

GEOLOGIA REGIONAL

E

RECURSOS MINERAIS

**FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA
RODSON DE ABREU MARQUES
CALVIN DA SILVA CANDOTTI
CLAYTON RICARDO JANONI
(ORGANIZADORES)**

Fabricia Benda de Oliveira
Rodson de Abreu Marques
Calvin da Silva Candotti
Clayton Ricardo Janoni
(Organizadores)

GEOLOGIA REGIONAL

E

RECURSOS MINERAIS

CAUFES

2020

CCENS-UFES Centro de Exatas, Naturais e da Saúde, Universidade Federal do Espírito Santo,
Alto Universitário, s/n, Caixa Postal: 16, Guararema, Alegre-ES Telefax: (28) 3552-8687
www.alegre.ufes.br

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Biblioteca Setorial Sul da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

G345 Geologia regional e recursos minerais [recurso eletrônico] /Fabricia Benda
de Oliveira... [et al], Organizadores. – Dados eletrônicos.
Alegre, ES : CAUFES, 2020.
118 p.: il. - (Geologia regional e recursos minerais ; v. 1)

Inclui bibliografia.

ISBN: 978-65-86981-08-7

Modo de acesso: <http://geologia.ufes.br/e-book>

1. Mapeamento. 2. Petrografia. 3. Estrutural. 4. Metalogenia. 5.
Economia. I. Oliveira, Fabricia Benda de, 1978-.

CDU: 551.1/4

Bibliotecário: Raniere Barros Barreto – CRB-6 ES-000861/O

Os textos apresentados nesse livro são de inteira responsabilidade dos autores. Os organizadores não se responsabilizam pela revisão ortográfica e gramatical dos trabalhos apresentados.

REITOR – UFES
PAULO SÉRGIO DE PAULA VARGAS

DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES
NEUZA MARIA BRUNORO COSTA

ORGANIZADORES DESTA OBRA
FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA
RODSON DE ABREU MARQUES
CALVIN DA SILVA CANDOTTI
CLAYTON RICARDO JANONI

APRESENTAÇÃO

Este trabalho dá continuidade à série de E-books lançados pelo curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde (CCENS) da Universidade Federal do Espírito Santo e foi nomeado “GEOLOGIA REGIONAL E RECURSOS MINERAIS” devido ao seu conteúdo abordar questões sobre a evolução de terrenos e recursos associados. Nele estão contidos cinco (5) trabalhos que servem de consulta a estudantes, profissionais da área, professores, empresários e demais setores da sociedade, incluindo, a população em geral. Cada trabalho representa um capítulo do livro.

O capítulo 1 versa sobre o arcabouço litoestratigráfico-estrutural e as potencialidades metalogênicas do *Greenstone Belt* de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Estes terrenos são importantes fontes de recursos minerais relacionados às associações arqueanas-paleoproterozóicas de intrusões máficas em crosta continental. Geram depósitos de metais, como: ouro, zinco, cobre e cromo.

No capítulo 2 é feita uma comparação petrográfica e mineralógica entre as Formações Ferríferas Bandadas (BIF's) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil. As rochas do Membro Dales Gorge encontram-se livres de deformação enquanto a Formação Cauê está deformada. A comparação foi importante pois permitiu identificar diferentes aspectos dos BIF's, litotipos singulares na história do planeta Terra e que apresentam relevante valor científico e econômico.

Uma atualização sobre o conhecimento da Formação Barreiras, idade entre o Mioceno (23,03 – 5,33 Ma) e o Plioceno-Pleistoceno (5,33 – 0,0117 Ma), é apresentada no capítulo 3. Esta Formação se estende por uma extensa porção do litoral brasileiro e também pode ser encontrada no interior do país. A sua formação envolveu uma significativa atuação dinâmica e cíclica de eventos de deposição marinho, de transição e continental, e tem gerado incertezas sobre o seu significado estratigráfico.

Uma importante rotina de trabalho para reconhecimento geológico é apresentada no capítulo 4. Trata-se de um levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES. A área fica inserida no contexto de transição entre as faixas Araçuaí e Ribeira e o trabalho contribui para o entendimento da gênese e evolução deste ambiente geotectônico. Com base em dados petrográficos e estruturais foram reconhecidas três (3) fases de deformação, afetando gnaisses e granitoides do Proterozóico-Cambriano, respectivamente.

