Sn//So descreve uma trajetória em torno do Trondhjemito Santo Antônio.

O S_{n+1} é marcado pela crenulação causada por D_{n+1} sobre o S_n , essa foliação mergulha para sudoeste em toda porção descrita pelo autor, com ângulos médios de 20° no S, W e N, e a E o ângulo é de 40° . A superfície axial das dobras D_{n+1} é dada pela superfície axial das crenulações que afetam S_n , principalmente em rochas metassedimentares. Comumente é observada uma lineação de intersecção entre S_{n+1} e $S_n//S_0$, lineações minerais (D_{n+1}) são representadas por agulhas de actinolita e hematitas aciculares, lineações de estiramento consistem em cristais alongados de quartzo. As lineações minerais e de estiramento possuem o mesmo mergulho dos planos axiais das dobras regionais, com caimento médio de 40° SW. Dobras D_n e D_{n+1} são coaxiais e se diferenciam pelo ângulo interflancos, sendo o ângulo da D_n mais aberto.

4.4 Metamorfismo

Jost et al., (1995) descreve paragêneses para as rochas metaultramáficas, metassedimentares e metabasaltos do GBG. Para os metabasaltos é identificado albita+epidoto+ferroactinolitas, e para as rochas metassedimentares granada+quartzo+clorita+sericita, que indicam fácies xisto verde. O autor interpreta que os equilíbrios minerais foram alcançados nas zonas da clorita, biotita e granada, entretanto não era possível determinar o gradiente metamórfico, até aquele presente momento.

Lopes (2010) descreve no extremo sul do Greenstone Belt de Guarinos uma paragênese mineral composta por clorita+cloritóide em metapelitos, que indica fácies xisto verde. O autor também identifica em rochas metabásicas fácies epidoto anfibolito através da fácies hornblenda + actinolita + albita + clorita + epidoto.

Bertanha (2010) descreve a geologia da porção norte do depósito de ouro Maria Lázara, que se situa no centro-leste do Greenstone Belt Guarinos. Para rochas metabásicas identificou as seguintes paragêneses, actinolita +epidoto \pm albita \pm clorita e hornblenda +actinolita + albita + clorita + epidoto, indicando respectivamente as fácies xisto verde e epidoto anfibolito. Também foi identificado a presença de um retrometamorfismo, evidenciado pela transformação de hornblenda em epidoto.

Na porção norte do Greenstone Belt de Guarinos, durante os trabalhos da disciplina Campo 2, do curso de geologia da Universidade Estadual Paulista (UNESP), realizado no segundo semestre de 2010, foram obtidos alguns dados importantes sobre o metamorfismo. Nas rochas metabásicas foram identificados cristais de plagioclásio com a composição de labradorita, que indica fácies anfibolito. Nos metassedimentos foram identificadas

paragêneses compostas por estaurolita e cianita, que indicam fácies anfibolito inferior a médio.

5 RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Estratigrafia e Litologia

Nesta seção serão apresentadas as unidades litoestratigráficas definidas para área e para um melhor entendimento e aproveitamento recomenda-se a sua leitura acompanhada do Mapa Geológico (Apêndice I).

Na área de estudo foram mapeados dois complexos granítico-gnáissicos que correspondem ao Bloco Moquéim e ao Complexo Caiamar, que respectivamente apresentam idades de aproximadamente 2707 ± 4 Ma a 2711 ± 3 Ma e 2817 ± 6 Ma a 2844 ± 7 Ma. Devido às suas idades arqueanas, são considerados como o embasamento do GBG. O Complexo Caiamar limita o GBG a leste e faz contato tectônico com as rochas do mesmo. O Bloco Moquéim limita o GBG a oeste e faz contato tectônico com as rochas do *greenstone belt*.

Um conjunto de rochas supracrustais composto por uma sequência de metavulcânicas máficas e ultramáficas, e por outra sequência de rochas metassedimentares de origem química e detrítica, foi considerado como a sequência meta vulcano-sedimentar do GBG. Sendo a Fm. Serra do Cotovelo e a Fm. Serra Azul correlacionadas respectivamente às rochas metaultramáficas e metamáficas. A Fm. Aimbé correlacionada a metassedimentos de origem química. A Fm. Cabaçal e a Fm. São Patricinho com metassedimentos de origem detrítica, com contribuição química. A unidade A é uma complexa sequência de tremolita xistos, talco xistos, clorita xistos e metassedimentos. Um grande corpo de ortogneisse localizado na porção nordeste da área estudo corresponde ao Trondhjemitó Santo Antônio definido por Jost et al., (1995).

A área de estudo foi dividida em dois compartimentos tectônicos em função da Zona de Cisalhamento Carroça, que atravessa o *greenstone belt* longitudinalmente, com direção aproximadamente NW-SE.

O compartimento oeste é representado em mapa, na forma de uma faixa alongada aproximadamente para NW-SE, limitada pelos complexos granito-gnáissicos e pelo compartimento leste. Mostra-se mais espessa ao sul e estreita-se gradualmente em direção ao norte. Sua estruturação é tida, em geral, como uma grande monoclinal com direção NW-SE com caimento para SW. Desta maneira o empilhamento para o, presente compartimento, pode ser entendido como um pacote de rochas metaultramáficas na base e metamáficas no topo,

sotoposto pela Unidade A, essa unidade faz contato por falha com um segundo pacote de rochas compostos da base para o topo por Fm. Cabaçal, Fm. Aimbé, Fm. São Patricinho.

O compartimento leste é representado pelo TSA circundado por anfibolitos e metassedimentos que acompanham a forma da intrusão. Ele é limitado a leste por uma falha de empurrão que faz com que o Bloco Moqué m cavalgue sobre ele, e a oeste é limitado por falha que o coloca em contato com o compartimento oeste. A estruturação do compartimento é entendida como uma grande antifforma com eixo orientado aproximadamente para NW-SE.

Metassedimentos compostos predominantemente por quartzo xistos micáceos e quartzitos foram correlacionados com o Grupo Araxá, esses metassedimentos se situam na porção sul da área estudada. O Grupo Araxá se situa estratigraficamente acima do Grupo Guarinos e o seu contato com o mesmo é tratado como uma discordância estratigráfica, pois segundo Silva (2011) não são encontradas evidências de empurrão no contato entre esses grupos.

5.1.1 Complexos Graníticos-Gnáissicos

5.1.1.1 Bloco Moqué m

O litotipo característico do Bloco Moqué m são gnaisses de composição granítica e granodiorítica que correspondem a aproximadamente 95% do volume da unidade, ocorrem associadas a esses gnaisses rochas metabásicas, $\pm 4\%$, e metaultramáficas, $<1\%$. É representado em mapa delimitando o GBG, na porção leste da área de estudo.

Geomorfologicamente o Bloco Moqué m é representado por uma extensa serra alinhada segundo NW-SE, a qual apresenta altas declividades e topo aplainado, as cotas atingem valores entre 480 e 680 metros. Próximo às drenagens ocorre o abaulamento do relevo.

Os afloramentos são encontrados comumente em cortes e leitos de drenagem, principalmente no Rio Caiamar (Figura 5.1), em encostas de morro (Figura 5.2) e na forma de blocos rolados. A dimensão dos afloramentos são métricas, que variam da ordem de 1 a 2 metros a 40 metros (Figura 5.1).

Figura 5.1 - Vista geral do afloramento de gnaiss do Bloco Moquéem no Rio Caiamar, orientado para NNW; visada oblíqua. Ponto GUN-1-71.



Fonte: GUN-1.

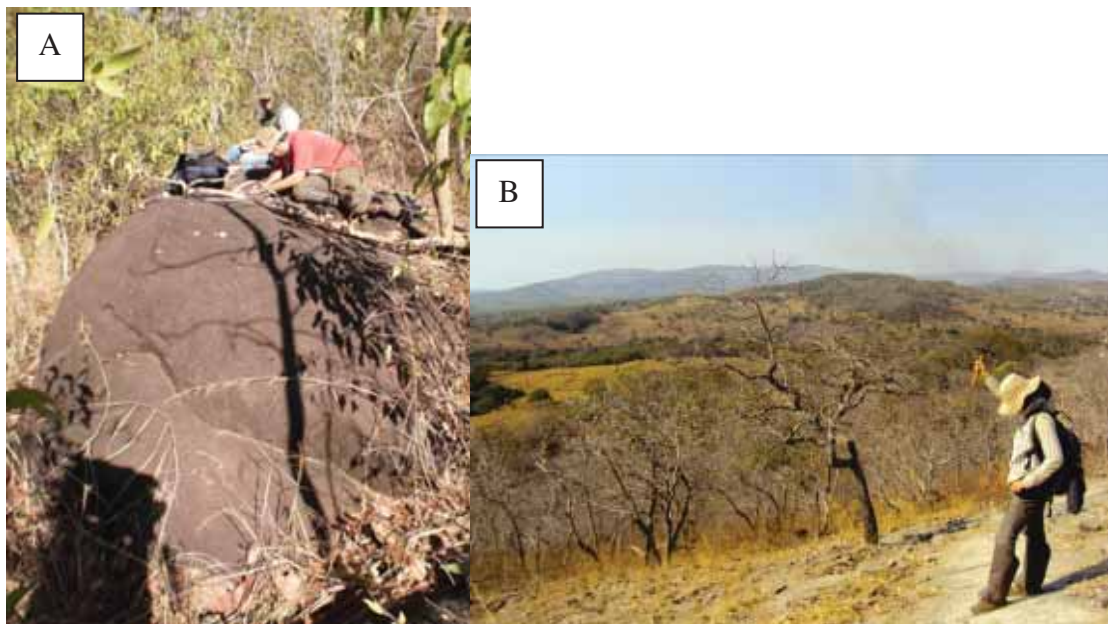
Figura 5.2 - Afloramento em encosta de crista, exibindo blocos métricos e porções aflorantes dos gnaisses do Bloco Moquéem. Ponto GUN-4-1.



Fonte: GUN-4.

O grau de intemperismo nas rochas varia de baixo a médio. A alteração dos gnaisses pode gerar uma coloração escura (Figura 5.3), os solos pertencentes a essa unidade são de coloração branca e branca acinzentada (Figura 5.3).

Figura 5.3 - A) Afloramento do gnaisse do Bloco Moquém, mostrando coloração escura devido a alteração. B) Foto mostrando o relevo e o solo típico do Bloco Moquém.



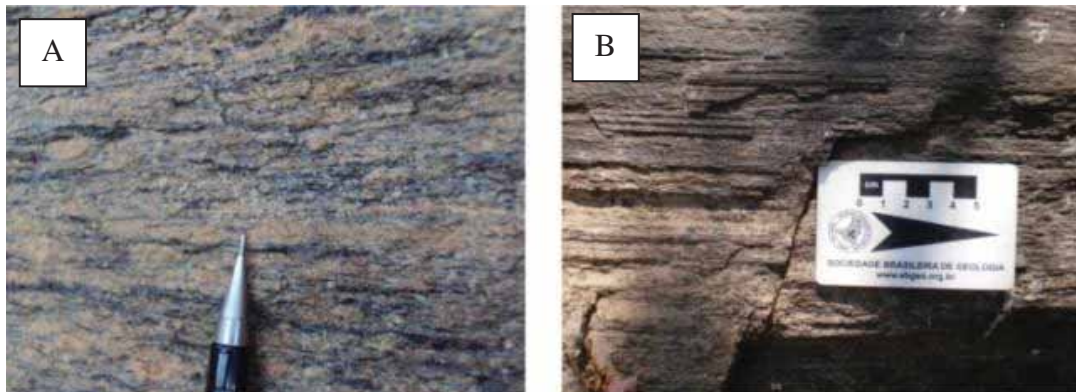
FONTE: A - GUN-1. B - GUN-2

Os gnaisses possuem coloração cinza esbranquiçada com granulação que varia de fina a média, possui estrutura bandada e foliada (Figura 5.4), e em algumas porções próximo ao contato com a Fm. Cabaçal uma mostra forte lineação (Figura 5.4). A textura é granoblástica serial, os cristais de quartzo estão alongados segundo uma direção preferencial e os cristais de biotita estão orientados segundo a mesma direção marcando a foliação principal (Figura 5.5). Foram realizadas estimativas visuais para a composição modal da rocha resultando nos seguintes valores: 30 a 40% de feldspato potássico, 30 a 35% de quartzo, 15 a 25% de plagioclásio, 5 a 10% de biotita. Ocorrem granada e titanita que podem alcançar valores de até 5%, os minerais acessórios encontrados são epidoto, alanita, zircão, clorita e apatita, todos ocorrem na proporção de traços.

As rochas metabásicas são representadas por anfibolitos que possuem a forma de corpos alongados para NE-SE e localizam-se na porção nordeste da área de estudo. Foram mapeados dois corpos alongados com aproximadamente 2 km de extensão, também ocorrem

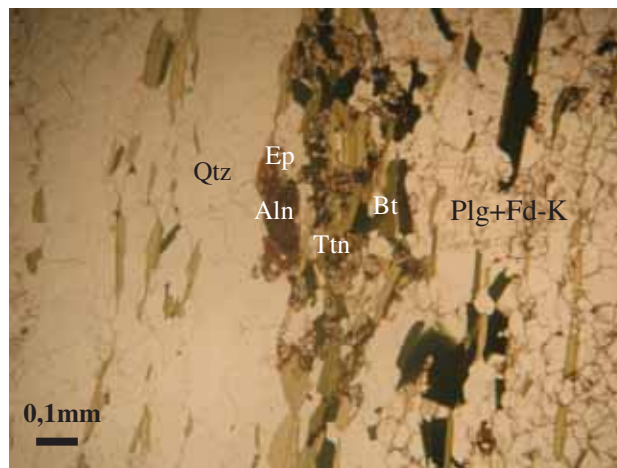
corpos de menor expressão associados a eles com dimensões entre 100 e 200 metros. Possuem coloração esverdeada e quando intemperizados adquirem coloração alaranjada. A granulação da rocha varia de fina a média e a estrutura é nitidamente anisotrópica, apresentando-se na forma de uma xistosidade (Figura 5.6). A textura é nematoblástica, a foliação é marcada pelos cristais de anfibólio que estão orientados segundo uma direção preferencial (Figura 5.6). A composição modal estimada mostra 60% de hornblenda, 30% de plagioclásio, 5% de titanita, 3 % de quartzo, 1% de opacos e granadas.

Figura 5.4 - A) Gnaiss do Bloco Moqué m mostrando coloração cinza e bandamento composicional. Ponto GUN-2-7 .B) Gnaiss do Bloco Moqué m com lineação bem marcada. Ponto GUN-1-71.



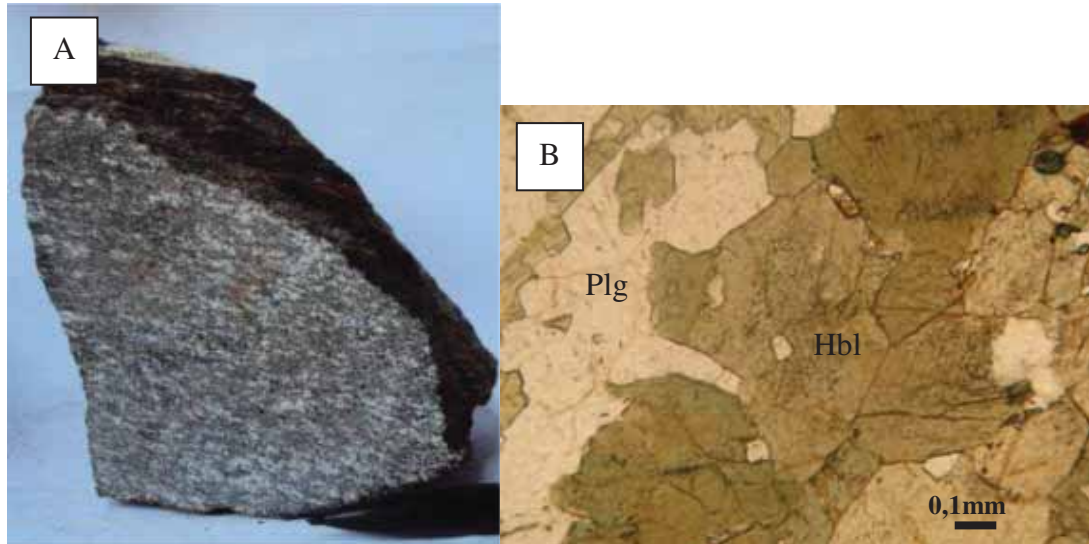
Fonte: A - GUN-2. B - GUN-1.

Figura 5.5 - Fotomicrografia do gnaiss do Bloco Moqué m , amostra GUN-2-90. A) Polarizadores descruzados. B) Polarizadores cruzados.



Fonte: GUN-2.

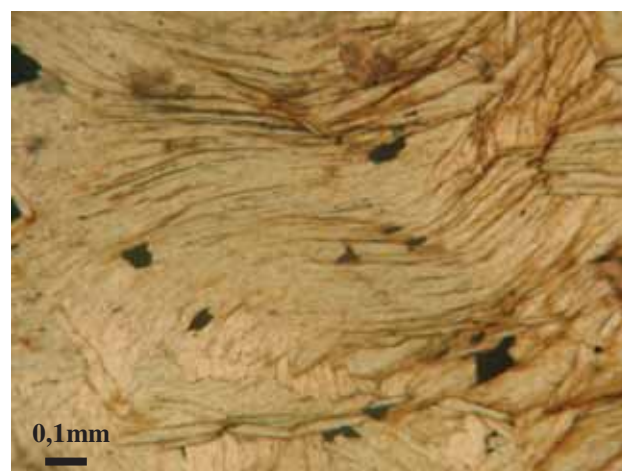
Figura 5.6 - A) Amostra serrada de um anfibolito do Bloco Moqué, amostra GUN-2-89. **B)** Fotomicrografia do anfibolito do Bloco Moqué, amostra GUN-2-89, com os polarizadores descruzados.



Fonte: GUN-2.

As rochas metaultramáficas se situam no extremo nordeste da área de estudo e são representadas por clorita xistos (Figura 5.7), apresentam-se na forma de lentes com cerca de 30 metros de largura e 450 metros de comprimento. A estimativa da composição modal resultou em 80% de clorita e 20% de magnetita.

Figura 5.7 - Fotomicrografias de clorita xisto, amostra GUN-2-96B



Fonte: GUN-2.

Tendo em vista a composição da rocha e sua estrutura/textura pode-se especular que o protólito dos gnaisses foram monzo a sieno granitos, e os anfibolitos são originados a partir de intrusões máficas.

O contato do Bloco Moquém com a Fm. Serra azul através de uma falha de empurrão, porção nordeste da área de estudo. Na porção central e sul da área de estudo faz contato com a Unidade A através da Zona de Cisalhamento Carroça. E a norte faz contato através de falha com Fm. Cabaçal.

5.1.1.2 Complexo Caiamar

O litotipo característico do Complexo Caiamar é um biotita gnaisse que correspondem a mais de 95% da unidade, também ocorrem rochas metamáficas que perfazem aproximadamente 5% da unidade. É representado em mapa delimitando o GBG, na porção oeste da área de estudo.

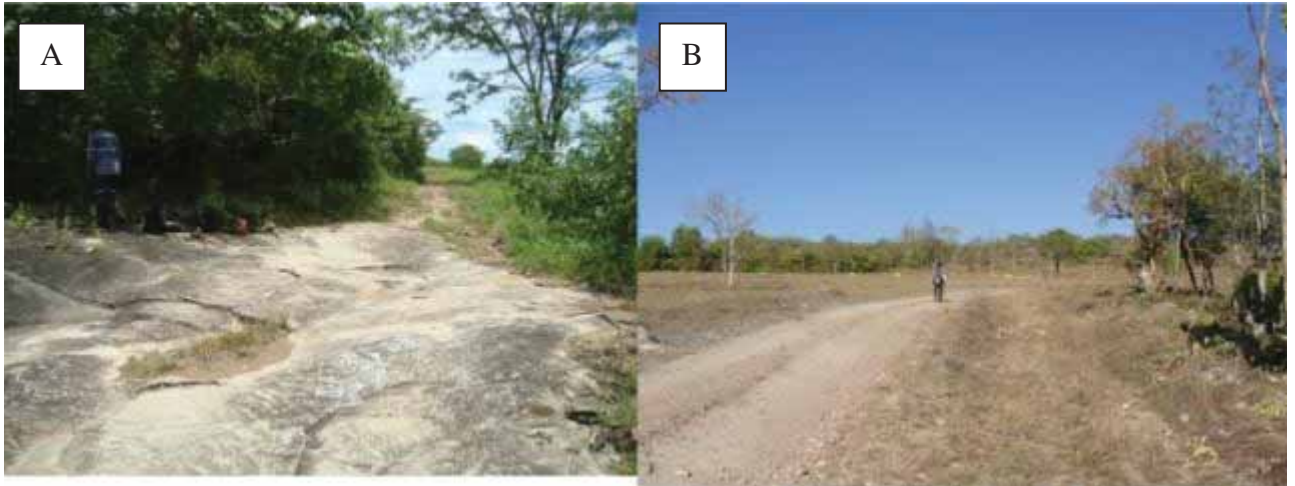
A geomorfologia gerada pelo Complexo Caiamar é representada por relevos relativamente planares com algumas colinas arredondadas, as cotas variam entre 420 e 450 metros, com picos que alcançam 600 metros. Destacam-se no relevo cristas sustentadas pelas rochas metamáficas.

Os afloramentos podem ser observados calhas de drenagem e em lajedos de extensões métricas (Figura 5.8). Normalmente são observados solos arenosos de coloração branca (Figura 5.8). Os gnaisses quando intemperizados assumem coloração branca amarelada.

O biotita gnaisse possui coloração cinza a esbranquiçada, a granulação varia de fina a média, a textura é granoblástica e a estrutura é xistosa marcada pela orientação preferencial dos cristais de quartzo e mica (Figura 5.9). Também é possível observar entraves, principalmente no ponto GUN-5-5 (Figura 5.9). A composição modal mostra valores de: 40% de quartzo, 35% de oligoclásio, 15 a 10% de feldspato potássico, 3 a 10% de biotita, 3 a 5% de muscovita e opacos, zircão e apatita na proporção de traços.

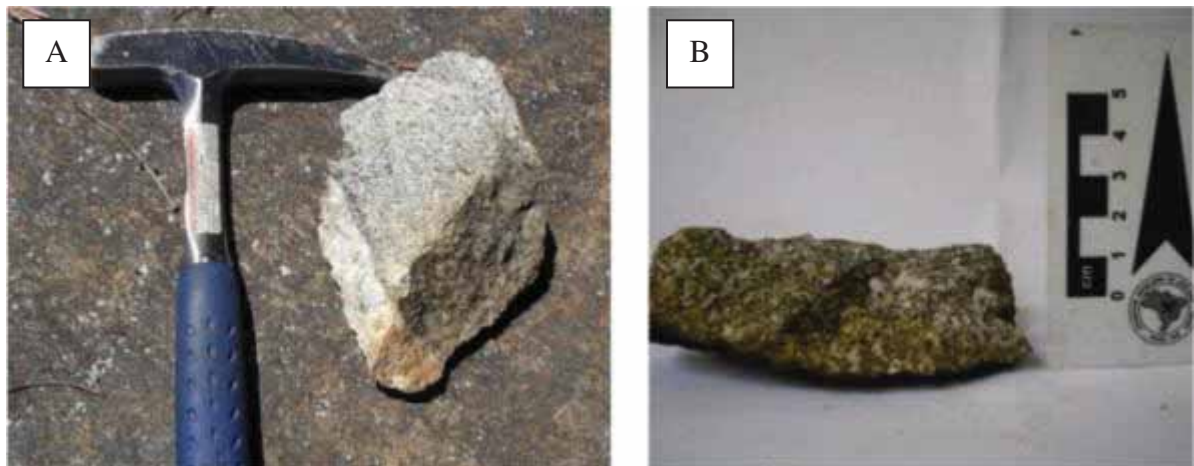
As rochas metamáficas são representadas por anfibolitos orientadas segundo NW-SE, que ocorrem na porção central e norte do Complexo Caiamar. O relevo marcado por essas rochas são cristas de topo arredondado e encostas convexas, o solo resultante da alteração dos anfibolitos são de coloração vermelha.

Figura 5.8 - A) Afloramento do tipo lajedo do gnaiss do Complexo Caiamar. B) Foto mostrando solo típico do Complexo Caiamar. Ponto GUN-7-24.



Fonte: B - GUN-7.

Figura 5.9 - A) Biotita gnaiss do Complexo Caiamar, amostra GUN-3-5. B) Amostra de biotita gnaiss do Complexo Caiamar com enclave composto de biotita, Ponto GUN-5-5.

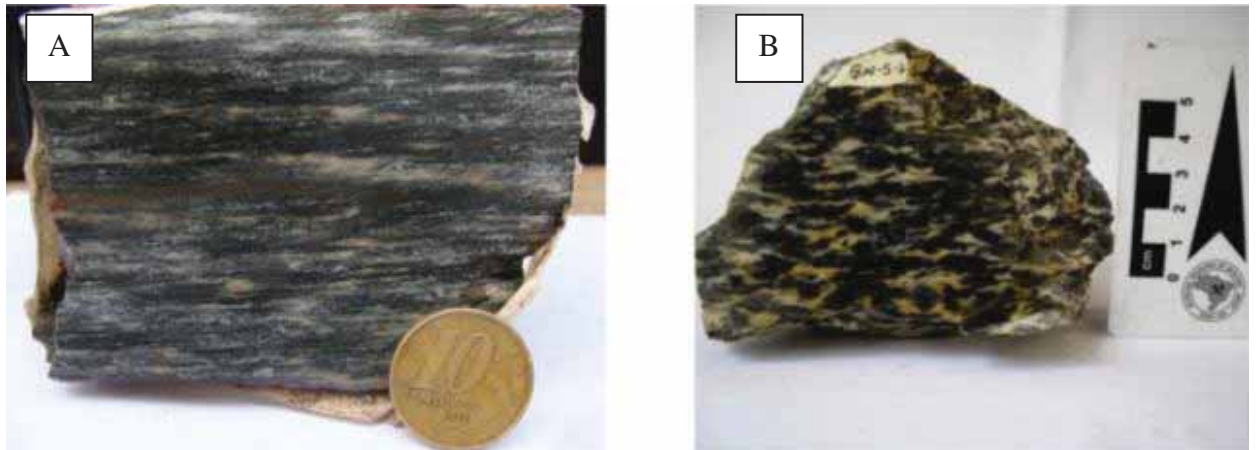


Fonte: A - GUN-3. B - GUN-5.

O anfibolito possui coloração verde escuro a preta, granulação variando de fina a grossa (Figura 5.10), textura nematoblástica e foliação do tipo xistosidade paralela ao bandamento composicional, e definida pela orientação preferencial dos cristais de anfibólio e pela direção de estiramento dos cristais de quartzo e plagioclásio (Figura 5.11). O bandamento composicional é composto por bandas escuras ricas em anfibólio e bandas claras de

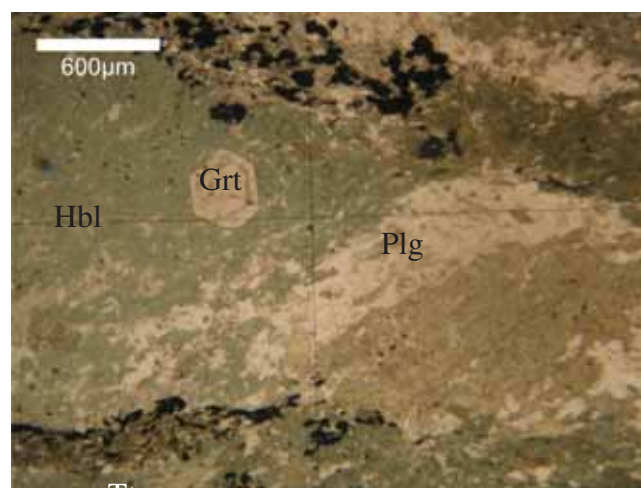
composição quartzo feldspática. A composição modal da rocha mostra 50 a 60% de hornblenda, 25 a 30% de quartzo, 20% plagioclásio e traços de epidoto, opacos e titanita.

Figura 5.10 - A) Anfibolito com granulação média do Complexo Caiamar. Ponto GUN-7-34. B) Anfibolito com granulação grossa do Complexo Caiamar. Ponto GUN-5-7.



Fonte: A - GUN-7. B - GUN-5.

Figura 5.11 - Fotomicrografias do anfibolito do Complexo Caiamar, com nicóis descruzados, de granulação grossa. Ponto GUN-5-7.



Fonte: GUN-5.

O Complexo Caiamar faz contato do tipo tectônico com a Fm. Serra Azul, porção sul da área de estudo, com a Fm. Serra do Cotovelo, porção central e norte, e com a Fm. Cabaçal, extremo norte.

Os anfibolitos são intrusões de corpos máficos que se encontram metamorfisados hoje.

5.1.2 Greenstone Belt de Guarinos

O empilhamento estratigráfico das unidades do GBG é considerado invertido segundo Jost et al (1995). Pois é descrito pelo autor que na porção sul ocorre estruturas primárias reliquiares, condutos vulcânicos, em metassedimentos químicos e detríticos, e que essas estruturas apresentam-se invertidas.

Silva (2011) interpreta que não houve uma inversão estratigráfica, e apresenta uma proposta diferente para o empilhamento estratigráfico, em que a Fm. Cabaçal se depositou anteriormente e em discordância com a Fm. Aimbé e a Fm. São Patricinho.

No presente trabalho será adotada a proposta de Silva (2011).

5.1.2.1 Formação Serra do Cotovelo

Os litotipos característicos dessa unidade são clorita-tremolita xistos e anfibolitos. A distinção em campo entre eles é difícil, devido à granulação fina do anfibolito, também outro fator que contribui para essa dificuldade é a intercalação irregular entre essas rochas. Assim a associação desses dois litotipos será considerada com um conjunto de rochas indiferenciado, que perfaz mais de 98% da unidade.

Secundariamente ocorrem talco xistos e rochas metassedimentares. Observam-se veios e blocos de quartzo métricos. A unidade é representada em mapa por uma faixa orientada para NW-SE e aflora desde a porção sul até a porção norte.

A geomorfologia é representada por relevos aplainados onde ocorrem cristas alongadas e de topo restrito e pequenas cristas com topos arredondados. Em geral possuem cotas superiores as unidades adjacentes, Complexo Caiamar e Fm. Cabaçal.

O intemperismo sobre as rochas de composição máficas e ultramáficas gera solos pardos escuros a avermelhados, e pardo amarelado a amarelo ocre. As rochas metassedimentares não formam solos de coloração fixa.

Os afloramentos dessa unidade concentram-se na base e no topo de cristas e nas drenagens. As dimensões dos afloramentos não são constantes, podem apresentar poucos a algumas dezenas de metros (Figura 5.12). Os veios de quartzo ocorrem dentro das rochas metaultramáficas e das rochas metassedimentares. Apresentam-se na forma de cristas sobressalentes e como pilhas de blocos orientadas.

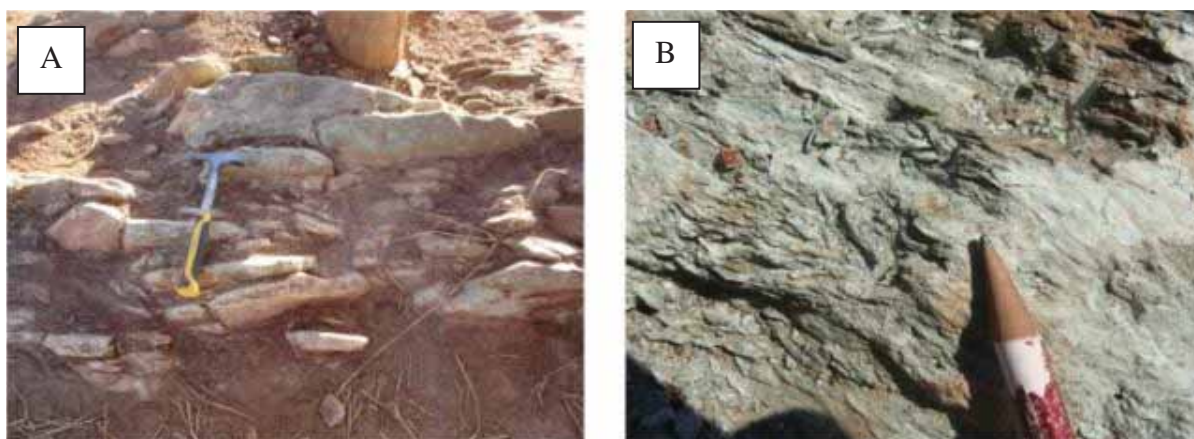
O clorita-tremolita xisto possui coloração verde clara, ou verde mais escuro, ou verde acinzentado (Figura 5.12). Quando intemperizado apresenta coloração ocre ou vermelha,

sendo o grau de intemperismo variando baixo a alto. A granulação varia de muito fina a média, a textura é predominantemente nematoblástica, quando predominam os cristais de tremolita, e lepidoblástica, quando os cristais de clorita predominam, a estrutura é marcada por uma foliação definida pela orientação dos cristais de tremolita. Quando alguns cristais de tremolita possuem um bom desenvolvimento assume a textura porfiroblástica. As proporções entre clorita e tremolita variam muito, a ponto da clorita predominar em relação à tremolita, ou estar completamente ausente na rocha. Também se encontra hidróxido de ferro que pode alcançar valores de até 10% da rocha. Ocorrem traços de titanita e rutilo.

O anfibolito possui tons de cinza, textura nematoblástica e estrutura foliada definida pela orientação dos cristais de hornblenda. A composição modal é de 85% de hornblenda, 11% de oligoclásio, 4% de quartzo e traços de titanita, opacos e epidoto.

O talco xisto apresenta textura lepidoblástica e estrutura foliada. A composição modal é de 45% de clorita, 40% de talco, 10% de tremolita, 4% de opacos e traços de quartzo.

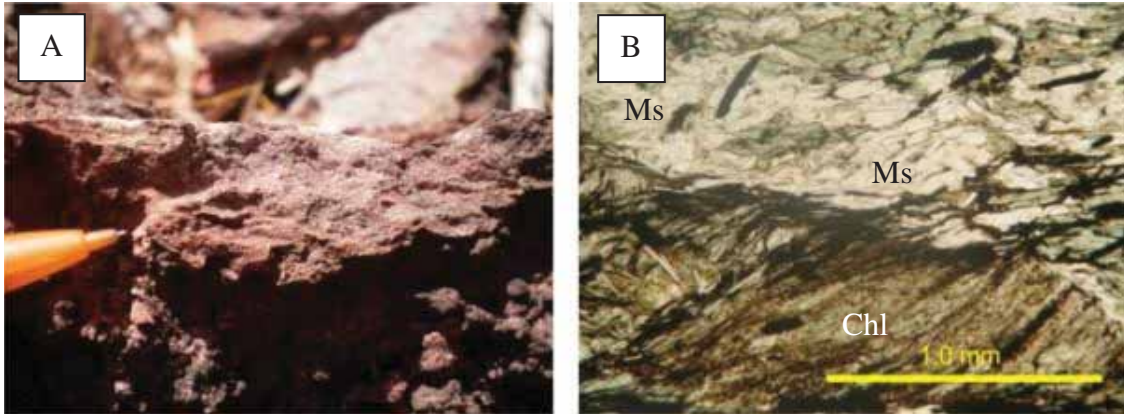
Figura 5.12 - A) Vista em planta de um afloramento de tremolita xisto da Fm. Serra do Cotovelo. Ponto GUN-3-28. B) Afloramento de clorita tremolita xisto da Fm. Serra do Cotovelo em leito de estrada. Ponto GUN-7-19.



Fonte: A - GUN-3. B - GUN-7.

A sequência metassedimentar é representada por muscovita-quartzo-clorita xisto (Figura 5.13), muscovita-quartzo xisto, metacherts e formações ferríferas. O muscovita-quartzo-clorita xisto possui textura lepidoblástica e estrutura foliada (Figura 5.13). A composição modal é de 40% de muscovita, 30% de clorita, 20% de quartzo, 10% de opacos e traços de antofilita.

Figura 5.13 - Afloramento do muscovita quartzo clorita xisto da Fm. Serra do Cotovelo. Ponto GUN-1-17. B) Fotomicrografia da amostra coletada no ponto GUN-1-17.



Fonte: GUN-1.

A Fm. Serra do Cotovelo faz contato tectônico, a oeste, com o Complexo Caiamar e a leste faz contato tectônico com Fm. Cabaçal.

A composição das rochas ultramáficas indicam teores de sílica inferiores a 43% e elevados teores de MgO, acima de 30%. Pode-se afirmar pois a clorita e a tremolita mostraram-se incolores e com pleocroísmo praticamente ausente, o que indica que são ricas em magnésio. Assim é possível classifica-las como rochas metaultrabásicas, sendo seu protólito rochas provenientes de derrames ultrabásicos.

5.1.2.2 Formação Serra Azul

A Fm. Serra Azul é representada por anfibolitos, que corresponde a 95% da unidade. Secundariamente ocorrem biotita xistos, 4% da unidade, talco-tremolita xistos, formações ferríferas, metacherts e pegmatitos, que juntos perfazem 1% da unidade. É representado em mapa em duas porções da área de estudo, a sudoeste na forma de uma faixa alongada segundo NW-SE (compartimento tectônico oeste), e a nordeste circundando o Trondhjemito Santo Antônio (compartimento tectônico leste).

Geomorfologicamente a Fm. Serra Azul é representada por relevos suaves, formado por colinas amplas e abaulada, nos locais onde ele é composto por anfibolitos. Nos locais onde ocorrem os metacherts e pegmatitos o relevo forma cristas de topo restrito e vertente côncava – convexa, que cortam o relevo primeiro relevo descrito. Os afloramentos dos

anfíbolitos em geral são encontrados em encostas de morros, já os do biotita xisto são mais comuns em leitos de drenagem.

O anfíbolito quando apresenta coloração preta esverdeada, granulação fina a média, textura nematoblástica e inequigranular serial. A estrutura é bandada e foliada, a foliação é definida pela orientação preferencial dos cristais de hornblenda, em alguns pontos esses mesmos cristais mostram-se levemente dobrados. A composição modal estimada é de 50 a 70% de hornblenda, 20 a 35% de plagioclásio, 5% de titanita, 1 a 5% de clinzoisita e 1% óxidos de ferro 1%

O talco-tremolita xisto ocorre na porção nordeste da área de estudo na forma lentes de tamanhos variados, onde a maior possui 250 metros de extensão e 50 metros de largura, e a menor possui 70 metros de extensão e 30 metros de largura. Esse litotipo é caracterizado por acículas de tremolita associadas ao talco, de granulação média.

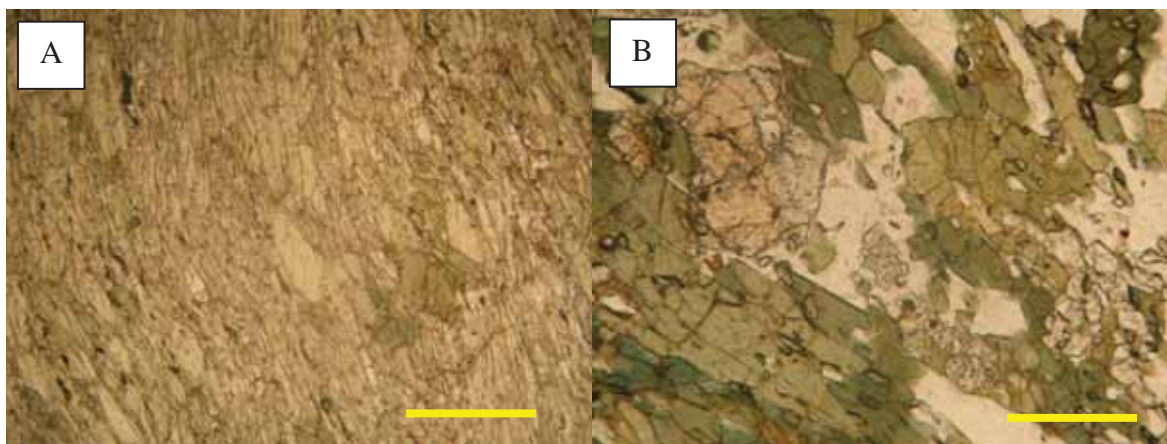
O biotita xisto situa-se a nordeste da área de estudo e aflora na forma de faixa que acompanha a forma dos contatos entre o Bloco Moquém e o anfíbolito. Mais ao norte faz contato com o Bloco Moquém, e mais ao sul faz contato com o anfíbolito. Possui coloração acinzentada, granulação variando de média a fina, e xistosidade intensa e crenulada (Figura 5.14). A composição modal estimada foi de 25% de biotita, 20% de quartzo, 15% de plagioclásio, 15% de feldspato de potássio, 10% granada, 10% muscovita, apresentando teores variados de turmalina, opacos, clorita, zircão, apatita e estauroлита.

As formações ferríferas bandadas apresentam-se na forma de blocos centimétrico a métricos, aflorando em encostas de morro. Mesoscopicamente mostram-se rochas intemperizadas de coloração vermelha e intensamente dobrada

A Fm. Serra Azul faz contato tectônico a oeste com Bloco Moquém, através de uma falha de empurrão. O contato com o Trondhjemito Santo Antônio é intrusivo e o contato com a Unidade A é tectônico, feito através de falha.

Devido à predominância das rochas metabásicas, pode-se dizer que o protólito dos anfíbolitos eram rochas de originadas a partir de derrames básicos. A presença de rochas de origem química sugere um ambiente marinho. Os pegmatitos e veios de quartzo podem estar associados à intrusão do TSA.

Figura 5.14- A) Fotomicrografia do anfibolito da Fm. Serra Azul, mostrando o leve dobramento da foliação principal. Ponto GUN-2-82. B) Fotomicrografia do anfibolito da Fm. Serra Azul, evidenciando a variação da granulação em relação a Fig. 6.19 B. Ponto GUN-2-18.



Fonte: - GUN-2

5.1.2.3 Unidade A

Os principais litotipos desta unidade são tremolita-clorita xistos, anfibolitos, talco xistos e clorita xistos. A diferenciação em mapa desses litotipos é difícil, sendo assim considerados como um pacote de rocha indiferenciado, corresponde a 80% da presente unidade. Na porção sul da unidade o clorita xisto predomina, na porção central a presença de talco xisto aumenta e na porção norte o tremolita xisto e anfibolito predominam. Também ocorre uma grande variação de litotipos como formações ferríferas e manganésíferas, metacherts, biotita xistos e serpentinitos. A Unidade A é representada em mapa por uma faixa na porção central da área de estudo alongada segundo NW-SE.

A geomorfologia é marcada por relevos suaves e de baixa amplitude com a presença de cristas sustentadas por anfibolitos e formações ferríferas. O intemperismo sobre esses conjuntos de rochas em geral forma solos de coloração vermelha escura a amarronzada e solos de coloração roxo escuro, mais ricos em talco xistos.

Os afloramentos, *in situ*, são raramente observados, sendo normalmente observados blocos rolados. Entretanto na porção sul existem bons afloramentos de anfibolitos no Rio Cabaçal (Figura 5.15).

Figura 5.15 - Anfibolito aflorando no leito do Rio Cabaçal.