Com tema e foco semelhantes ao trabalho descrito acima, o mapeamento geológico em regiões de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, ES, apresentado no capítulo 5, foi feita numa escala superior aos demais, 1:25.000, e por isso, torna-se uma contribuição importante para a compreensão do ambiente de transição entre as Faixas Araçuaí e Ribeira. A evolução de ambas, no contexto Brasileiro, apresenta evoluções policíclicas e dinâmicas, seja com eventos distintos atuando sobre cada uma, ou em caráter diacrônico.

O capítulo 6 apresenta o perfil produtivo das rochas ornamentais no ES, com destaque para os pólos Nova Venécia e Cachoeiro de Itapemirim, no norte e sul do estado, respectivamente. O perfil de produção variou nos últimos anos e há uma relação de dependência entre o tipo de recuso a ser explorado e a sua localização geográfica, além do contexto econômico, que envolve a demanda e oferta do material a ser comercializado.

O capítulo 7 trata de estudo sobre petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins, Espírito Santo. O trabalho mostra a ocorrência de litotipos que devem ser incluídos em futuras atualizações sobre o quadro geológico local.

LISTA DOS ORGANIZADORES

Fabricia Benda de Oliveira. Professora Adjunta do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo / Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, e-mail: fabricia.oliveira@ufes.br

Rodson de Abreu Marques. Professor Adjunto do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo / Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, email: rodson.marques@ufes.br

Calvin da Silva Candotti. PPGGEO – UFAM, Manaus, AM, e-mail: calvincandotti@gmail.com

Clayton Ricardo Janoni. Professor Adjunto do Departamento de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde/CCENS-UFES, e-mail: cr.janoni@gmail.com

LISTA DE AUTORES

**BEATRIZ CARVALHEIRA
CAIO VINÍCIUS GABRIG TURBAY RANGEL
CAROLINE CIBELE VIEIRA SOARES
CLAYTON RICARDO JANONI
EDUARDO BAUDSON DUARTE
JENESCA FLORÊNCIA VICENTE DE LIMA
LAÍZA ONOFRE COGO
LUIZ FELIPE LEMPÊ
MARCOS MOULIN DA PASCOA
MARCOS VINÍCIUS PERDONÁ
MICHAEL OLIVEIRA FALQUETO
MIRNA APARECIDA NEVES
RAFAEL CARLOS MOURA SANTANA
RHANDER TAUFNER ALTOÉ
SALOMÃO SILVA CALEGARI
SUZANA DONNA GABURO
UALISSON DONARDELI BELLON**

Aos autores, os mais sinceros agradecimentos por contribuírem com mais esta obra. Aos leitores, espero que possam aproveitar bem o conteúdo e que o levem a sério, pois a Geologia é uma ciência fascinante. O conhecimento precisa ser trabalhado, processado, organizado e divulgado, para que o saber seja melhor aproveitado.

Sumário

Capítulo 1.....	9
Arcaouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG	
<i>Rafael Carlos Moura Santana; Clayton Ricardo Janoni</i>	
Capítulo 2.....	25
Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil	
<i>Rhander Taufner Altoé; Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel</i>	
Capítulo 3.....	45
Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras	
<i>Beatriz Carvalheira Moreira; Mirna Aparecida Neves</i>	
Capítulo 4.....	61
Levantamento litoestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES	
<i>Michael Oliveira Falqueto; Salomão Silva Calegari; Caroline Cibele Vieira Soares; Eduardo Baudson Duarte</i>	
Capítulo 5.....	79
Mapeamento geológico em regiões de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, ES	
<i>Laíza Onofre Cogo; Luiz Felipe Lempê; Marcos Moulin da Paschoa; Marcos Vinícius Perdoná</i>	
Capítulo 6.....	93
Perfil produtivo das rochas ornamentais no ES, com destaque para os pólos Nova Venécia e Cachoeiro de Itapemirim	
<i>Suzana Donna Gaburo; Clayton Ricardo Janoni</i>	
Capítulo 7.....	103
Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins - ES	
<i>Marcos Vinícius Perdoná; Ualisson Donardeli Bellon; Jenesca Florêncio Vicente de Lima</i>	