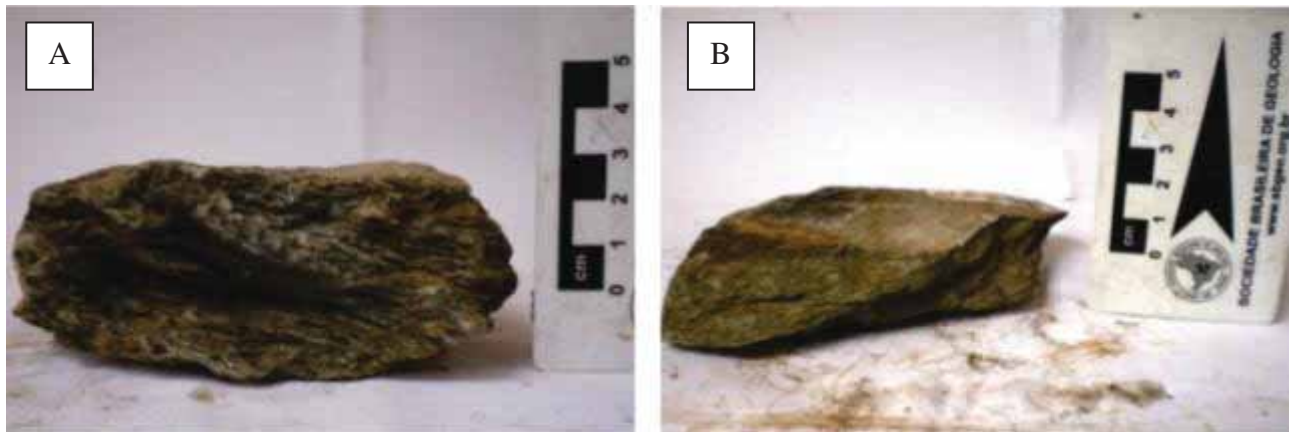


O tremolita clorita xisto possui coloração cinza esverdeada, granulação fina e possui uma foliação bem marcada (Figura 5.16).

O anfibolito apresenta tons variados de cinza, granulação média, textura nematoblástica. A estrutura é bandada formada por bandas escuras, anfibólios, e bandas claras, quartzo-feldspáticas, a foliação é paralela ao bandamento composicional (Figura 5.17), e definida pela orientação preferencial dos cristais de anfibólio e o bandamento composicional também é observado nessa escala (Figura 5.18). A composição modal é de 85% de hornblenda, 11% de plagioclásio, 4% de quartzo e traços de epidoto, titanita e opacos.

O talco xisto mostra coloração verde prateada a acinzentada, granulação fina a muito fina, textura lepidoblástica e estrutura foliada, a foliação é definida pela orientação preferencial dos cristais de talco e clorita. É constituído principalmente por talco e clorita, podendo ocorrer em pequenas proporções carbonato, serpentina e quartzo, sendo o último na forma de veios.

Figura 5.16 - Amostras de tremolita xisto da Unidade A. A) Amostras apresentando coloração esverdeada e xistosidade bem marcada, Ponto GUN-5-9. B) Amostra apresentando a coloração cinza esverdeada e com xistosidade. Ponto GUN-5-10.



Fonte: – GUN-5.

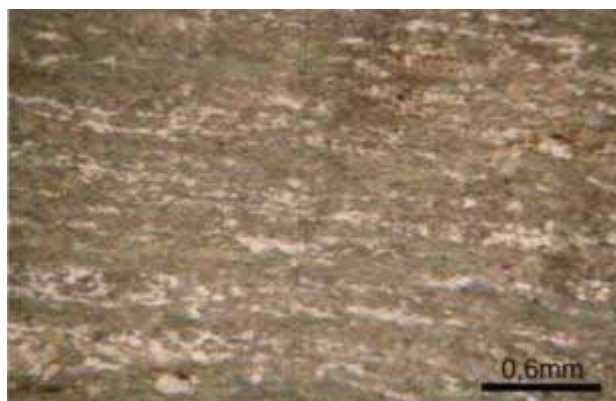
Figura 5.17 - Amostras de anfibolitos da Unidade A. A) Amostra de coloração cinza escuro e predominância de minerais máficos em relação ao quartzo e plagioclásio. Ponto GUN-5-39. B) Amostra com coloração cinza escuro. Ponto GUN-5-13.



Fonte: – GUN-5.

Ocorre uma crista de formação ferrífera alongada para NW-SE que se estende por aproximadamente 4 quilômetros. Ao norte ocorrem duas faixas de metachert que truncam na Zona de Cisalhamento Carroça e próximo ao truncamento da presente unidade há uma faixa de formação ferrífera dobrada.

Figura 5.18 - Fotomicrografia do anfibolito da Unidade A, mostrando a foliação e o bandamento composicional presente na rocha. Ponto GUN-5-13



Fonte: – GUN-5.

A Unidade A faz contato tectônico com as unidades TSA, Bloco Moqué, Fm. Serra Azul e Fm. Cabaçal através da Z. C. Carroça, na porção leste. Faz contato tectônico com a Fm. Cabaçal e o Grupo Araxá na porção oeste. A faixa de biotita xisto e grafita xistos dobrados, a sul do Trondhjemito Santo Antônio, truncam na presente unidade devido à zona de cisalhamento. A norte faz contato tectônico com o trondhjemito e é truncada na Fm. Serra Azul que aflora no nordeste.

Devido à sua composição predominantemente máfica – ultramáfica pode-se considerar a origem dos protólitos da Unidade A como derrames máficos e ultramáficos associados a precipitações químicas de sílica, ferro e manganês, e metassedimentos detríticos. Assim pode-se afirmar que poderia ser um ambiente marinho influenciado por derrames vulcânicos.

5.1.2.4 Formação Cabaçal

A Fm. Cabaçal é representada por rochas metassedimentares, sendo os xistos carbonosos os mais abundantes, 85% da unidade. Secundariamente ocorre biotita xistos, 10%, formações ferríferas bandada e formações manganésíferas que juntas perfazem 5% da unidade. Metacherts são raramente observados. Em mapa é representada por uma faixa que se situa na porção central do GBG, e estende-se de norte a sul.

A geomorfologia da Fm. Cabaçal é representada por um relevo aplainado quando há presença dos xistos carbonosos. As formações ferríferas e manganésíferas sustentam cristas de topo restrito e largura métrica, a extensão varia de 6 a 10 km. Tais cristas estão orientadas segundo a orientação geral do GBG, salvo na porção sudoeste onde desenham uma dobra.

Os afloramentos podem ser observados em corte de drenagens e estradas, e nas cristas descritas acima, também são comuns blocos (Figura 5.19), podem alcançar alguns metros de dimensão. O grau de intemperismo nas rochas varia de médio a alto e o solo característico desta unidade possui uma coloração cinza grafite a preto (Figura 5.19), os xistos carbonosos quando alterados assumem coloração avermelhada (Figura 5.19).

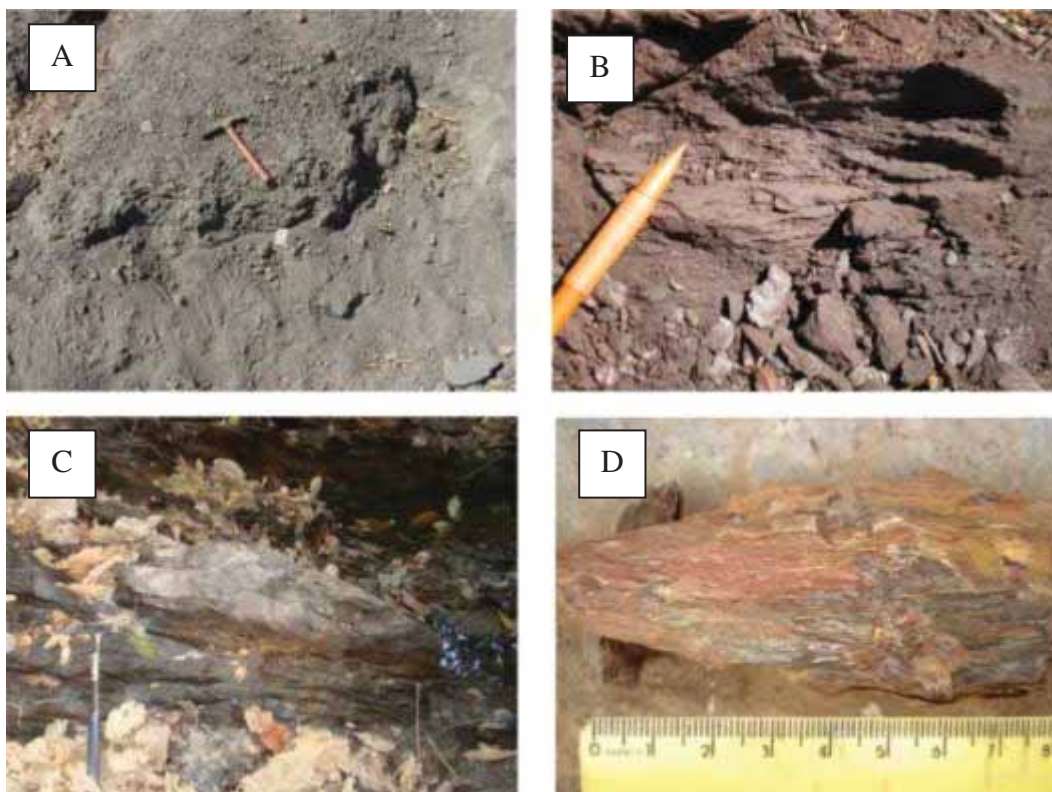
O xisto carbonoso mostra coloração cinza grafite a preto, a granulação varia de muito fina a média, aparentemente próximo aos BIF's ela tende a ser muito fina, e associado a isso a rocha torna-se mais pulverulenta, a textura é lepidoblástica, e em algumas amostras foi observada a textura porfiroblástica formada por cristais de granada e estauroлита. É possível observar, em alguns locais, um bandamento composicional formado bandas ricas em material carbonoso e bandas ricas em quartzo. A estrutura é uma xistosidade definida pela orientação preferencial dos cristais micáceos.

A composição dos xistos carbonosos apresenta uma grande variação na quantidade de material carbonoso, varia de 4 a 70%, entretanto são mais comuns xistos com valores altos. A composição modal é de 4 a 70% de material carbonoso, 20 a 60% de muscovita, 5 a 35% de quartzo, 5% de biotita, 0 a 10% de clorita, 0 a 10% de estauroлита, 0 a 7% de granada, e traços de turmalina.

O biotita xisto apresenta coloração escura e bandamento composicional composto por bandas ricas em biotitas e bandas ricas em quartzo, a é textura granoblástica nas bandas ricas em quartzo e textura lepidoblástica nas bandas ricas em biotita, a composição modal resultou em 50% de quartzo, 45% de biotita, 5% de granada e traços de opacos e feldspato potássico. Também associados a esses biotita xistos ocorrem rochas mais ricas em sericita e muscovita, e secundariamente granada e clorita. Tanto os BIF's como as formações manganésíferas na escala mesoscópica mostram textura granoblástico e bandamento composicional.

Devido ao alto teor de material carbonoso, que indica presença de matéria orgânica, o protólito dos xistos carbonosos foi gerado em um ambiente pelítico. Não se pode usar a granulação das rochas para determinar a profundidade, pois o material carbonoso inibe o crescimento de outras espécies minerais. Os BIF's e as formações manganésíferas nesse ambiente pelítico foram depositados através de precipitações químicas.

Figura 5.19 - A) Solo cinza característico do xisto carbonosos da Fm. Cabaçal Ponto GUN-7-13. B) Afloramento de grafita xisto da Fm. Cabaçal com foliação evidente). Nota-se a alteração do mesmo para um solo escuro. Ponto GUN-1-23. C) Afloramento de xisto carbonoso da Fm. Cabaçal em leito de drenagem. Ponto GUN-8-56. D) Amostra de xisto carbonoso da Fm. Cabaçal de coloração avermelhada devido ao intemperismo. Ponto GUN-3-52.



Fonte: A - . GUN-7. B - GUN-1. C - GUN-8. D - GUN-3.

5.1.2.5 Formação Aimbé

A Fm. Aimbé é caracterizada por formações ferríferas bandadas (BIF's) compostas por muscovita e magnetita, sendo que localmente ocorre junto à hematitas. Secundariamente ocorrem metapelitos representados por clorita-magnetita-turmalina-quartzo-cloritóide xisto, clorita quartzo magnetita xisto, quartzo-magnetita-turmalina-cloritóide xisto.

Em mapa essa unidade é representada de três maneiras na área de estudo. A primeira na forma de uma faixa dobrada na porção sul da área de estudo, onde afloram os BIF's. A segunda ocorre na forma uma faixa alonga segundo NW-SE na porção sudeste, nessa porção

aflora os metapelitos. E na forma de duas lentes restritas com dimensões inferiores a 100 metros, um delas ocorre na porção norte, e a outra na porção mais central, nas duas lentes foram encontrados um clorita hematita xisto.

A geomorfologia é representada por cristas alinhadas em terrenos de solo vermelho, em tais locais são encontrados grandes concentrações de blocos de dimensões centimétricas a métricas, das formações ferríferas típicas da Fm. Aimbé. Os afloramentos de rocha *in situ* são raros, sendo normalmente encontrados os blocos descritos acima (Figura 5.20).

Os BIF's apresentam, normalmente uma estrutura xistosa paralela ao bandamento composicional, sendo o segundo composto por bandas de espessuras milimétricas ricas em muscovita e camadas mais ricas em magnetita e hematita (Figura 5.20).

Figura 5.20 - A) Concentrações de blocos dos BIF's da Fm. Aimbé. Ponto AJM – 279. B) Amostra de BIF' da Fm. Aimbé. Ponto AJM -243.



Fonte: Silva (2011)

Os metapelitos quando apresentam coloração esverdeada e coloração avermelhada, quando intemperizadas. A textura é predominantemente lepidoblástica e a estrutura é foliada definida pela orientação dos cristais micáceos e de filetes de cristais opacos A composição modal estimada resultou em 30% de clorita, 25% de muscovita, 20% de quartzo, 20% de magnetita, 5% de turmalina

O contato da Formação Aimbé com a Formação Serra do Cotovelo, é tectônico através da uma falha de alto ângulo de mergulho para SW. O contato com o Grupo Araxá é através de discordância estratigráfica.

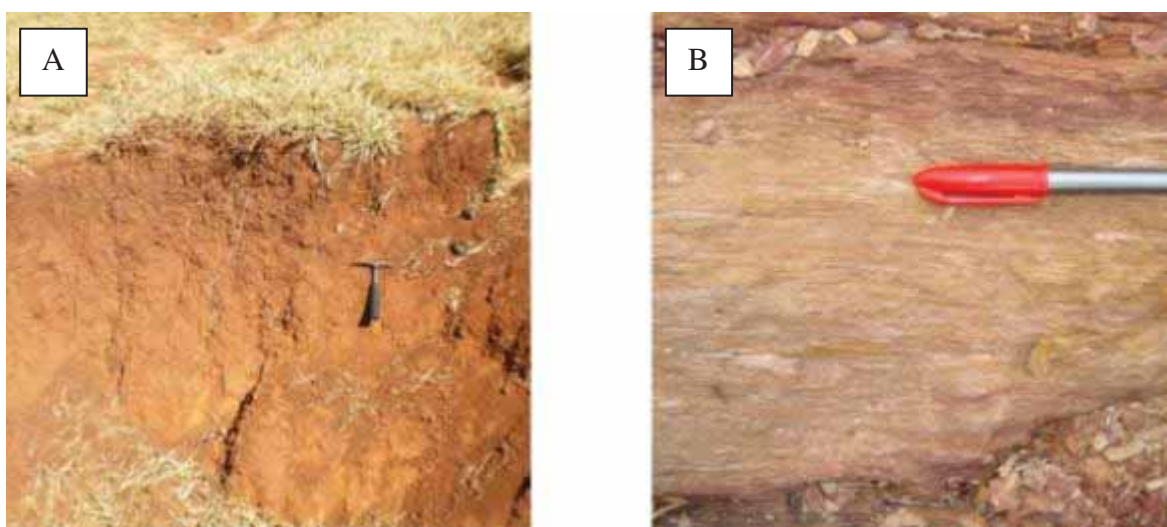
Devido a presença dos BIF's e dos metapelitos, pode-se afirmar que o ambiente em que os protólitos dessas rochas se formaram, era marinho profundo, com contribuição vulcanogênica.

5.1.2.6 Formação São Patricinho

A Fm. São Patricinho é caracterizada por um solo avermelhado associado a xistos com variadas porções de muscovita, clorita e quartzo, secundariamente ocorre sericita, biotita, magnetita e, alguns locais plagioclásio e turmalina. Também foram encontradas formações manganíferas e rochas ricas em magnetita. Em mapa aflora na porção sul, e é representada por uma faixa que situa entre a Fm. Aimbé e o Grupo Araxá, e faz contato com a Fm. Serra do Cotovelo.

A geomorfologia da presente unidade é marcada por porções mais baixas do terreno, sendo as que o relevo possui feições suaves com presença de poucos morrotes. Devido ao alto grau de intemperismo são observados poucos afloramentos, comumente observa-se um solo de coloração avermelhada (Figura 5.21). Os afloramentos, quando ocorrem, tem suas melhores exposições em drenagens, é possível observa-los também em cortes de estrada.

Figura 5.21 A) Solo presente da Fm. Aimbé. B) Clorita-muscovita-quartzo xisto da Fm. Aimbé.



Fonte: Silva (2011)

O xisto mostra coloração verde escura e cinza metálico, rocha sã, e laranja-avermelhada, intemperizadas. As rochas com bandas ricas em ferro (magnetita) mostram-se com textura granoblástica e estrutura xistosa.

O contato da Fm. São Patricinho com a Fm. Aimbé é concordante, e com a Fm. Serra do Cotovelo é tectônico através de uma falha. O contato com o Grupo Araxá é discordante.

5.1.2.7 *Trondhjemito Santo Antônio*

O TSA é caracterizado por gnaisses associados com intrusões de corpos básicos, também é expressivos os veios de quartzo e pegmatitos. Em algumas porções são encontrados tremolita xistos próximo as intrusões de corpos básicos. Em mapa o TSA é representado por grande corpo oval orientado para NW-SE, localizado na porção nordeste da área de estudo.

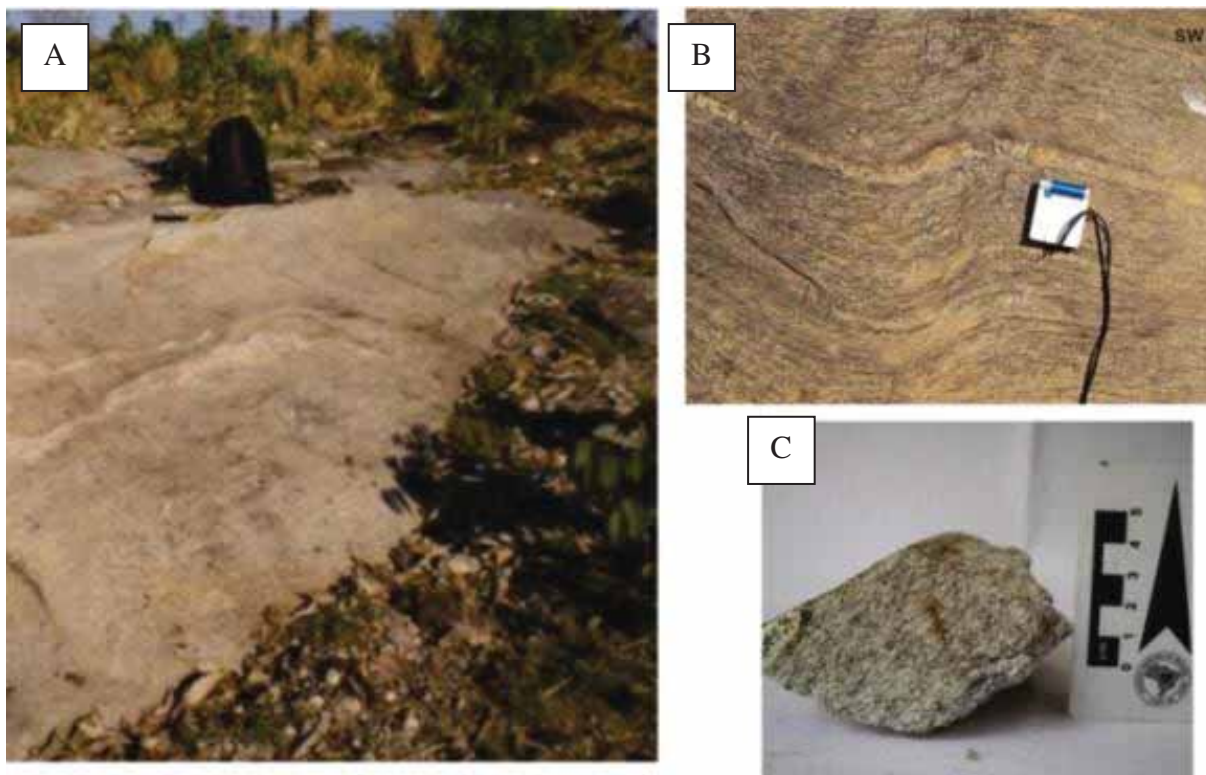
A geomorfologia do TSA é caracterizada por relevos formados por cristas e colinas de baixa amplitude, com drenagens em vales abertos e possui cotas que variam de 340 a 540 metros. Os afloramentos são observados em encostas de cristas, leitos de drenagem, corte de trincheira e lajedos de dimensões métricas a decimétricas (Figura 5.22). Também ocorrem blocos.

O grau de intemperismo nas rochas varia de baixo a alto sendo comum encontrar rochas sãs. O solo característico dos biotita gnaisses são areno-argilosos de coloração esbranquiçada a creme.

O gnaisse possui coloração branca a branca acinzentada, com granulação variando de fina a média, normalmente equigranular, varia em função da proximidade da Z. C. Carroça (Figura 5.22), apresenta textura granoblástica. Possui estrutura bandada constituída por bandas claras, quartzo-feldspáticas, e bandas escuras, ricas em biotitas, as bandas claras predominam sobre as bandas escuras. Possui uma foliação e definida pela direção de estiramento dos cristais de quartzo e pela orientação dos cristais de biotita. A composição modal é 30 a 45% de quartzo, 15 a 35% de plagioclásio (provavelmente albita), 15 a 30% de feldspato potássico, 1 a 16% de biotita, 1 a 7% de muscovita. Ocorrem na proporção de traços apatita, epidoto, opacos e zircão.

Os pegmatitos possuem dimensões centimétricas (8 centímetros) a métricos (100 metros) de extensão. Destacam-se no relevo como cristas de topo pouco extensos e abaulados, onde ocorre um grande volume de blocos de quartzo e muscovita rolados.

Figura 5.22 - A) Afloramento em lajedo dos gnaisses do TSA. Ponto GUN-1-34. B) Afloramento de gnaise do TSA, intensamente foliado. Ponto GUN-4-75. C) Amostra de gnaise do TSA de coloração esbranquiçada e bandamento composicional visível. Ponto GUN-5-51.



Fonte: A - GUN-1. B - GUN-4. C - GUN-5.

As intrusões básicas são caracterizadas como anfibolitos e destacam-se no relevo como cristas de topos restritos e de pouca extensão. São esverdeados com finas camadas brancas, ou cinza chumbo, mostram granulação de fina a média e estrutura bandada formada por bandas claras, ricas em plagioclásio, e bandas escuras, ricas em anfibólio. Sua textura é nematoblástica e a estrutura xistosa paralela, sendo definida pela orientação preferencial dos cristais de hornblenda. A mineralogia principal dos anfibolitos é constituída por hornblenda, quartzo, plagioclásio. Secundariamente ocorrem epidoto, granada, epidoto, titanita e clorita.

O contato do TSA com os anfibolitos que o circundam da Fm. Serra Azul é intrusivo, o contato com a Unidade A é tectônico através de falha.

O protólito que deu origem os gnaisses do TSA, segundo as composições modais estimadas, é de composição monzogranítica. Os anfibolitos são considerados como

posteriores a intrusão do protólito, assim como os pegmatitos e os veios de quartzo. Tanto o protólito como as intrusões nele são anteriores a geração da foliação principal.

5.1.2.8 Grupo Araxá

O Grupo Araxá é caracterizado por metassedimentos micáceos intercalados com quartzitos. Em mapa é representado como a unidade que delimita o GBG, porção sul da área de estudo. Na porção sudeste da área de estudo uma faixa do Gr. Araxá se estende entre a Fm. Cabaçal e a Unidade A.

A geomorfologia é marcada por relevos formados por escarpas íngremes e serras de grande extensão, como, por exemplo, a Serra da Maria Lázara. Os afloramentos são abundantes.

Os metassedimentos são representados por muscovita-quartzo xisto, clorita-quartzo muscovita xisto e biotita clorita muscovita quartzo xisto com magnetita. A composição modal do clorita-muscovita-quartzo xisto é de 50 a 60% de quartzo, 20 a 25% de muscovita, 5 a 10% de clorita e menos de 1% de turmalina. A composição modal do biotita-clorita-muscovita-quartzo xistos é de 40 a 50% de quartzo, 30 a 50% de muscovita, 10 a 20% de clorita, 5 a 10% de biotita e em alguns pontos, magnetita.

O contato do Gr. Araxá com as unidades do GBG é considerado como uma discordância estratigráfica.

5.2 Geologia Estrutural

As estruturas presentes no GBG mostram um regime de deformação principalmente dúctil, entretanto ocorrem importantes estruturas dúcteis-rúpteis. A principal estrutura identificada na área é uma foliação penetrativa presente em todos os litotipos do GBG, aqui denominada de foliação principal (Sn). Essa mesma estrutura é utilizada como critério para a identificação das diferentes fases de deformação e das estruturas regionais presente no GBG.

Como apresentado na seção Litologia e Estratigrafia a área de estudo pode ser dividida em dois domínios (Figura 5.23).

5.2.1 Fases de Deformação

Nesta seção serão apresentadas as fases de deformação na área de estudo, o método utilizado para identificá-las e classificá-las foi o da superposição de estruturas, utilizando a foliação S_n como referência. Sendo assim o que foi afetado pela S_n foi considerado como estruturas pertencentes à fase pré-Dn e aquelas que afetaram a S_n como estruturas da fase pós-Dn. Foram identificadas três fases de deformação Dn-1, Dn e pós-Dn. SILVA (2011) realizou um trabalho detalhando a geologia estrutural da porção sul do GBG e identificou uma fase a mais que se situa temporalmente entre as fases Dn-1 e Dn, e subdividiu a fase pós-Dn em Dn+1 e Dn+2. As características reconhecidas por Silva (2011) para definir as fases a mais, não foram observadas na porção norte do Domínio W e nem no Domínio E. Optou-se por uma interpretação mais simples da geologia estrutural, assim não serão utilizadas as fases definidas por Silva (2011).

5.2.1.1 Dn-1

A fase Dn-1 pode ser identificada como geradora da xistosidade (S_{n-1}) paralela ao acamamento (S_0) que é afetada por dobras da fase Dn (Figura 5.24). Essa xistosidade pode ser observada em rochas metassedimentares através da orientação dos cristais micáceos, nas rochas metamáficas e metaultramáficas pela orientação de anfibólios, e nos gnaisses pela direção de estiramento dos cristais de quartzo. As intrusões de metamáficas e metaultramáficas, assim como os gnaisses do TSA, apresentam a foliação S_{n-1} , indicando que são pré-Dn.

A fase a mais que se situa entre Dn-1 e Dn identificada por Silva (2011) é caracterizada como dobras que são delineadas pelo $S_0//Dn-1$ e são identificadas na porção sul da área de estudo. Tais dobras estão presentes nas rochas das unidades Grupo Guarinos e Grupo Araxá. Essa fase é responsável por duas dobras de caráter regional que se situam no extremo sul do Domínio W (Figura 5.23). As duas dobras são caracterizadas como antiformais, a dobra a oeste é classificada como normal com caimento para o sul, a dobra a leste fechamento para leste.

Figura 5.23 - Mapa de Domínios Estruturais

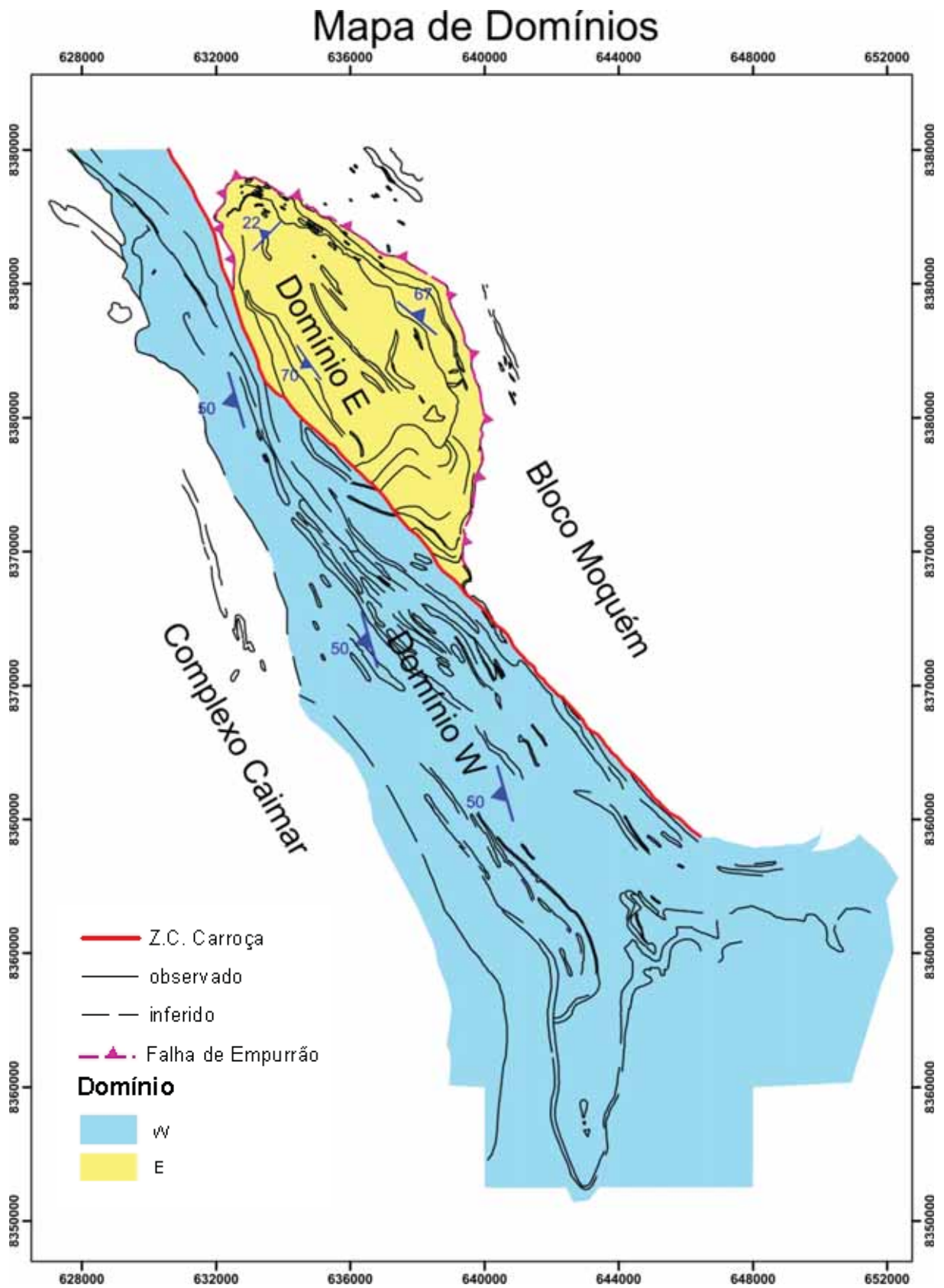
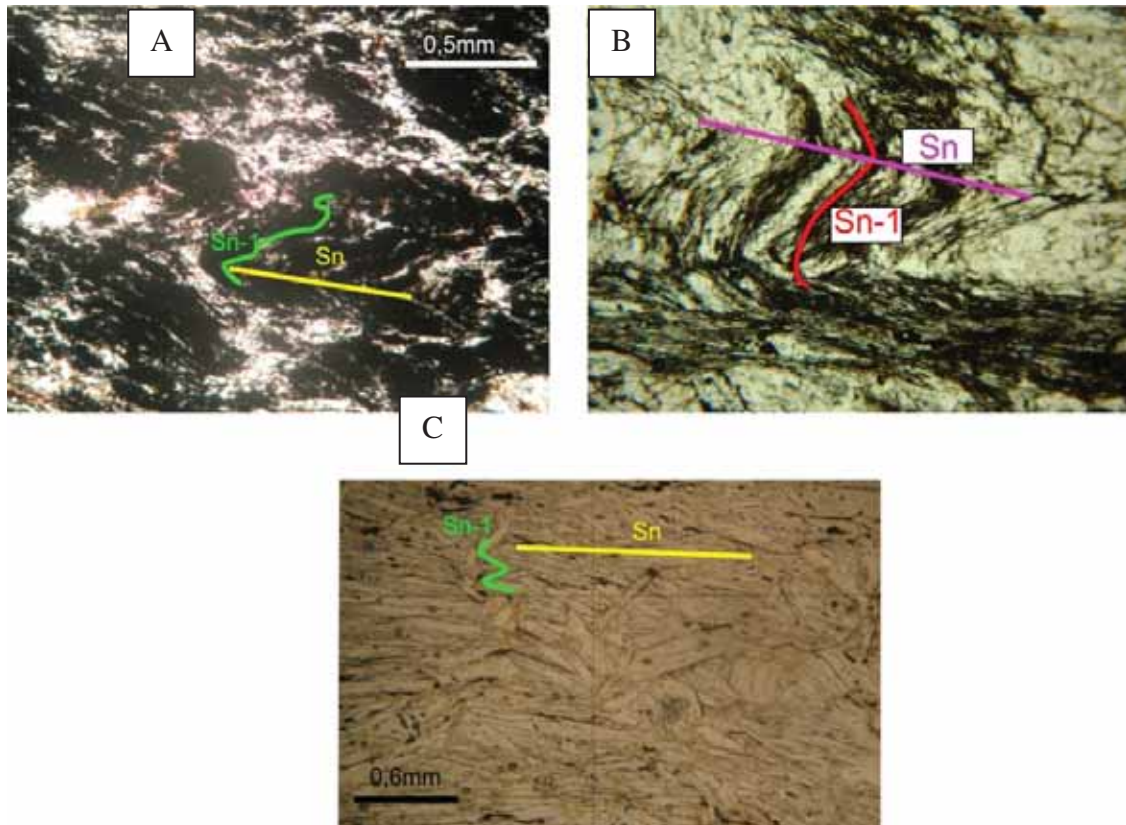


Figura 5.24 - Fotomicrografias de rochas onde se pode observar a relação de Sn-1 e Sn. A) Xisto Carbonosos da Fm. Cabaçal. Ponto GUN-1-1 B) Xisto carbonosos da Fm. Cabaçal. GUN-3-51B. C) Muscovita xisto GUN-5-104B.



Fonte: A – GUN-1. B – C – GUN-5.

5.2.1.2 Dn

A fase Dn é caracterizada pela foliação principal (Sn) que está presente em todos litotipos que afloram na área de estudo, podendo ou não ser paralela ao bandamento composicional das rochas. A foliação Sn apresenta-se na forma de uma xistosidade e na forma de clivagem de crenulação, definida pela orientação preferencial dos cristais micáceos e prismáticos e pela direção de estiramento dos cristais de quartzo (Figura 5.25).

A Figura 5.26 mostra os estereogramas gerados para análise da foliação Sn. No Domínio W a foliação Sn apresenta duas famílias principais, 252/60 e 240/32, pois a mesma se encontra crenulada pela fase Pós-Dn. No Domínio E a foliação Sn apresenta um padrão de guirlanda que é representada regionalmente pela grande antiformal com eixo orientado para NW-SE.

Na região próxima a Z. C. Carroça no contato entre o TSA e a Unidade A e no contato entre a Fm. Cabaçal e a Fm. Serra Azul a foliação Sn sofre um aumento no ângulo de mergulho e passa para valores entre 85° e 90° (Fig. 5.26).

Ocorrem três tipos de lineação geradas pela fase-Dn. Uma lineação mineral formada pela intersecção das foliações Sn e Sn-1//So, uma lineação de estiramento definida por quartzo e feldspato, e uma lineação mineral dada por anfibólio, mica e turmalina.

As dobras Dn em geral são fechadas.

A falha de empurrão que se situa a nordeste, responsável pelo contato entre o Bloco Moquéim e a Fm. Serra Azul é atribuída à fase Dn, pois acompanha esse contato que é dobrado pela fase Pós-Dn.

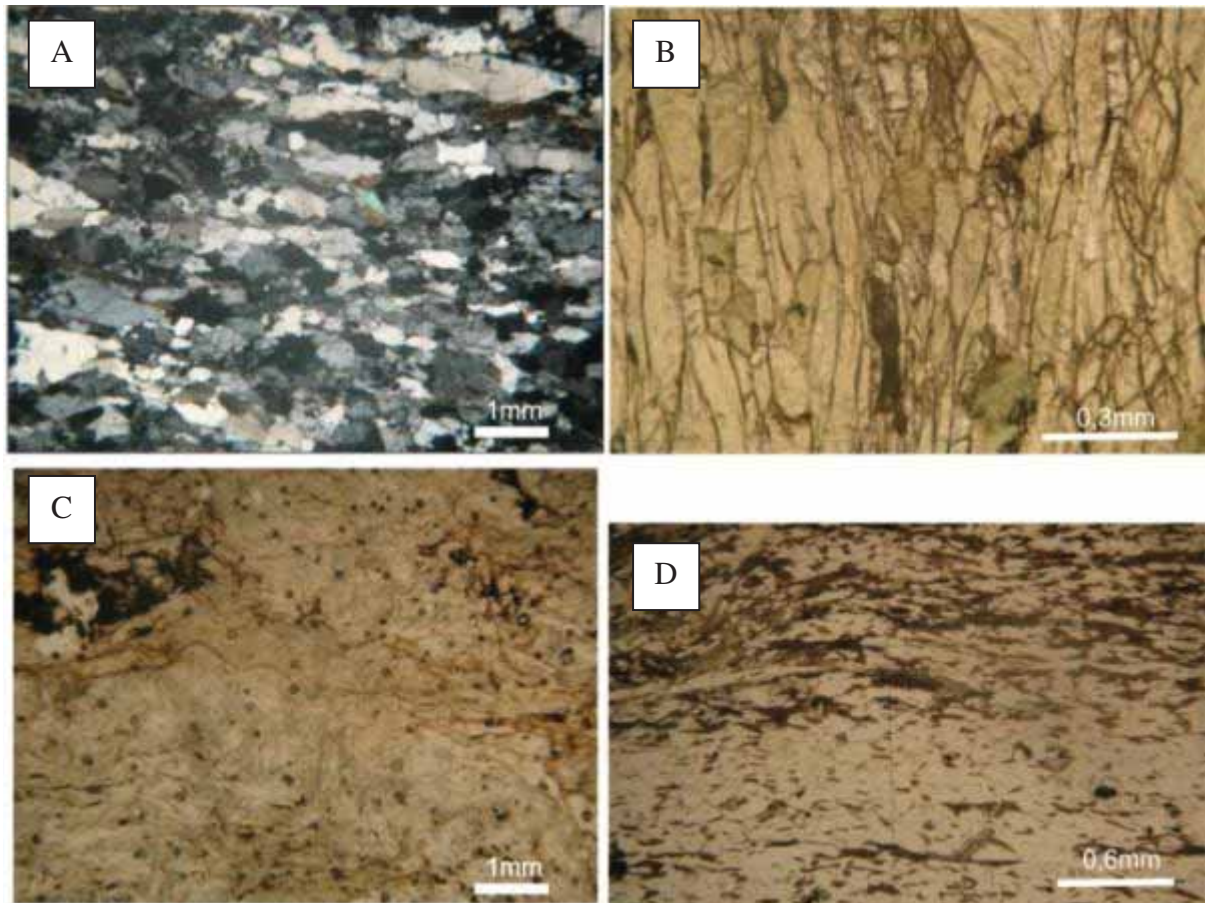
5.2.1.3 Pós-Dn

A fase pós Dn é representada por crenulações, dobras, falhas e zonas de cisalhamento que afetam a Sn. No Domínio E a presente fase de deformação é responsável pela grande antifórma de eixo N330/18.

No Domínio W, na porção norte, ela é mais expressiva nos metassedimentos na forma de crenulações e dobramentos da Sn, entretanto são raros os locais em que ela ocorre, sendo observado apenas nos pontos GUN-2-6, GUN-2-7 e GUN-2-8. Em descrições petrográficas tal foliação também se mostra rara. Silva (2011) descreve, na porção sul, estruturas semelhantes às descritas acima e as classifica como pertencentes à Dn+2, entretanto na porção norte os afloramentos e lâminas descritos até então, não demonstraram essa relação entre duas estruturas pós-Dn.

No contato do Bloco Moquéim com a Unidade A, porção sul da área de estudo, ocorre milonitização dos gnaisses e um aumento no ângulo do mergulho da Sn. No mesmo local foram identificados indicadores cinemáticos com movimentos tanto dextrais como sinistrais, sendo o movimento dextral mais predominante.

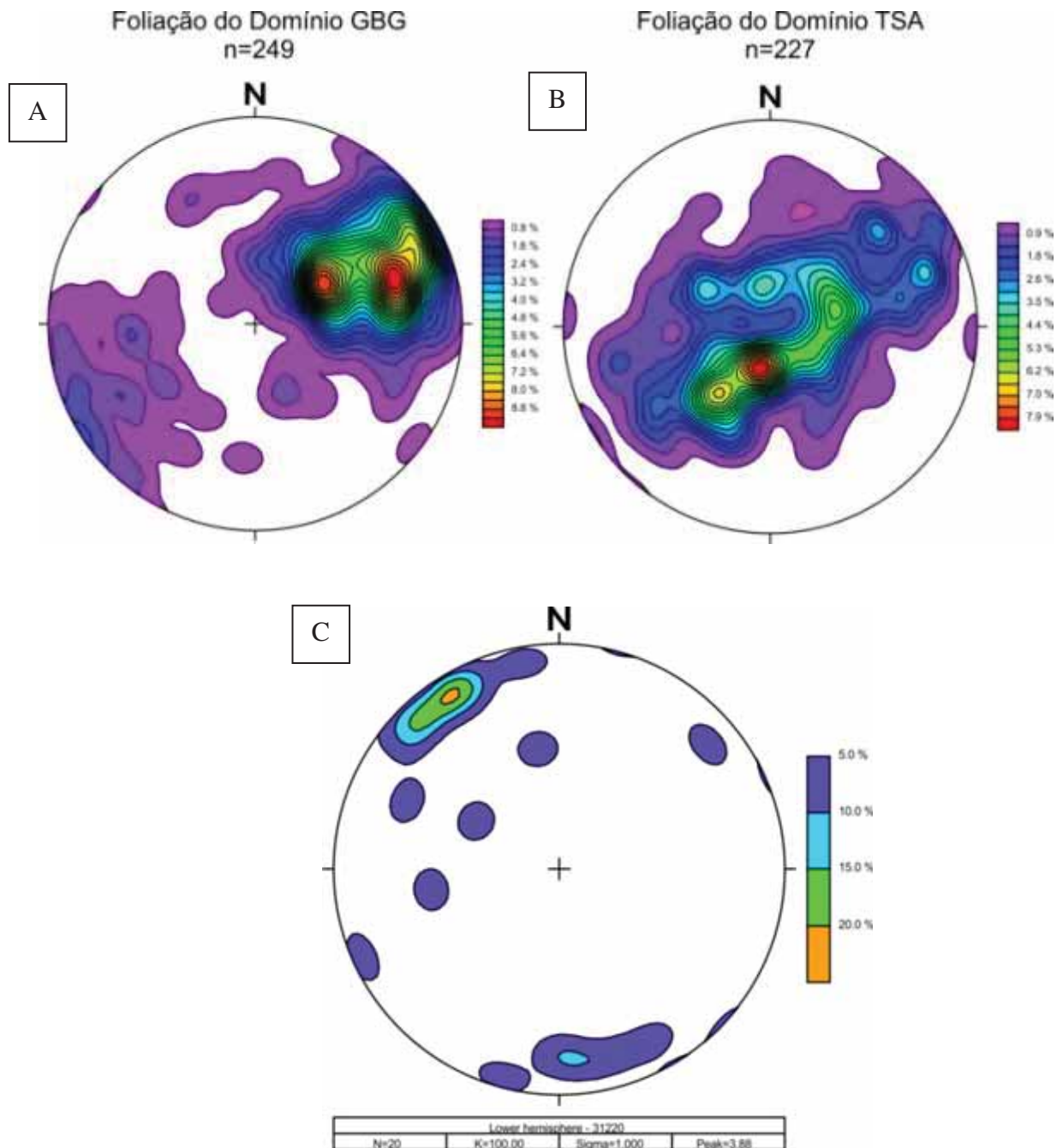
Figura 5.25 - Fotomicrografias exemplificando a foliação Sn em diferentes litotipos e os minerais que marcam sua orientação. A) Cristais de quartzo marcando a foliação Sn. GUN-1. B) Cristais de anfibólio marcando a foliação Sn. GUN2-82. C) Tremolita talco clorita xisto com os minerais prismáticos e micáceos marcando a foliação Sn. Ponto GUN-1-20. D) Cristais de biotita marcando a foliação Sn. GUN-5-90.



Fonte: A e C – GUN1. B - GUN-2. D) – GUN-5.

A Zona de Cisalhamento Carroça que atravessa o GBG em sua porção central com direção NW-SE, é responsável pelo contato entre a Unidade A e o Bloco Moquém na porção sul da área de estudo, e responsável pelo contato entre o Domínio W com o Domínio E, na porção norte. Tal falha é identificada pelas seguintes características: aumento do mergulho da Sn, diminuição da granulação do TSA próximo a ela, truncamento das unidades presentes no Domínio E na zona de cisalhamento (Figura 5.23). Devido a orientação da falha ser próxima a orientação do eixo da grande antiformal do Domínio E, pode-se inferir que as duas estruturas estão relacionadas ao meso evento.

Figura 5.26 A) Estereograma em rede equiárea e hemisfério inferior da foliação Sn do Domínio W, apresentado dois máximos 252/60 e 240/32. B) Estereograma em rede equiárea e hemisfério inferior representando a foliação Sn do Domínio E, mostrando uma família principal de 10/17. C) Estereograma em rede equiárea e hemisfério inferior da lineação de estiramento próximo ao contato do Bloco Moqué m com a Fm. Serra Azul no Domínio E, mostrando uma família principal para 328/10.

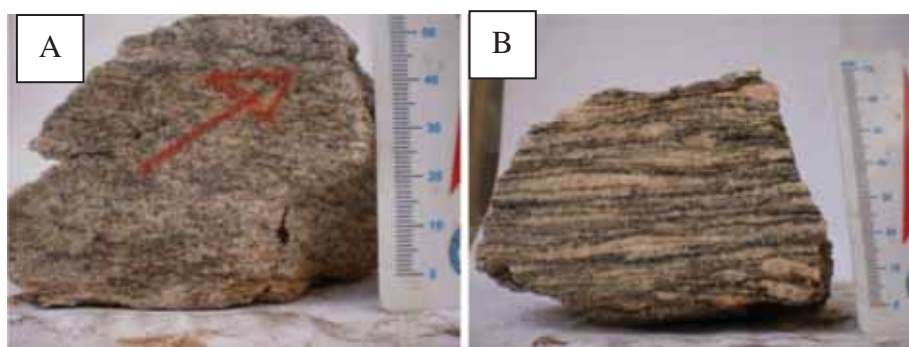


A falha que é responsável pelo contato entre a Fm. Cabaçal com a Fm. Serra do Cotovelo é identificada através do aumento do ângulo de mergulho da Sn próximo ao contato dessas unidades, valores entre 60 e 80°, e pelo truncamento das formações ferríferas, Fm. Cabaçal, na porção sul da área de estudo e pelo truncamento do muscovita xisto, Fm. Serra do Cotovelo, na porção norte.

Silva (2011) classifica a Zona de Cisalhamento Carroça e a falha descrita acima como pertencentes à Dn+1. Também descreve para essa mesma fase, dobras de dimensões centimétricas a quilométricas, que afetam o Sn, elas geram uma clivagem de crenulação paralela aos planos axiais das dobras desta fase, a orientação preferencial dessas duas estruturas é 262/81.

A relação do dobramento da faixa de biotita xisto associado a xistos carbonosos da Fm. Cabaçal no Domínio E desenham a mesma antiforma Dn que ocorre na porção norte do domínio, porém o eixo possui caimento para SSE. A faixa de talco xisto a sul acompanha a estruturação geral do presente domínio.

Figura 5.27 - A) Amostra de gnaiss de Bloco Moquéim próximo a Zona de Cisalhamento Carroça. GUN-1-72. B) Amostra de Gnaiss do Bloco Moquéim afastado da zona de cisalhamento. GUN-1-36.



Fonte: GUN-1.

5.3 Metamorfismo

A presente seção tem como objetivo apresentar os resultados obtidos em relação à caracterização metamórfica do GBG, para um melhor acompanhamento da seção aconselha-se sua leitura acompanhada do Mapa Metamórfico (Apêndice II) e do Mapa de Pontos (Apêndice 3).

Em um aspecto geral a porção sul da área de estudo apresenta um grau metamórfico inferior à porção norte, sendo que a primeira mostra paragêneses compatíveis a fácies xisto verde e a segunda apresenta paragêneses compatíveis a fácies anfíbolito. Nesse mesmo aspecto o Domínio W apresenta-se metamorfisado em fácies xisto verde na porção sul e na porção norte mostra fácies anfíbolito, já o Domínio E apresenta-se metamorfisado por inteiro em fácies anfíbolito.

5.3.1 Paragêneses Mineralis e Fácies Metamórficas

Nesta seção serão discutidas as paragêneses mineralis e as fácies metamórficas (Figura 5.28) que elas representam e sua distribuição nos domínios GBG e TSA. Para uma melhor leitura do texto, os nomes dos mineralis serão abreviados segundo a proposta de KRETZ (1983) (Anexo 1).

Os metapelitos e as rochas metabásicas foram os litotipos que forneceram as paragêneses índices que permitiram determinar com mais precisão as fácies metamórficas, pois a composição dessas rochas permitem a gênese de mineralis sensíveis a mudanças de temperatura (T) e pressão (P).

As rochas metaultramáficas fornecem paragêneses que se mantêm estáveis por grandes intervalos de temperatura e não fornecem geobarômetros eficientes, sendo assim não são muito úteis para avaliar as fácies metamórficas (Figura 5.29). Os gnaisses e as rochas metassedimentares de origem química mostram-se mais restritas em relação a formação de paragêneses mineralis diagnósticas, sendo que a análise das fácies metamórficas é voltada para os aspectos texturais desses litotipos.

5.3.1.1 Domínio W

Os metapelitos do Domínio W são os litotipos que forneceram a melhor, para analisar o metamorfismo que varia de sul para norte. No extremo sul os metapelitos possuem cloritóide que indica fácies xisto verde médio, zona da biotita. Na mesma região ocorre a paragênese composta por Ms+Chl+Qtz, que indica fácies xisto verde e estende-se até a porção central do domínio, e são identificadas novamente no extremo norte. Segundo SPEAR (1995) em metapelitos ricos em alumínio o cloritóide se forma no lugar da biotita, quando o a rocha entra na zona da biotita.

Figura 5.28 - A) Fácies metamórficas e suas paragêneses para rochas de composição máfica. B) Comparação entre as zonas de Barrow (para rochas pelíticas) e as fácies metamórficas (rochas máficas).

Nome da Fácies	Assembléia mineral definida em rochas máficas metamorfisadas	
Zeólita	zeólitas, principalmente laumonita, wairakita, analcima	A
Prehnita-Pumpelita	prehnita + pumpelita	
Xisto Azul	glaucofânio + lawsonita ou epidoto (+ albita + clorita)	
Eclogito	granada + piroxênio onfacita	
Xisto Verde	clorita + albita+ epidoto (ou zoisita) ± actinolita	
Epidoto-Anfibolito	plagioclásio (albita-oligoclásio) + hornblenda + epidoto ± granada	
Anfibolito	plagioclásio (oligoclásio-andesina) hornblenda ± granada	
Granulito	ortopiroxênio (+ clinopiroxênio + plagioclásio ± hornblenda ± granada)	B

Rochas Pelíticas	Rochas Máficas
Zona da Biotita	Fácies Xisto Verde
Zona da Granada	Fácies Epidoto-Anfibolito
Zona da Estaurolita	
Zona da Estaurolita-Cianita	Fácies Anfibolito
Zona da Silimanita	
Zona da Silimanita-Feldspato K	Fácies Hornblenda-Piroxênio Granulito

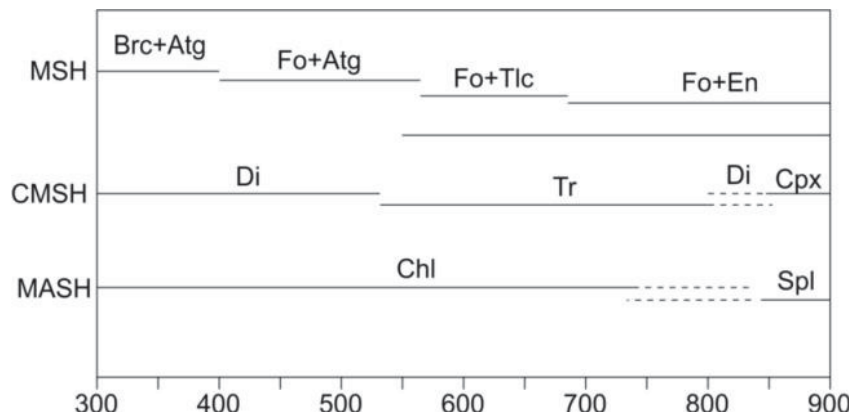
Fonte: A- Spear (1995). B- Thompson e Norton (1968) (apud Spear, 1995).

Na porção centro-sul a granada começa a ser encontrada e desta porção para o norte torna-se disseminada nos metapelitos, compondo a paragênese $Grt+Ms+Chl+Qtz$ que indica fácies xisto verde superior, zona da granada.

Na região onde se situa o contato entre o Domínio W com o Domínio E, Zona de Cisalhamento Carroça, ocorre um metapelito aluminoso mostrando paragênese composta por $Ky+St$ (Figura 5.30) indicando fácies anfibolito inferior a médio, zona da estaurolita-cianita.

Na porção norte no ponto (Figura 5.30) é identificada a paragênese composta por Grt+St+Chl que indica fácies anfibolito inferior a médio, zona da estaurólita.

Figura 5.29 - Gráfico mostrando temperaturas da estabilidade de alguns minerais comuns em rochas ultramáficas que estão na geoterma da cianita.



Fonte: Bucher e Frey (1994).

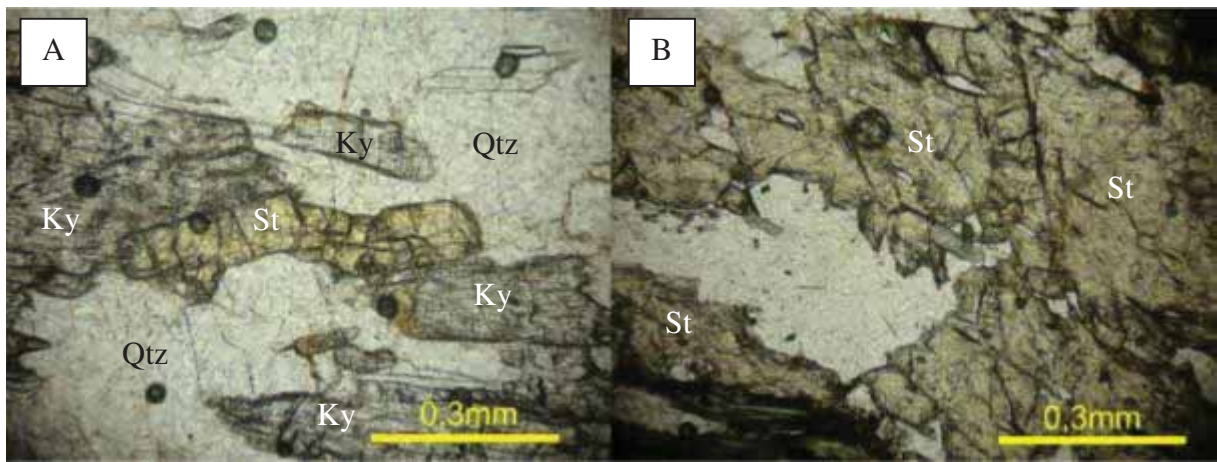
Devido à presença de cloritóide e de estaurólita pode-se inferir que os sedimentos que originaram essas rochas eram ricos em alumínio. Nas porções onde ocorrem a estaurólita pode-se inferir que os protólitos eram pelitos verdadeiros, ricos em alumínio e pobre em cálcio.

As rochas metabásicas do Domínio W são em geral representadas por anfibolitos, na porção sul esses litotipos apresentam as seguintes paragêneses Tr/Act+Ep, Tr/Act+Chl, Tr/Act+Ep+Chl, que indicam fácies xisto verde, no sudoeste ocorre Hbl+Act+Ep+Chl que mostra a passagem de xisto verde para a fácies anfibolito. Na porção central a partir do ponto (GUN-8-73A) não é mais observado a presença de Tr-Ac nos anfibolitos, sendo agora compostos principalmente por hornblenda e plagioclásio.

Na porção central do domínio, próximo à isógrada metamórfica Hbl+Plg *in*, ocorre paragênese (GUN-8-73A) composta por Hbl+Albita que indica a fácies xisto verde superior, zona da granada. Nas regiões ao norte da isógrada citada, a albita ocorre associada com o oligoclásio, podendo representar o Gap da Peristeria, entretanto devido à andesina ocorrer disseminada nos anfibolitos, não foi possível traçar as isógrada metamórficas que marcam a saída da albita e a que marca o Gap da Peristeria. A paragênese Hbl+Andesina indica fácies anfibolito inferior a médio.

Os gnaisses do Complexo Caiamar não fornecem boas paragêneses diagnósticas, sendo assim as intrusões metabásicas vão ser utilizadas para avaliar o metamorfismo, as intrusões são encontradas apenas nas porções central e norte do complexo. A paragênese apresentada é composta por Hbl+Andesina, indicando fácies anfibolito inferior a médio.

Figura 5.30 - Fotomicrografias das estaurolitas do Domínio W. A) Ponto GUN-3-145. B) Ponto GUN-1-GUN-76



5.3.1.2 Domínio E

O Domínio E tem suas paragêneses diagnósticas presentes nas rochas metabásicas do próprio TSA e da Fm. Serra Azul, e nos biotita xistos da Fm. Serra Azul. As rochas metabásicas que se encontram na forma de intrusões dentro do TSA mostram a paragênese Hbl+andesina e Hbl+Andesina/Labradorita indicando fácies anfibolito médio, devido à composição mais cálcica do plagioclásio.

Os anfibolitos da Fm. Serra Azul na porção sul mostram a paragênese composta por Hbl+Andesina/Oligoclásio que indica o início da fácies anfibolito inferior, na porção central o oligoclásio dá lugar à labradorita indicando a fácies anfibolito médio.

No extremo norte do domínio ocorre a paragênese composta por Hbl+Albita/Oligoclásio, indicando fácies epidoto anfibolito. Nessa região foi identificado em análise microscópica da amostra (GUN-2-76A), metachert impuro, a desmisturação entre cummingtonita/grunerita e hornblenda (Figura 5.31), tal processo ocorre e fácies anfibolito superior, zona da sillimanita.

A faixa de biotita xisto da Fm. Serra Azul que circunda o TSA mostra na porção norte a paragênese composta por Ky+St (Figura 5.31) indicando fácies anfibolito inferior a médio. Próximo à pequena falha que desloca a faixa de biotita xisto, norte do presente domínio, ocorre estauroлита, que indica fácies epidoto anfibolito superior.

5.3.2 Condições de Temperatura e Pressão

Para determinar as possíveis condições de temperatura e pressão em que os metapelitos foram metamorfisados será utilizada uma pseudoseção (Figura 5.32) que foi gerada para metapelitos ricos em alumínio, como explicado anteriormente à presença de estauroлита e cloritóide indicam essa composição. Também será utilizada uma grade petrogenética (Figura 5.33) para avaliar as condições de T e P das rochas de composição máfica. Devido à mineralogia das paragêneses discutida acima o sistema químico para os metapelitos do GBG é composto por $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$, sistema KFMASH, com influência de MnO e Na_2O .

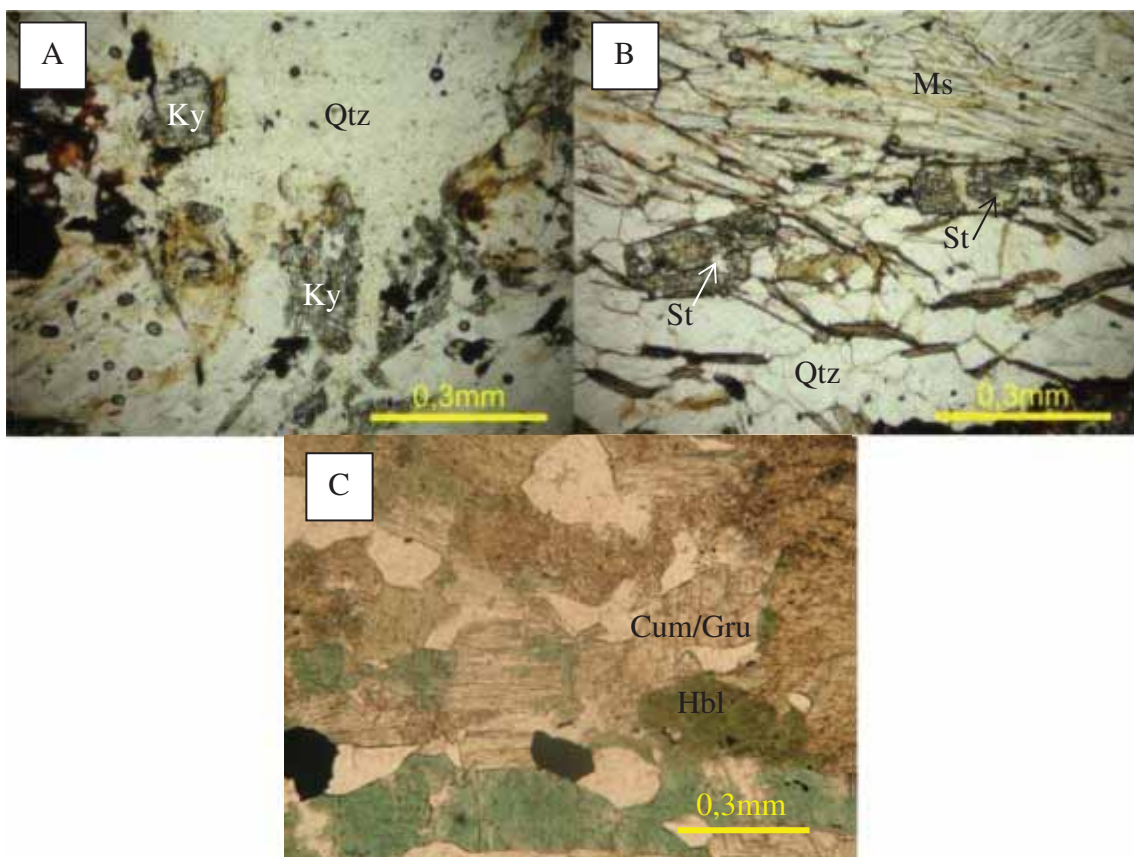
5.3.2.1 Domínio W

O cloritóide quando não está associada a granada é estável entre 400 e 530°C e com ausência da cianita indica pressões entre 0,5 e 4 kbars. Como ocorrem formações manganésíferas na região, é de se esperar que nos metassedimentos detríticos haja uma contribuição do MnO no sistema, desta maneira a granada já poderia ser estável com a clorita em temperaturas entre 440 e 470° e pressões mínimas na ordem de 2 kbars, essa mudança na estabilidade da T é apresentada por Spears (1995). Sendo possível a formação da clorita e da granada e por consequência o consumo dos cristais de cloritóide. Desta maneira pode-se inferir que a o extremo sul foi metamorfisado em temperaturas superiores a 400 e inferiores a 530°C.

A ausência da estauroлита na porção central e sul do domínio demonstra que provavelmente as condições de T eram ideais para a formação da granada e da clorita, mas não da estauroлита que se forma em temperaturas superiores a 550°C. Então nessas porções o cloritóide, provavelmente, foi totalmente consumido para a formação da paragênese $\text{Grt} + \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Qtz}$. Outra possibilidade é que a ausência do cloritóide é devido à composição

química da rocha que não permitiu sua formação. No presente trabalho será adotada a primeira hipótese, pois as paragêneses dos anfibolitos na mesma região indicam condições T acima do equilíbrio do cloritóide

Figura 5.31 - A e B Fotomicrografias do biotita xisto da Fm. Serra Azul no Domínio E, A Cristais de cianita subandrais, B cristais de estaurolita subeudrais. C) Fotomicrografia de um metachert impuro da Fm. Serra Azul, Domínio E, mostrando desmisturação de anfibólios.



Fonte: C - GUN-2.

Desta maneira as paragêneses indicam que essas rochas foram metamorfisadas em temperaturas a partir de 440°C e podendo alcançar valores próximos a 550°C. Em relação à pressão, não correm paragêneses que permitem uma boa delimitação da P, mas como nas regiões adjacentes ocorrem cianitas pode-se inferir que P era no mínimo superiores a 4kbars.

É importante ressaltar que nas grades petrogenéticas genéricas utilizadas para avaliar metapelitos a estaurolita inicia sua cristalização a 510°C, porém na presente pseudoseção essa

cristalização se inicia a 550°C. Também cianita possui um campo muito amplo de temperatura e pressão, começando a formar-se a 480°C e 3 kbars e é estável até 800°C e 20 kbars.

É importante ressaltar que as condições de estabilidade da cianita apresentadas acima são em função da pseudoseção adotada. As condições de equilíbrio do ponto tríplice do sistema Al_2SiO_5 , variam de acordo com o autor do diagrama de fase, como por exemplo a Figura 5.29 que mostra que a cianita é estável em condições inferiores em relação à apresentada na Figura 5.32.

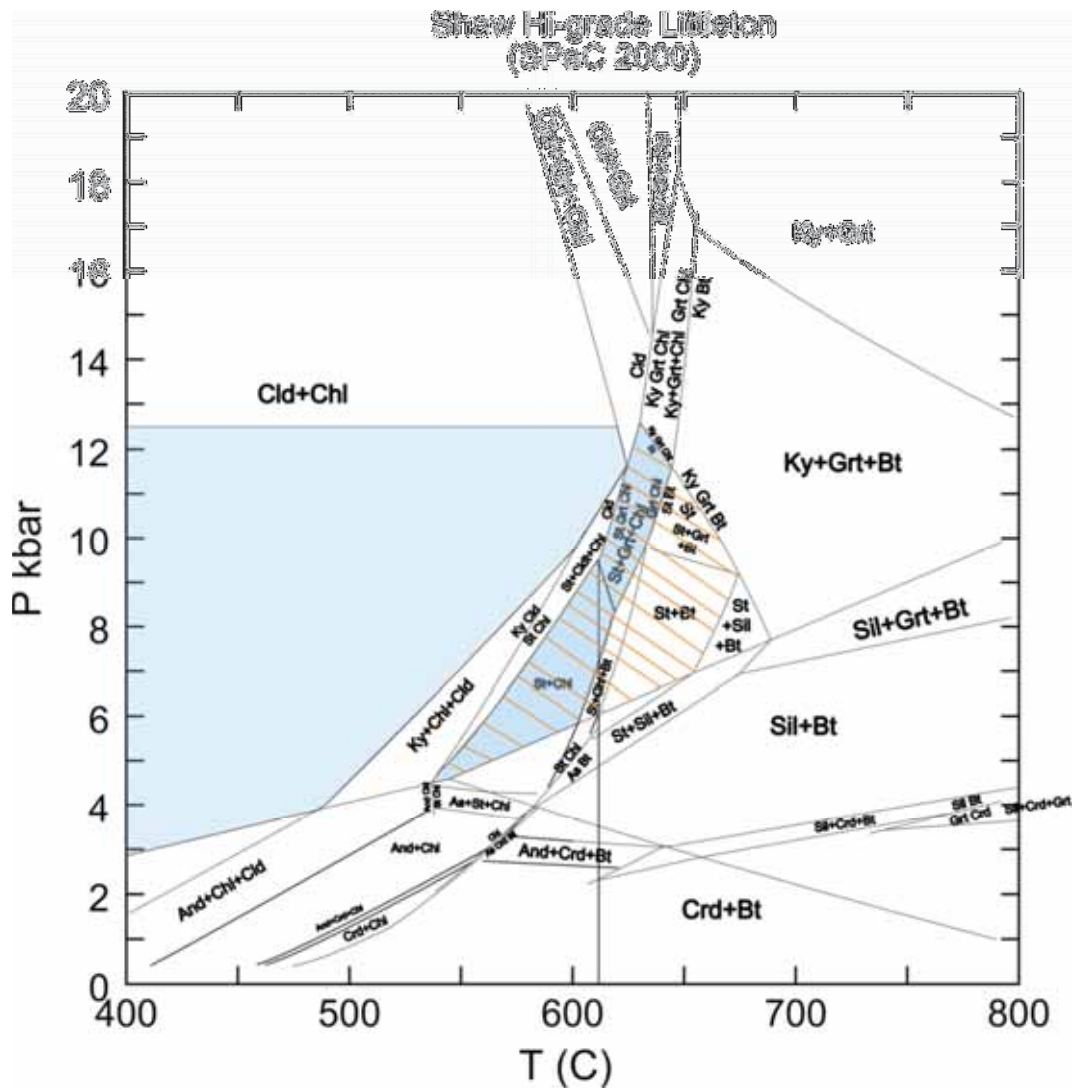
A paragênese composta por St+Chl+Grt que é encontrada na porção norte do domínio é estável no intervalo de temperatura entre 610°C e 645°C e pressões entre 8kbars e 13kbars. Levando em conta o que foi discutido acima em relação ao equilíbrio da granada com a clorita, pode-se inferir que essa região foi afetada por temperaturas superiores a 440°C e inferiores a 645°C, e pressões 4kbars e inferiores a 13kbars.

Nas rochas metabásicas a actinolita começa a se cristalizar a 350°C e a 0,5 kbars, e se mantém estável até aproximadamente 500°C e 8 kbars. O epidoto começa a se cristalizar aproximadamente nas mesmas condições que a actinolita, e se mantém até 680°C (em elevadas pressões) e 10 kbars. A clorita começa a se formar a 150°C e em pressões muito baixa e mantém-se estável até 550°C e 8,5 kbars. A hornblenda começa a se formar em 470°C e 1,3 kbars, podendo permanecer até 900°C e 12 kbars.

Dessa maneira a porção sul foi metamorfisada entre 410 e 610°C e pressões superiores a 4 kbars. Na porção central e norte onde ocorre a hornblenda, e há ausência de clorita e epidoto indica que essas regiões foram metamorfisadas em condições superiores a 550°C podendo alcançar 750°C e pressões superiores a 4 kbars.

O diagrama PT (Figura 5.34) apresenta as curvas de estabilidade das paragêneses minerais do Domínio W para o metamorfismo principal. Segundo o diagrama pode-se afirmar que a temperatura mínima em que essas rochas foram metamorfisadas é de 410°C e a pressão mínima é superior a 4 kbars, alcançando o pico metamórfico em 645°C e 13kbars. Também é evidente que a porção norte foi afetada por temperaturas superiores que a porção sul, na ordem de 200°C. Não foram encontrados geobarômetros precisos distribuídos no domínio.

Figura 5.32 - Pseudoseção utilizada para metapelitos ricos em alumínio. Em azul o campo de estabilidade do Domínio W. A porção hachurada é o campo de estabilidade do Domínio E.



Fonte: Modificado de

http://ees2.geo.rpi.edu/MetaPetaRen/Software/GibbsWeb/ShawHiGrd_Pseudo.pdf

5.3.2.2 Domínio E

A paragênese Ky+St+Grt+Chl apresenta limites de T e P semelhantes a da paragênese St+Grt+Chl, entretanto a presença de biotita indica que os metapelitos dessa região foram afetados por temperaturas mais elevadas, na ordem de 675°C, a pressão mantém o limite superior de 13 kbars.

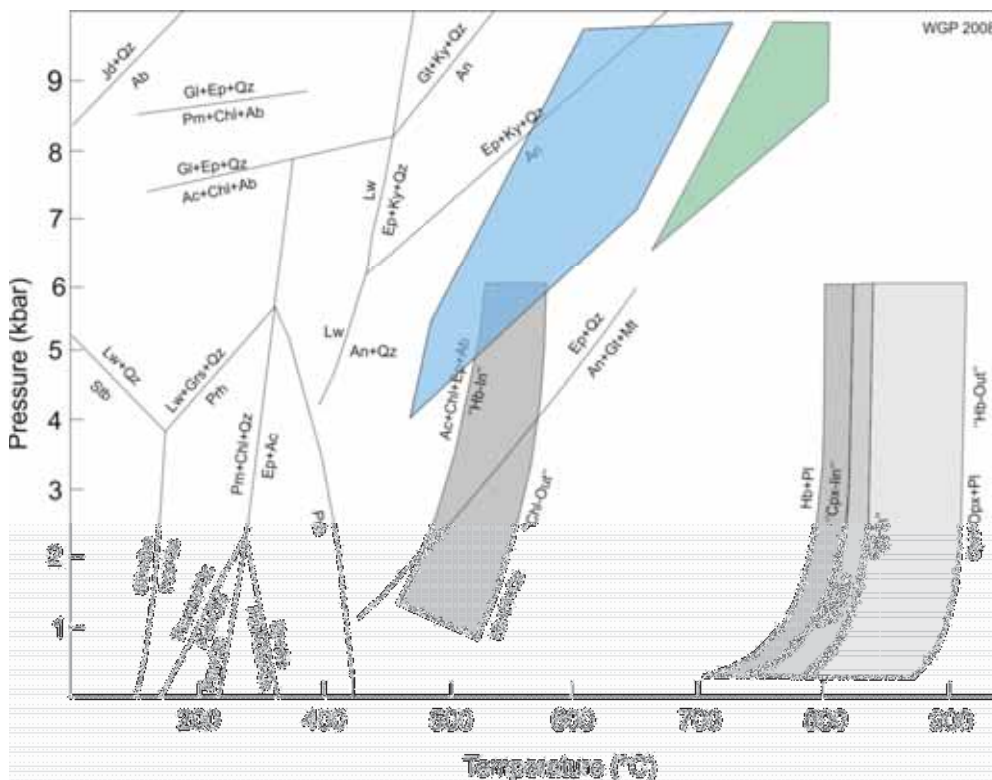
A paragênese presente nos anfibolitos, Hbl+Plg mostra que foram metamorfisados em temperaturas acima de 550°C, podendo chegar a 750°C. Outro recurso que pode ser utilizado

para avaliar a temperatura máxima em que ocorreu na área, além das paragêneses, é a desmisturação da grunerita para hornblenda que ocorre na porção norte do domínio, tal processo só ocorre em temperaturas de no mínimo 700°C.

O diagrama PT (Figura 5.35) referente ao metamorfismo principal que ocorreu no Domínio E mostra que a temperatura mínima do metamorfismo é superior a 550°C alcançando valores máximos na ordem de 700°C.

Devido a essa elevada temperatura de 700°C era de se esperar a presença de sillimanita e anetexia nos metassedimentos, entretanto esse mineral não foi observado nas amostras analisadas. Uma possibilidade para essa ausência, é que o pico de temperatura que gerou a desmisturação entre anfibólios foi por um período de tempo rápido que não permitiu a formação de sillimanita, ou mesmo que ela houvesse se formado, as condições para a paragênese Ky+St foram mais estáveis e não deixaram o registro da sillimanita. Semelhante ao que ocorre no Domínio W não ocorrem geobarômetros precisos na área.

Figura 5.33 - Grade petrogenética para rochas metamáficas. Em azul o campo de estabilidade do Domínio W. Em verde o campo de estabilidade do Domínio E.



Fonte: Modificado de

<http://www.geol.lsu.edu/henry/Geology3041/lectures/25MetaMafics/Fig25-b.jpg>

Figura 5.34 - Diagrama de P e T mostrando as curvas de estabilidade de todos os litotipos do Domínio W, o campo em azul são as possíveis condições de T e P em que a região foi metamorfisada.

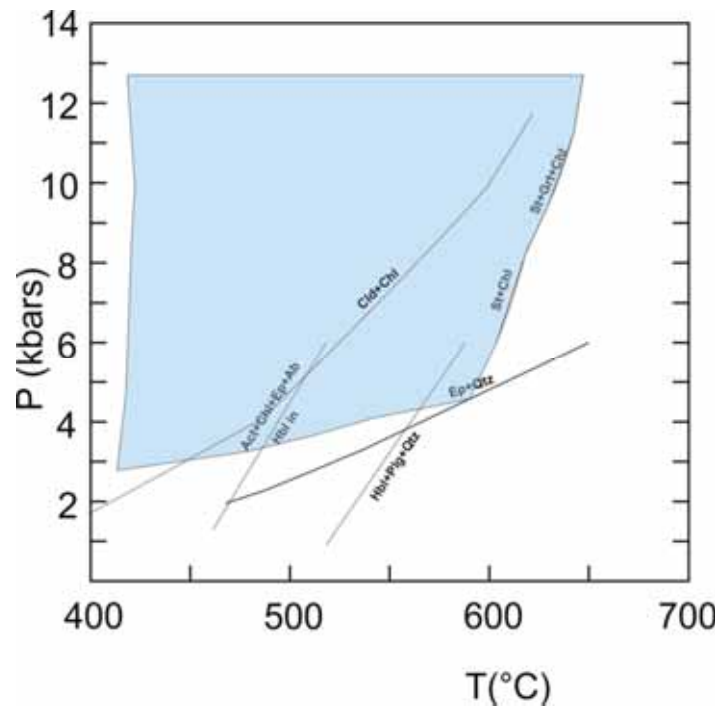
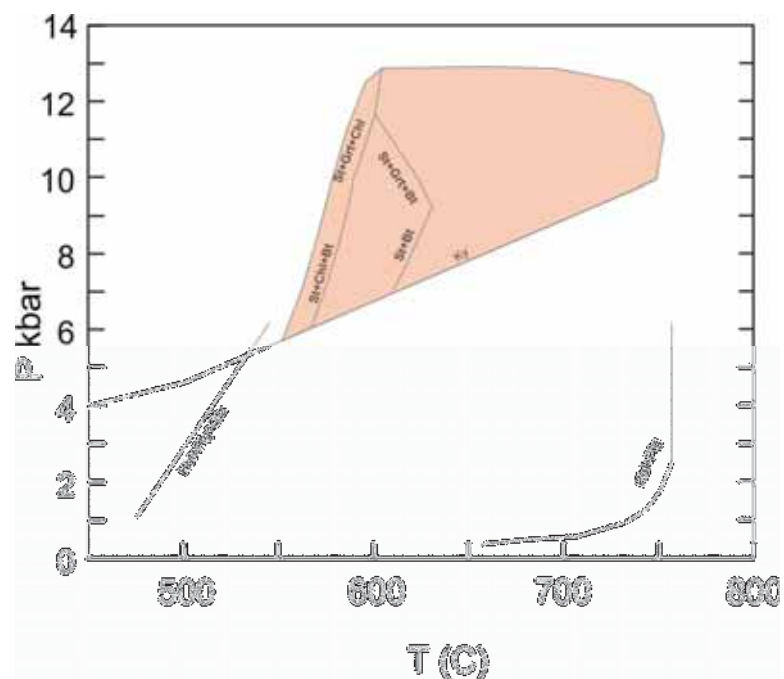


Figura 5.35 - Diagrama de P e T mostrando as curvas de estabilidade para todos os litotipos do Domínio E, o campo em rosa são as possíveis condições de T e P em que a região foi metamorfisada.



5.3.3 Retrometamorfismo

O retrometamorfismo é marcado nos anfíbolitos pelos epidotos sendo formado a partir dos cristais de hornblenda, passando da fácies anfíbolito para a fácies xisto verde, mas com reação parcial. Nos metapelitos o retrometamorfismo pode ser observado a partir do desequilíbrio da estauroлита que deu origem a clorita. Estas cloritas se situam nas sombras de pressão dos cristais em desequilíbrio, diferente das cloritas em paragêneses com a estauroлита que estão dispersas na matriz. Indicando que os metapelitos saíram da fácies anfíbolito inferior a médio, e passaram para a fácies xisto verde superior.

Os cristais de hornblenda e de estauroлита entram em desequilíbrio em temperaturas inferiores a 550°C, podendo ser esse o limite superior da temperatura do retrometamorfismo. O limite inferior pode ser inferido a partir das granadas que ainda que estão sendo cloritizadas em algumas porções, mostrando que provavelmente a temperatura do retrometamorfismo é inferior a ao intervalo entre 440 e 470°C.

5.3.4 Comparação Entre os Domínios

Analisando o que foi descrito anteriormente em relação aos domínios W e E é possível argumentar que o Domínio W foi metamorfoisado em uma faixa de T inferior em relação ao Domínio E. Pode-se inferir também que a temperatura do Domínio E é superior devido à intrusão do corpo granítico que elevou a temperatura da região em torno, mas desta maneira seria de se esperar que porção em torno da intrusão apresentasse elevadas temperaturas, o que evidentemente não está registrado no presente momento. Esse fato está associado à Zona de Cisalhamento Carroça que corta as isógrada de maior temperatura do Domínio E.

Intrusões de grandes corpos graníticos estão associadas a temperaturas na ordem de 700 a 1000°C e trazem consigo grandes quantidades de fluídos, sendo esses os responsáveis pela mobilidade do corpo durante a intrusão. Os fluidos também são os principais agentes para transportar o calor pertencente ao corpo, e quanto mais rápido esses fluidos se dispersam, mais rápido os valores de temperatura diminuem.

Ao analisar a grande quantidade de pegmatitos e veios de quartzo encontrados no Domínio E, e comparando com o Domínio W onde essas manifestações são raras, ou, até ausente, pode-se afirmar que no primeiro domínio é registrada uma maior interação das

rochas encaixantes com os fluído provenientes da intrusão, e a oeste o mesmo não acontece, sendo essa a provável razão pela qual o Domínio E apresenta maiores condições de T.

Uma hipótese que poderia explicar essa diferença de temperatura é que a zona de cisalhamento deslocou a porção de maior temperatura que estaria a oeste, e hoje não há dados para determinar em que direção foi esse deslocamento, ou se essa porção foi deslocada e erodida.

5.3.5 Metamorfismo e Deformação

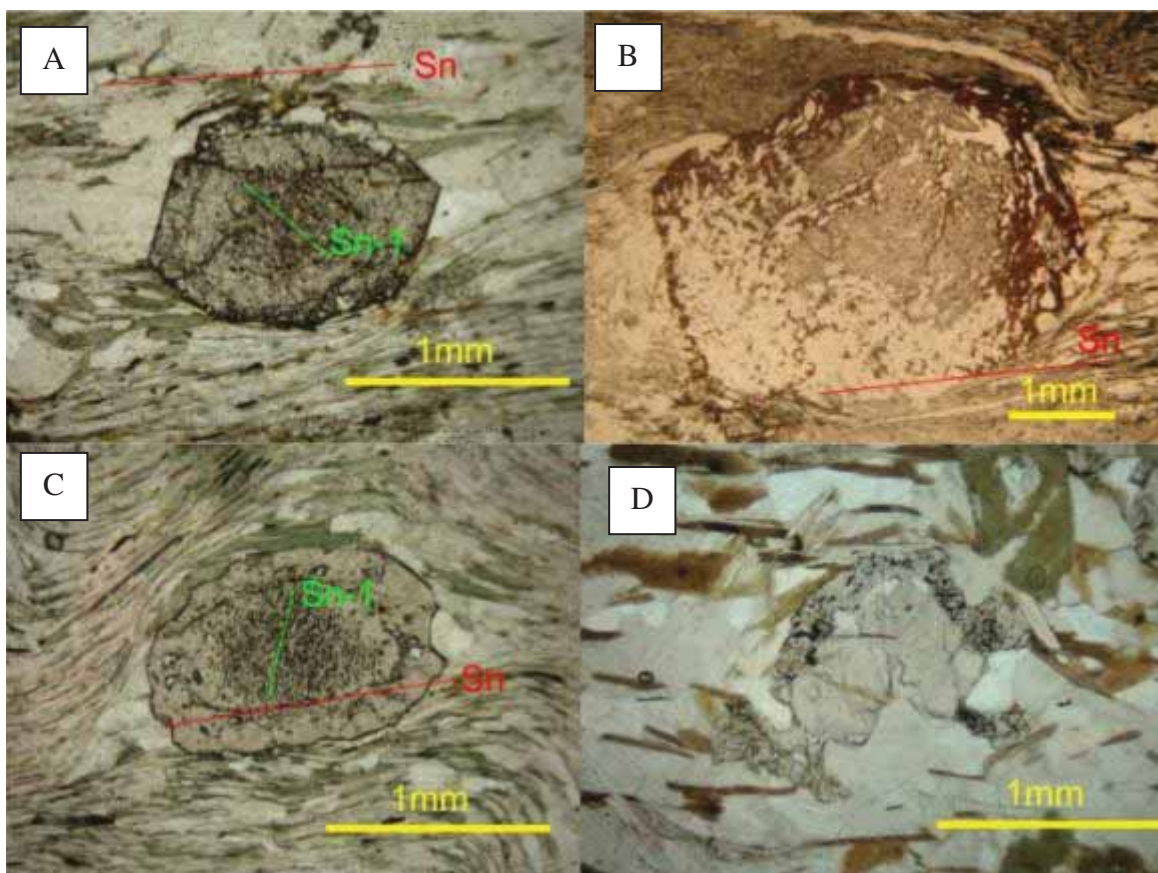
Ao analisar os cristais de estauroлита e cianita, que em algumas amostras possuem a forma de porfiroblastos, e os cristais de hornblenda e plagioclásio pode-se classifica-los com sin-Dn, ou seja, o metamorfismo principal e o seu ápice são contemporâneos a fase Dn.

Os porfiroblastos de granada (Figura 5.37) em rochas metassedimentares forneceram boas análises para a relação do metamorfismo com a deformação que ocorreu na área de estudo. Foram identificados cristais inter-tectônicos, sin-tectônicos, tardi-tectônicos e pós-tectônicos, também foram identificados cristais zonados. Outros porfiroblastos encontrados são tremolitas nas rochas ultramáficas da Fm. Serra do Cotovelo e biotitas em xistos, esses dois se mostram pós-tectônicos (Figura 5.38).

Os cristais zonados de granada (Figura 5.37) demonstram em sua porção interna uma foliação anterior a foliação Sn, marcada pela orientação de opacos e pelas inclusões nos cristais, já a porção externa demonstra padrões sin-Dn através de inclusões, ou, através de sombras de pressão. A textura descrita sugere que podem ter ocorrido dois eventos metamórficos nessas rochas, o primeiro contemporâneo a uma fase pré-Dn que alcançou ao menos a fácies xisto verde, zona da granada, em temperaturas a partir de 440 a 470°C, o segundo pulso é o metamorfismo principal descrito anteriormente e contemporâneo a fase Dn.

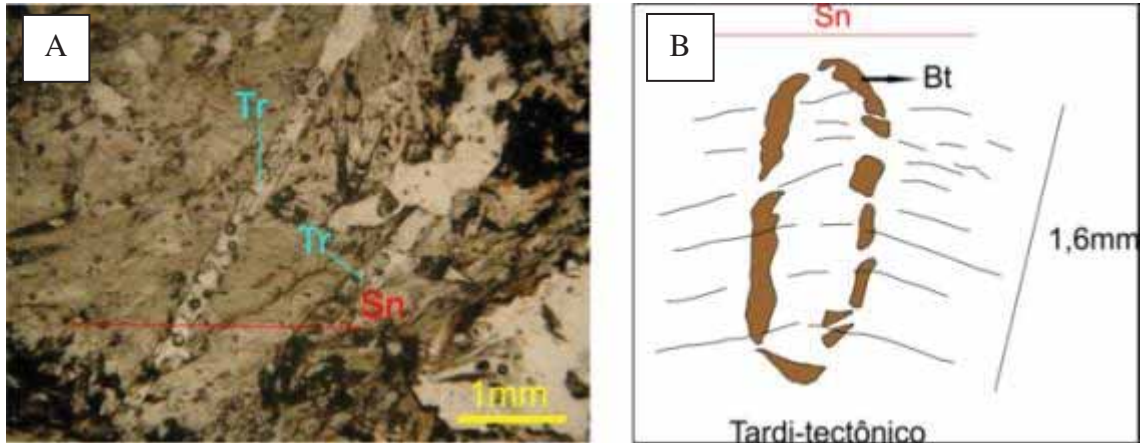
Os porfiroblastos tardi e pós-tectônicos de granada podem ter se formado devido ao retrometamorfismo do evento principal, ou seja, o ápice metamórfico foi contemporâneo ao Dn e posteriormente as condições de T e P diminuiram juntamente com o esforços tectônicos, de tal maneira que novos porfiroblastos de granada se formaram no fim ou posteriormente ao evento Dn. Outra possibilidade é que os porfiroblastos pós-tectônicos se formaram em um evento metamórfico posterior a ao evento Dn, essa teoria pode ser reforçada, pois ocorrem arcos poligonais em dobras Dn (Figura 5.39) em cristais de muscovita, indicando que depois que esses minerais foram dobrados houve um aumento na temperatura que recristalizou esses cristais.

Figura 5.36 - Fotomicrografias de porfiroblastos de granada. A) Cristal de granada zonado em que a porção interna mostra uma foliação oblíqua a foliação principal. GUN-3-130 B) Cristal de granada sin-Dn. Ponto GUN-1-4. C) Cristal de granada zonada mostrando uma foliação interna quase perpendicular a foliação principal. Amostra FCA-21-38,90. D) Cristal de granada zonado, sendo a porção interna isenta de opacos e diferente da porção externa, o condensador móvel foi inserido no sistema para melhor visualização do zoneamento. GUN-2-

17^a

Fonte: B – GUN-1.

Figura 5.37 - A) Fotomicrografia de porfiroblasto pós-Dn de tremolita, em tremolita clorita xisto da Fm. Serra do Cotovelo. GUN-1-20A. B) Esquema de um porfiroblasto de biotita pós-Dn da lâmina FGC-11-394,70



Fonte: GUN-1

6 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES

O presente capítulo tem como objetivo discutir as relações dos dados levantados no trabalho e suas interpretações com aqueles já existentes na bibliografia.

De acordo com a litoestratigrafia definida por Jost e Oliveira, 1991 (apud/ citado por JOST et al., 2001) o Grupo Guarinos é composto basicamente por uma sequência vulcanossedimentar, sendo a base composta por derrames ultramáficos e máficos, e o topo composto por uma sequência de rochas sedimentares químicas ou detríticas, podendo ter influência vulcânica.

Jost et al., (1995) descreve as cinco unidades definidas para o Grupo Guarinos apresentando de que maneira elas afloram no GBG (Figura 4.3), os litotipos típicos e as suas características petrográficas. Na área de estudo, como foi apresentado na seção Estratigrafia e Litologia, foram definidas as unidades litoestratigráficas baseada nas características descritas acima. Entretanto algumas unidades apresentam características discrepantes como ilustrado na Tabela 6.1, e a estratigrafia não foi considerada invertida. Em relação à geologia estrutural existem duas fases de deformação, a fase Dn representada por uma Sn//So e possui um caráter dúctil, essa fase evoluiu para a Dn+1 que possui um caráter mais rúptil, sendo caracterizado por falhas de empurrão. O TSA cavalga sobre o Bloco Moquém (Figura 4.3) e Jost e Fortes (2001) definem a Zona de Cisalhamento Engenho Velho que corta o GBG longitudinalmente na porção central do *greenstone belt*.

No presente trabalho foram observadas três fases de deformação, diferente do que foi apresentada acima, a foliação Sn nem sempre é paralela ao bandamento composicional So, sendo possível observar a interação das duas estruturas em lâmina, entretanto nos afloramentos e nas amostras de mão nem sempre é possível observar essa relação. A maneira da qual a Zona de Cisalhamento Engenho Velho é apresentada por Jost e Fortes (2001) (Figura 4.4), não foi observada, principalmente o segmento que corta longitudinalmente a porção central da Fm. Cabaçal, não foram observadas mudanças na textura das rochas e nas estruturas.

Segundo Jost et al., (1995) a direção de transporte da falha de empurrão a nordeste é E-W, entretanto lineações minerais identificadas na mesma região indica que o transporte tectônico possui direção SSE-NNW.

Jost et al., (1995) é o trabalho que melhor descreve o metamorfismo em relação a outros trabalhos existentes, pois apresenta as paragêneses minerais dos litotipos presente no GBG, enquanto outros trabalhos desenvolvidos não abordam essa questão, descrevendo

apenas que o metamorfismo do GBG alcançou fácies xisto verde. No trabalho citado acima mostra que as rochas de composição ultramáfica apresentam paragêneses composta por Tr+Act+Tlc, os metabasaltos apresentam Act+Ab+Ep e os metassedimentos mostram Clh+Cld, indicando fácies xisto verde na zona da biotita e assume que não possível determinar o gradiente metamórfico. Também descreve a presença de sillimanita em lentes tectonicamente imbricadas no Grupo Guarinos. Descreve que o efeito termal da intrusão do Tonalito Tocambira, Complexo Caiamar, gerou nos metabasaltos do Grupo Guarinos a paragênese Hbl+Plg, superpondo o metamorfismo regional (fácies xisto verde) e recristalizou os cristais das rochas metaultramáficas. A intrusão do TSA teria formando cristais de epidoto, albita e carbonato nos metabasaltos.

No presente trabalho a paragênese descrita para os metabasaltos, Act+Ep (fácies xisto verde) é observada apenas na porção sul do GBG, sendo que na porção norte é observado somente a paragênese Hbl+Plg (fácies anfibolito), e essa paragênese não é condicionada pela presença do Tonalito Tocambira.

Nos metassedimentos a paragênese composta por cloritóide é observada apenas no extremo sul do *greestone belt*, sendo que próximo à porção central (Apêndice II) esse mineral deixa de ocorrer. Na porção norte são observados os minerais estauroлита e cianita nos xistos da Fm. Cabaçal, indicando fácies anfibolito e que não podem ser lentes tectonicamente imbricadas. A intrusão do TSA, diferente do que foi descrito acima, não formou cristais de epidoto, albita e carbonato, mas provavelmente formou plagioclásios mais cálcicos nos anfibolitos, e possivelmente gerado a desmisturação de anfibólios, como apresentado na seção metamorfismo.

Segundo as informações apresentadas na seção referente ao metamorfismo pode-se inferir o gradiente metamórfico do GBG, sendo que as condições de temperatura e pressão aumentam de sul para norte, fácies xisto verde para fácies anfibolito. Entretanto não há uma relação clara até que ponto as paragêneses que indicam um maior grau metamórfico na porção norte, estão associadas ao metamorfismo regional e a intrusão do TSA, sabe-se que os dois elementos aumentam o grau metamórfico do GBG.

Quadro 6.1 - Comparação entre a estratigrafia apresentada por Jost et al., (1995) e a estratigrafia apresentada no presente trabalho, Lima (2011)

Jost et al., (1995)		Lima (2011)			
Unidade	Disposição no GBG	Litotipos Característicos	Unidade	Disposição no GBG	Litotipos Característicos
Fm. Cabaçal	Ocorre na forma de uma faixa alongada segundo a direção do GBG e estende-se de norte para sul.	Filitos carbonosos.	Fm. São Patricinho	Aflora na porção sul, e é representada por uma faixa que situa entre a Fm. Aimbé e o Grupo Araxá, e faz contato com a Fm. Serra do Cotovelo.	Xistos com porções variadas de muscovita, clorita e quartzo.
Fm. Aimbé	Ocorre na porção nos dois flancos de uma estrutura antiformal.	Formações ferríferas.	Fm. Aimbé	Ocorre de três maneiras. A primeira na forma de uma faixa dobrada na porção sul da área de estudo. A segunda ocorre na forma uma faixa alongada segundo NW-SE. E na forma de duas lentes restritas com dimensões inferiores a 100 metros, um delas ocorre na porção norte, e a outra na porção mais central.	Formações ferríferas.
Fm. São Patricinho	Descontinua aflorando apenas nas porções meridionais.	Clorita xistos, clorita quartzo xistos e clorita sericita quartzo xistos.	Fm. Cabaçal	Ocorre na forma de uma faixa alongada segundo a direção do GBG e estende-se de norte para sul.	Xistos carbonosos.
Fm. Serra Azul	Corresponde a maior área do GBG e aflora na forma de duas faixas coalescentes com direção norte, contornando a leste e a oeste a Fm. Cabaçal.	Metabasaltos finos compostos principalmente por ferroactinolitas e albita.	Unidade A	Ocorre na porção central na forma de uma faixa alongada segundo NW-SE.	Tremolita clorita xistos, anfíbolitos, talco xistos e clorita xistos.
Fm. Serra do Cotovelo	Porção noroeste da área, próximo ao contato com o Complexo Caiamar. São cunhas e lentes imbricadas nos Metabasaltos da Fm. Serra Azul.	Talco xistos e BIFs.	Fm. Serra do Cotovelo	Porção oeste na oeste da área forma de uma faixa alongada segundo a direção geral do GBG. Que estende-se de norte a sul, limitada pela Fm. Cabaçal e o Comp. Caiamar.	Clorita tremolita xistos e anfíbolitos.

7 CONCLUSÕES

A caracterização metamórfica do Greenstone Belt de Guarinos realizado no presente trabalho trouxe uma nova ótica sobre o metamorfismo dessa região. Trabalhos de caráter regional que abordaram o greenstone belt como um todo (JOST et al., 2001 e JOST et al., 1995), apresentam as paragêneses minerais e as fácies metamórficas que essas representavam, sem representá-las cartograficamente. Também há carência da relação dos eventos tectônicos com os eventos metamórficos, das análises das condições de temperatura e pressão do metamorfismo e da própria evolução metamórfica da região.

Baseado nas informações apresentadas na seção Metamorfismo pode-se dizer que o principal evento metamórfico do GBG é contemporâneo à deformação principal (Dn), e as condições de temperatura e pressão aumentam de sul para norte. Também foi observado o fato que onde o TSA está inserido o grau metamórfico mostra-se superior, evidenciando assim que o Domínio W possui condições de T diferentes do Domínio E.

Considerando-se o Domínio W no extremo sul ocorre fácies xisto verde na zona da biotita, no intervalo de temperatura entre 400 e 450°C. Nas porções sul e central as condições de T aumentam alcançando a zona da granada, temperaturas entre 440 e 520°C. A porção norte mostra as condições do ápice metamórfico da região em fácies anfíbolito inferior a médio, registrando temperaturas de 520 a 645°C. No Domínio E não é observada a fácies xisto verde, o que está registrado são as fácies anfíbolito inferior a médio e a fácies anfíbolito superior, mostrando que as condições mínimas de T era superior a 550°C e que o limite de temperatura pode ter alcançado 700°C, entretanto não foram observadas feições de fusão parcial nas rochas., sugerindo limites de T em torno de 650°C. Com relação à pressão, sabe-se apenas que devido à presença da cianita e ausência de paragêneses de fácies eclogito. As condições bárias devem ter sido superiores a 4 kbars e inferiores a 12 kbars.

As diferenças de temperatura entre os domínios W e E foram causadas pela Zona de Cisalhamento Carroça, pois a essa estrutura provavelmente deslocou a porção a oeste onde estavam registradas as condições de T semelhantes as da porção leste. Assim a porção oeste da zona de cisalhamento registra uma região pouco afetada pelos fluídos quentes, isso pode ser evidenciado pela pouca expressão, ou mesmo a ausência, dos pegmatitos e veios de quartzo. Na porção leste ocorre o oposto onde essas manifestações são comuns.

A evolução do metamorfismo, baseado nas informações e considerações levantadas no presente trabalho, pode ter se desenvolvido da seguinte maneira:

1° - Evento: Se desenvolveu anteriormente a fase Dn e as granadas que registram esse evento, mostram que as condições de temperatura alcançaram ao menos o intervalo entre 440 e 470°C, mas não há informações suficientes para determinar os limites mínimos ou máximos. Tal evento foi identificado através das granadas zonadas apresentadas na seção Metamorfismo.

2° - Evento: Interpretado como o evento principal de metamorfismo e contemporâneo a fase Dn. Desenvolveu-se de maneira progressiva, aumentando as condições de T e P de sul, fácies xisto verde inferior, para norte, fácies anfibolito inferior a médio, nas imediações do TSA alcançou fácies anfibolito superior indicando que a intrusão do mesmo é contemporânea ao metamorfismo principal. Foi observado retrometamorfismo provavelmente associado a esse evento que é marcado pela fácies xisto verde médio.

3° - Evento: Está associado a esse evento as granadas tardi- e pós-Dn, pois, elas poderiam ter se desenvolvido de um terceiro pulso metamórfico que ocorreu no final da fase Dn. Outra possibilidade é esse pulso ter ocorrido posteriormente a fase Dn.

Assim pode-se afirmar que em relação aos objetivos propostos para o presente trabalho, que consistia na primeira caracterização metamórfica do GBG e a sua relação com a tectônica que se desenvolveu nele, foi alcançada satisfatoriamente. É de se esperar agora que novos estudos sejam realizados com esse foco a fim de melhorar e questionar os dados e as interpretações levantadas. Também o que se mostra de grande valia de ser realizado posteriormente, são os ensaios de geotermometria e geobarometria que melhorariam o entendimento das condições de T e P, principalmente para o segundo caso que carece de minerais índices, assim como a análise química dos anfibólios e plagioclásios que contribuiriam para esse sentido.

8 BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira**, v. 7, p. 394-364, 1977.
- BERTANHA, E. S. **Caracterização estrutural da porção norte do Depósito de Ouro Maria Lázara, Greenstone Belt de Guarinos – GO**. Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Rio Claro, 2010.
- BUTCHER, K.; MARTIN, F. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. 6. ed. Berlin: Springer-Verlag, 1994. 318 p.
- QUEIROZ, C.L, et al. U–Pb SHRIMP and Sm–Nd geochronology of granite–gneiss complexes and implications for the evolution of the central Brazil Archean terrain. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, p. 100-124, 2008.
- FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994 Brasília. **Anais**. Brasília: SBG. 1994. p. 184-187.
- JOST, H. . E. A. Geologia da Porção Norte do Greenstone Belt de Guarinos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 51-60, março 1995.
- JOST, H. Geologia de Terrenos Arqueanos e Proterozóicos da Região de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 315-328, 2001.
- JOST, H. Evolução Crustal e Depósitos Mineraiis do Bloco Arqueano de Goiás. II SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 2., 2009. Gramados: [s.n.]. 2009.
- JOST, H. et al. Idade U-Pb do Diorito Posselândia, Hidrolina. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 23, p. 352-360, 1993.
- JOST, H.; CARMELO, A. C.; MENESES, P. R. Litologias, relações de contato e estrutura do Bloco Caiamar, Crixás, Goiás. Anais IV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994a. [S.l.]: SBG. 1994a. p. 18-20.
- JOST, H.; FORTES, P. T. F. O. Gold deposits and occurrences of the Crixás Goldfield, central Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 358-376, 2001.
- JOST, H.; OLIVEIRA, A. M. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 4, p. 201-214, 1991.
- LOPES, F. R. **Mapeamento geológico-estrutural da porção sul do Greenstone belt de Guarinos, Goiás**. Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Rio Claro, 2010.
- Mapeamento Geológico de Áreas Cristalinas. Disciplina do Curso de Geologia da Unesp – Campus de Rio Claro, 2010 e 2011.

PULZ, G. M. **Geologia do Depósito Aurífero tipo Maria Lázara, Guarinos, Goiás.** IG/UnB. Brasília, p. 123. 1990.

QUEIROZ, C. L. **Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de.** Tese de Doutorado - UnB. Brasília, 2000.

SILVA, A. J. C. A. **Caracterização Estrutural do Greenstone Belt de Guarinos.**

Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Rio Claro, 2010.

SPEAR, F. S. **Metamorphic Phase Equilibria and Pressure- Temperature- Time Paths.**

2^a. ed. New Yorke: Department of Earth and Environmental Sciences Rensselaer Polytechnic Institute, 1995.

TASSINARI, C. C. G. et al. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of paleoproterozoic age for Mina III gold mineralization, Crixás District, Central Brazil. SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5, 2006, Punta Del Este, Uruguay.: [s.n.]. 2006. p. 527-529.

VALERIANO, C. et al. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V. E. A. **Geologia do Continente Sul-Americano:** Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 32, p. 575-592.

WIKPÉDIA. **Wikipédia.** Disponível em: <<http://www.wikipedia.com.br>>. Acesso em: 11 Agosto 2011.

APÊNDICE I

MAPA

GEOLÓGICO

APÊNDICE II

MAPA

METAMÓRFICO

APÊNDICE III

MAPA DE

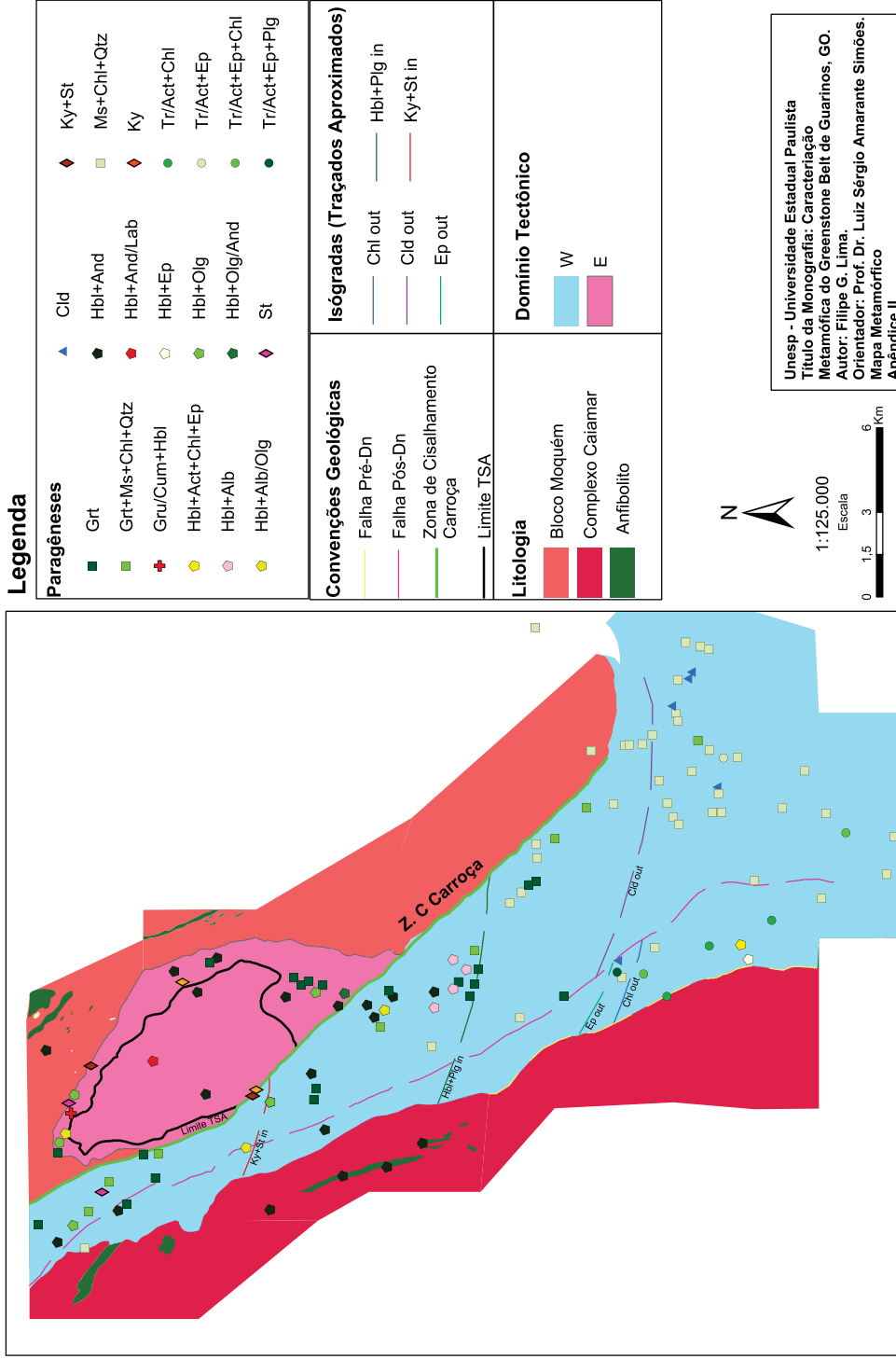
LÂMINAS E

PONTOS

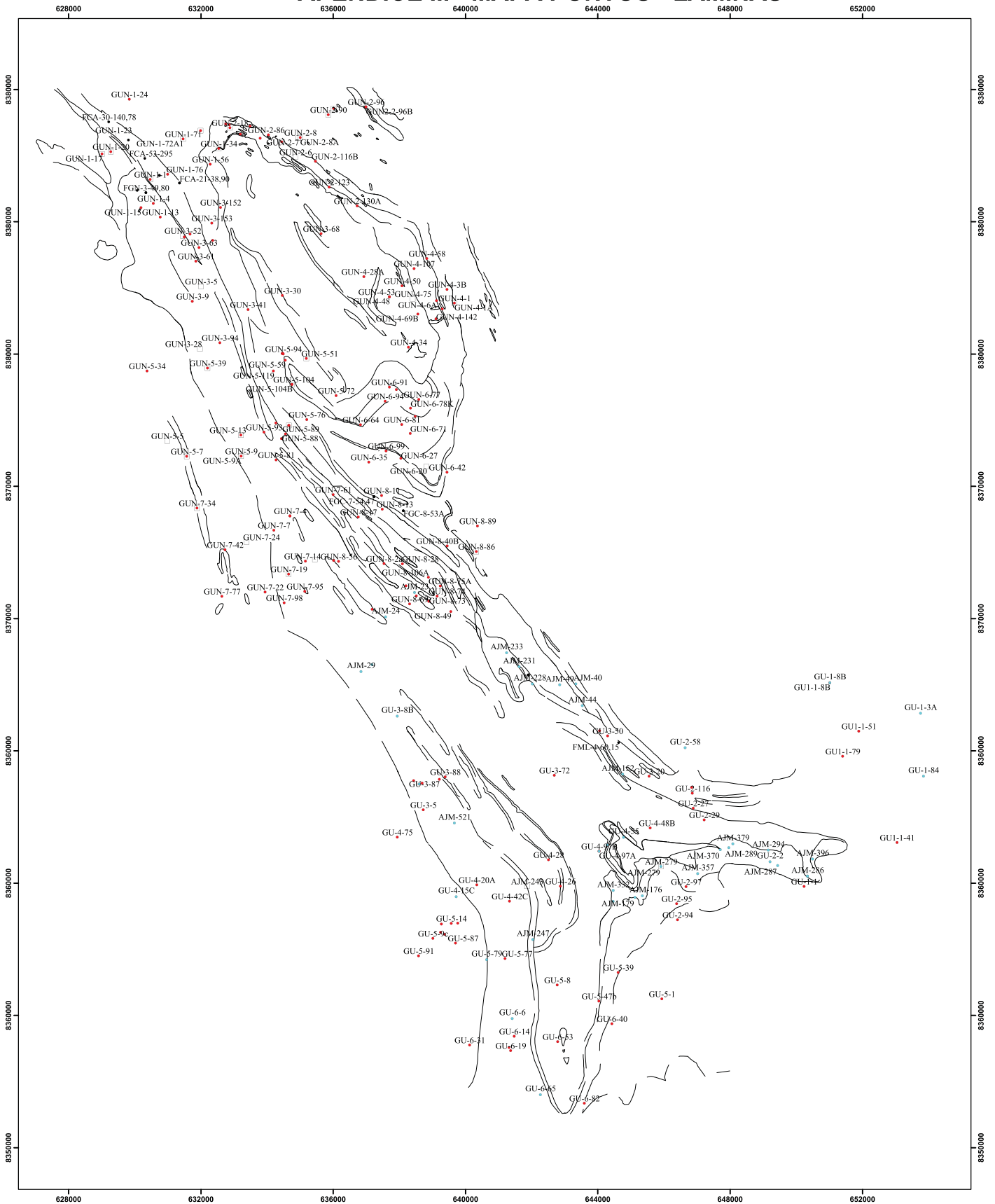
APÊNDICE IV
LÂMINAS
CATALOGADAS

ANEXO I ARTIGO
SOBRE A
ABREVIACÃO
DOS MINERAIS

Apêndice II Mapa de Metamórfico



APÊNDICE III - MAPA PONTOS - LÂMINAS



Legenda

- Lâminas Descritas
- Foram utilizadas apenas as informações destas lâminas, não houve revisão, nem descrições.
- Pontos Citados
- Lâminas Revisadas

Conveções Geológicas

- Contato Observado
- Contato Inferido

N

Escala
1:80.000

0 1,5 3 Km

Projeção Universal: Transverso Mercator
Datum: WGS 1984_UTM_ZONA - 22S

Unesp - Universidade Estadual Paulista
 Título da Monografia: Caracterização
 Metamórfica do Greenstone Belt de Guarinos, GO.
 Autor: Filipe G. Lima.
 Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões.

Identificação da Lâmina	Litologia	Paragênese	Fácies metamórfica
AJM - 152	Bt Chl Ms Qtz xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM - 176	Chl Cld Ms xisto c/ opacos	Cld	Xisto Verde
AJM - 179	Mag/Hem Chl Qtz Ms xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM - 228	Grt Ms carbonoso xisto (xisto carbonoso)	Grt	Xisto Verde
AJM - 231	Chl Bt Ms Qtz xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM - 233	Chl Ms Qtz Xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -247	Mag/Hem Qtz Chl Ms xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -279	Mag/Hem Ms Qtz Chl xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -286	Chl Ms Qtz Xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -286	Qtz Chl Ms xisto c/ material carbonoso	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -287	Chl Cld Fd Qtz Ms xisto	Cld	Xisto Verde
AJM -289	Mag Chl Qtz xisto c/ Ep	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -294	Chl Ms Qtz xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -332	Mag/Hem Ms Chl Qtz xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -357	Grt Chl Ms xisto	Grt+Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -370	Chl Qtz Ms xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -379	Mag/Hem Ms Cld Qtz xisto	Cld	Xisto Verde
AJM -396	Ms Chl Qtz xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -521	Chl Ms Qtz Xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM -531	Ms Mag/HemChl Qtz xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM-23	Grt Ms Qtz xisto	Grt	Xisto Verde
AJM-24	Xisto carbonoso com Grt	Grt	Xisto Verde
AJM-29	Ep Mag/Hem Chl Qtz xisto	Ep+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM-40	Ms Chl Bt Qtz xisto c/ Mag	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM-44	Bt Grt Chl Ms Qtz xisto c/ Ep	Grt+Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
AJM-49	Bt Chl Ms Qtz xisto c/ Ep, Plg	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
FCA-11-158,54	Anfibolito	Hbl+Oly	Anfibolito
FCA-12-68,43	Anfibolito	Hbl+Plg	Anfibolito
FCA-21-38,90	Grt Ms Qtz Xisto	Grt+Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde

FCA-30-140,78	Anfibolito	Hbl+And	Anfibolito
FCA-53-295	Chl Ms Qtz Xisto	Grt+Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
FGC- 8-116,76	Anfibolito	Hbl+And	Anfibolito
FGC-11-394,70B	Bt Gr Qtz Xisto	Grt	Xisto Verde
FGC-7-113,18	Grt Ms Qtz Xisto	Grt+Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
FGC-7-344,19	Anfibolito	Hbl+And	Anfibolito
FGC-7-370,35	Anfibolito	Hbl+Alb/Olg	Anfibolito
FGC-7-54,47	Anfóbio xisto	Hbl+And	Anfibolito
FGC-8-53A	Gr Bt Qtz Xisto	Grt	Xisto Verde
FGN-1-88,90	Meta marga	Hbl+Plg	Anfibolito
FGN-3-49,80	Anfibolito	Hbl+And	Anfibolito
FML-4-60,15	Grt Qtz Ms Xisto c/ Chl	Grt+Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-04-95A	Chl Xisto com turmalinito associado	Ctd	Xisto Verde
GU-04-95C	Chl Xisto com turmalinito associado	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-04-97A	o Grafítico com intercalação de gonditos em lentes centimétricas	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-2-115	Talco xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-2-116	Qtz mica xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-2-27	Chl Ms Qtz xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-2-29	Grafita xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-2-94	Qtz Chl xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-2-95	Anfibolito	Tr+Ep	Xisto Verde
GU-2-97	Quartzitos e xistos com Mt	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-3-5	Anfóbio xisto	Hbl	Anfibolito
GU-3-81	Epidoto-anfóbio xisto.	Hbl	Anfibolito
GU-3-82	Bt Ms Qtz xisto com turmalina	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-3-83	Tr xisto	Tr	Anfibolito
GU-3-87	Formação ferrífera	Ctd	Xisto Verde
GU-5-1	Qtz-Chl-Ms xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GU-5-11b	Anfibolito	Tr	Anfibolito
GU-5-15b	Qtz anfibolito	Hbl+Plg	Anfibolito
GU-5-39	Chl-Ms-Qtz xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde

GU-6-6	Serpentinito			Xisto Verde
GU1-1-1	Mt sericita Chl Ms Qtz xisto		Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GUN-1-17	Qtz Chl Ms Xisto		Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GUN-1-24	Grt Bt Qtz Xisto		Grt	Xisto Verde
GUN-1-4	Hm Ms Xisto		Grt	Xisto Verde
GUN-1-56	Anfibolito		Hbl+Plg	Anfibolito
GUN-1-76	St Chl Qtz Ms Xisto		St	Anfibolito
GUN-2-116B	Sill Grt Ms Qtz Xisto		St+Sill	Anfibolito
GUN-2-130A	Metachert		Grt	Xisto Verde
GUN-2-17	Bt Ms Qtz Xisto		Grt	Xisto Verde
GUN-2-18	Anfibolito		Hbl+Alb/Olg	Anfibolito
GUN-2-21A	Grt Bt Xisto		Grt	Xisto Verde
GUN-2-21b	Anfibolito		Hbl+Oly	Anfibolito
GUN-2-76A	Anfibolito		Gru/Cum+Hbl	Anfibolito
GUN-2-82	Anfibolito		Hbl+Oly	Anfibolito
GUN-2-86	Paraganisse		St	Anfibolito
GUN-2-89	Anfibolito		Hbl+And	Anfibolito
GUN-3-107	Anfibolito		Hbl+Plg	Anfibolito
GUN-3-130	Grt Qtz Ms Xisto		Grt+Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GUN-3-145	Paraganisse		Ky+St	Anfibolito
GUN-3-153	Grt Bt Qtz Ms Xisto		Grt	Xisto Verde
GUN-3-30	Anfibolito		Hbl+And	Anfibolito
GUN-3-30B	Anfibolito		And	Anfibolito
GUN-3-51B	Qtz Ms Gr Xisto		Grt	Xisto Verde
GUN-3-51C	Gondito		Grt	Xisto Verde
GUN-3-61	Gondito		Grt	Xisto Verde
GUN-3-68	Anfibolito		Hbl+And	Anfibolito
GUN-3-68	Anfibolito		And-Lab	Anfibolito
GUN-3-94	Anfibolito		Hbl+Oly	Anfibolito
GUN-3-94	Anfibolito		Alb-Olg	Anfibolito
GUN-4-107	Ky Qtz Ms Xisto		Ky	Anfibolito

GUN-4-11	Anfibolito	Hbl+Oly	Anfibolito
GUN-4-11	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-4-3B	Anfibolito	Di / Hbl+And	Anfibolito
GUN-4-3B	Anfibolito	Lab	Anfibolito
GUN-4-3B	Anfibolito	And-Lab	Anfibolito
GUN-4-50	Anfibolito	Hbl+And	Anfibolito
GUN-4-50	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-4-58	Anfibolito	Hbl+And	Anfibolito
GUN-4-58	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-4-6A	Grt Ms Bt Xisto c/ Turmalina	Grt	Xisto Verde
GUN-5-119	Anfibolito	Hbl+Pl	Anfibolito
GUN-5-119-B	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-5-119A	Anfibolito	Olg	Anfibolito
GUN-5-13	Anfibolito	Hbl+Pl	Anfibolito
GUN-5-13	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-5-34	Anfibolito	Hbl+Pl	Anfibolito
GUN-5-34	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-5-39	Anfibolito	Hbl+Pl	Anfibolito
GUN-5-7	Anfibolito	Hbl+Pl	Anfibolito
GUN-5-7	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-5-76	Anfibolito	Hbl+Pl	Anfibolito
GUN-5-76-A	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-5-90B	Bt Qtz Xisto c/ Grt	Grt	Xisto Verde
GUN-5-92	Ms Gr Qtz Xisto	Grt	Xisto Verde
GUN-5-94	Ky Qtz Xisto	Ky	Xisto Verde
GUN-6-27	Anfibolito	Olg-And	Anfibolito
GUN-6-35	Metadiabásio	Hbl+Plg	Anfibolito
GUN-6-71	Qtz Bt Xisto	Grt	Xisto Verde
GUN-6-77	Grt Ms Bt Xisto	Grt	Xisto Verde
GUN-6-78K	Bt Qtz Grt Xisto	Grt	Xisto Verde
GUN-6-79	Metachert	Grt	Xisto Verde

GUN-6-81	Metadiabásio	Hbl+Oly	Anfibolito
GUN-6-87	Metadiabásio	Hbl+And	Anfibolito
GUN-6-99	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-7-34	Anfibolito	Hbl+Pl	Anfibolito
GUN-7-34	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-7-4	Anfibolito	Hbl+Plg	Anfibolito
GUN-7-42	Anfibolito	Hbl+Pl	Anfibolito
GUN-7-42	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-7-4B	Anfibolito	Fe-Hs+Gru+Plg	Anfibolito
GUN-7-61	Anfibolito	Fe-Hs+Gru+Plg	Anfibolito
GUN-7-61	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-7-77	Anfibolito	Hbl+Oly	Anfibolito
GUN-8-28	Anfibolito	Hbl+Alb	Anfibolito
GUN-8-28	Anfibolito	And	Anfibolito
GUN-8-2a	Anfibolito	Hbl+Alb	Anfibolito
GUN-8-31B	Anfibolito	Hbl+Alb	Anfibolito
GUN-8-49	Bt Ms Qtz Xisto	Grt+Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GUN-8-56	Qtz Gr Xisto	Ms+Chl+Qtz	Xisto Verde
GUN-8-63	Gondito	Grt	Xisto Verde
GUN-8-70B	Grt Ms Bt Xisto	Grt	Xisto Verde
GUN-8-73	Qtz Bt Xisto	Grt	Xisto Verde
GUN-8-73A	Anfibolito	Hbl+Alb	Anfibolito
GUN-8-75	Anfibolito	Alb	Anfibolito

Symbols for rock-forming minerals¹

RALPH KRETZ

Department of Geology
University of Ottawa
Ottawa, Canada K1N 9B4

There is at present a disturbing lack of uniformity in the choice of symbols for rock-forming minerals. For example, in Volume 65 (1980) of *The American Mineralogist*, all of BT, BIO, and Biot are used for biotite, and all of Q, QTZ, Qtz, Qz and qtz are used for quartz. At least 10 other minerals are referred to by two or more symbols, and in one instance, two different symbols are used for a mineral in a single paper.

In Table 1 is a list of mineral names, taken mainly from Deer *et al.* (1962), and for each name a proposed symbol. In preparing the list of symbols, consideration was given to mineral names in the different languages used in scientific writing. With few exceptions, the names for a mineral in the languages English (E), French (F), German (G), Russian (R), and Spanish (S) have similar phonetics, for example:

E	biotite
F	biotite
G	biotit
R	БИОТИТ
S	biotita

and a suitable choice for a symbol is Bt. International uniformity would depend on the willingness of Russian scientists to adopt Latin letters for mineral symbols, as Perchuk (1973) has already done. Another example is:

E	garnet
F	grenat
G	granat
R	гранат
S	granate

and the symbol Grt would seem preferable to Gar.

An example of a mineral that has very different names in different languages is:

E	kyanite
F	disthène
G	cyanit
R	КИАНИТ
S	cianita

Here, because Russian and English writing outweighs that of other languages, agreement might be found in the symbol Ky.

Most of the symbols that were selected have been used previously by numerous authors, *e.g.*, Bowen (1928), Ramberg (1952), Perchuk (1973), Winkler (1973), Mueller and Saxena (1977), Barton and Skinner (1979) and the various authors of the *Reviews in Mineralogy* (*e.g.*, Prewitt, 1980). However, because so much variation exists, some guidelines were required, and the following were chosen: (1) The mineral symbol should consist of 2 or 3 letters, the first capitalized, the other(s) in lower case. (2) The first letter should be the same as the first letter of the mineral name, and the others should be selected from the mineral name, preferably from the consonants. (3) A mineral symbol should not be identical to any of the symbols of the periodic table of the elements. (4) The symbol should preferably not spell out a word in common use in any of the languages used in scientific writing.

The standard we should strive for with regard to mineral symbols is the universally adopted system of symbols for the chemical elements.

The use of a single symbol for both a mineral phase and a component of a mineral or of a melt phase has created confusion in the past, and a separate set of symbols for components is required. It is suggested that component symbols be written entirely in the lower case, for example di for the component $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ in a pyroxene crystal or in a melt. Some examples of components that correspond to mineral "end members" and their proposed symbols are listed in Table 2.

¹Editor's note: the abbreviation system described in this note is recommended, not required, for use in *The American Mineralogist*. Comments will be appreciated.

Table 1. Mineral Symbols

Acm	acmite	Elb	elbaite	Ntr	natrolite
Act	actinolite	En	enstatite (ortho)	Ne	nepheline
Agt	aegirine-augite	Ep	epidote	Nrb	norbergite
Ak	åkermanite	Fst	fassite	Nsn	nosean
Ab	albite	Fa	fayalite	Ol	olivine
Aln	allanite	Fac	ferroactinolite	Omp	omphacite
Alm	almandine	Fed	ferroedenite	Oam	orthoamphibole
Anl	analcite	Fs	ferrosilite (ortho)	Or	orthoclase
Ant	anatase	Fts	ferrotschermakite	Opx	orthopyroxene
And	andalusite	Fl	fluorite	Pg	paragonite
Adr	andradite	Fo	forsterite	Prg	pargasite
Anh	anhydrite	Gn	galena	Pct	pectolite
Ank	ankerite	Grt	garnet	Pn	pentlandite
Ann	annite	Ged	gedrite	Per	periclase
An	anorthite	Gh	gehlenite	Prv	perovskite
Atg	antigorite	Gbs	gibbsite	Phl	phlogopite
Ath	anthophyllite	Glt	glauconite	Pgt	pigeonite
Ap	apatite	Gln	glaucophane	Pl	plagioclase
Apo	apophyllite	Gt	geothite	Prh	prehnite
Arg	aragonite	Gr	graphite	Pen	protoenstatite
Arf	arfvedsonite	Grs	grossularite	Pmp	pumpellyite
Apy	arsenopyrite	Gru	grunerite	Py	pyrite
Aug	augite	Gp	gypsum	Prp	pyrope
Ax	axinite	Hl	halite	Prl	pyrophyllite
Brt	barite	Hs	hastingsite	Po	pyrrhotite
Brl	beryl	Hyn	hauyne	Qtz	quartz
Bt	biotite	Hd	hedenbergite	Rbk	riebeckite
Bhm	boehmite	Hem	hematite	Rds	rhodochrosite
Bn	bornite	Hc	hercynite	Rdn	rhodonite
Brk	brookite	Hul	heulandite	Rt	rutile
Brc	brucite	Hbl	hornblende	Sa	sanidine
Bst	bustamite	Hu	humite	Spr	sapphirine
Cam	Ca clin amphibole	Ill	illite	Scp	scapolite
Cpx	Ca clinopyroxene	Ilm	ilmenite	Srl	schorl
Cal	calcite	Jd	jadeite	Srp	serpentine
Ccn	cancrinite	Jh	johannsenite	Sd	siderite
Crn	carnegieite	Krs	kaersutite	Sil	sillimanite
Cst	cassiterite	Kls	kalsilite	Sdl	sodalite
Cls	celestite	Kln	kaolinite	Sps	spessartine
Cbz	chabazite	Ktp	kataphorite	Sp	sphalerite
Cc	chalcocite	Kfs	K feldspar	Spn	sphene
Ccp	chalcopyrite	Krn	kornerupine	Sp1	spinel
Chl	chlorite	Ky	kyanite	Spd	spodumene
Cld	chloritoid	Lmt	laumontite	St	staurolite
Chn	chondrodite	Lws	lawsonite	Stb	stilbite
Chr	chromite	Lpd	lepidolite	Stp	stilpnomelane
Ccl	chrysocolla	Lct	leucite	Str	strontianite
Ctl	chrysothile	Lm	limonite	Tlc	talc
Cen	clinoenstatite	Lz	lizardite	Tmp	thompsonite
Cfs	clinoferrosilite	Lo	loellingite	Ttn	titanite
Chu	clinohumite	Mgh	maghemite	Toz	topaz
Czo	clinozoisite	Mkt	magnesiokataphorite	Tur	tourmaline
Crd	cordierite	Mrb	magnesioriebeckite	Tr	tremolite
Crn	corundum	Mgs	magnesite	Trd	tridymite
Cv	covellite	Mag	magnetite	Tro	trollite
Crs	cristoballite	Mrg	margarite	Ts	tschermakite
Cum	cumingtonite	Mel	melilite	Usp	ulvöspinel
Dsp	diaspore	Mc	microcline	Vrm	vermiculite
Dg	diginite	Mo	molybdenite	Ves	vesuvianite
Di	diopside	Mnz	monazite	Wth	witherite
Dol	dolomite	Mtc	monticellite	Wo	wollastonite
Drv	dravite	Mnt	montmorillonite	Wus	wüstite
Eck	eckermannite	Mul	mullite	Zrn	zircon
Ed	edenite	Ms	muscovite	Zo	zoisite

Table 2. Symbols for some components

fo	Mg_2SiO_4
fa	Fe_2SiO_4
alm	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
prp	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
sps	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
en	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
tr	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
phl	$\text{K}_2\text{Mg}_6\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$
eas	$\text{K}_2\text{Mg}_5\text{AlAl}_3\text{Si}_5\text{O}_{20}(\text{OH})_4$
ab	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
an	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

References

- Barton, P. B. Jr. and Skinner, B. J. (1979) Sulfide mineral stabilities. In H. L. Barnes, Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, p. 236–333. J. Wiley & Sons, New York.
- Bowen, N. L. (1928) *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press, New Jersey.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1962) *Rock-Forming Minerals: vol. 1–5*. Longmans, Green & Co., London.
- Mueller, R. F. and Saxena, S. K. (1977) *Chemical Petrology*. Springer-Verlag, New York.
- Prewitt, C. T. (Editor) (1980) *Reviews in Mineralogy*, vol. 7: Pyroxenes. Mineralogical Society of America, Washington, D. C.
- Perchuk, L. L. (1973) *Thermodynamic Regime of Deep-Seated Petrogenesis*. Academy of Sciences, U.S.S.R. (In Russian).
- Ramberg, H. (1952) *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks*. University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- Winkler, H. G. F. (1974) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, New York.

*Manuscript received, February 17, 1982;
accepted for publication, May 3, 1982.*