Capítulo 1

Arcabouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG

Rafael Carlos Moura Santana¹; Clayton Ricardo Janoni²

RESUMO. O Greenstone Belt de Serro está geograficamente localizado na região centro-norte de Minas Gerais, em uma zona de influência entre o Orógeno Araçuaí, o Cráton São Francisco e a Serra do Espinhaço Meridional. Este compartimento forma uma faixa de 60 km de extensão com largura máxima de 5km e direção NNE-SSW entre os municípios de Alvorada de Minas a sul, Serro ao centro e Rio Vermelho a norte. O Greenstone Belt de Serro tem estrutura complexa e carece de novos dados e interpretações, dessa forma, esta pesquisa oportunizou o mapeamento de escala 1:100.000 de forma a caracterizar e analisar o arcabouço litoestratigráfico e estrutural da área, como também a definição de suas potencialidades metalogenéticas e a dinâmica geotectônica regional. Neste contexto, as unidades mapeadas revelaram três grandes domínios: i) embasamento de ortognaisses migmatíticos arqueanos do Complexo Basal na porção leste da área; ii) três unidades pertencentes a sequência greenstone no centro da área, sendo a Unidade Inferior composta por intercalações de rochas metaultramáficas e metamáficas como talco-serpentina xistos e metabasaltos respectivamente, Unidade intermediária composta por associação de rochas ácidas e Unidade Superior composta por pacotes de metassedimentos dominados por quartzitos e seções limitadas de Formações Ferríferas Bandadas; iii) Quartzitos e metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço referentes as formações Sopa-Brumadinho e Itapanhocanga dominam oeste da área de estudo. O levantamento estrutural da área revelou quatro fases de deformação, sendo duas dúcteis e outra de caráter progressiva rúptil/dúctil representando dois momentos. A primeira fase (Dn-1) revela bandamento gnáissico Sn-1 que afetou somente o embasamento no arqueano. A segunda fase de deformação (Dn) é responsável pela geração da foliação Sn, impressa principalmente nas rochas constituintes do Greenstone Belt de Serro. A terceira fase de deformação (Dn+1) é de caráter compressivo e resultou em um evento compressional de encurtamento WNW/ESE, além da geração de uma foliação Sn+1, responsável pelo estabelecimento da estrutura sinforme-antiforme contida na região, bem como zonas de cavalgamento com direções de vergência predominantes para WNW e NW, além do faturamento referente a fase rúptil progressiva. Esta fase pode estar amarrada com o evento brasileiro neoproterozoico, vinculado principalmente por influência do estabelecimento do Orógeno Araçuaí a leste da região de Serro. O potencial metalogenético da área está relacionado a ocorrência de Formações Ferríferas Bandadas, mineralização de cromo como Cromitas e potencial mineralizante de ouro, sendo as duas primeiras com maior abrangência na área.

PALAVRAS-CHAVE. Cráton São Francisco; Cromitas; Formações Ferríferas; Orógeno Araçuaí; Potencialidades Metalogênicas.

INTRODUÇÃO

Na região centro-norte do Estado de Minas Gerais, na zona de transição entre a Província do São Francisco e a Província Mantiqueira, afloram sequências de rochas

¹Analista de Geologia, empresa RAL PROJETOS - rafasan2006@gmail.com;

²Professor Adjunto I do Departamento de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde/CCENS-UFES – cr.janoni@gmail.com

Arcabouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG

supracrustais arqueanas denominadas Grupo Serro que afloram na cidade homônima, em meio a um embasamento arqueano e supersequências de metassedimentos de ambiência plataformar.

Os compartimentos geológicos que abrangem a região do Grupo Serro estão inseridos num contexto ainda não definido de blocos basais do Cráton São Francisco e da porção Setentrional da Província Mantiqueira, onde pretende-se detalhar geologicamente neste estudo.

A proposta central deste estudo é a caracterização do quadro litoestratigráfico, a definição do arcabouço estrutural, além da definição das potencialidades metalogenéticas do Grupo Serro, na forma de considera-lo Greenstone Belt. A observação e discussão destes aspectos serão auxiliados por elementos geológicos, litoestratigráficos e estruturais de forma a contribuir para a definição do quadro geotectônico e estrutural regional quanto a compartimentação e posicionamento dos blocos referentes as províncias circunvizinhas.

A presente pesquisa se pautou em seguir a metodologia de estudos geológico, estratigráficos e estruturais, produzir dados sólidos quanto ao Greenstone Belt de Serro, de forma que estes componham o cenário de evolução geológica e geotectônica, tanto em âmbito regional quanto local.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Serro está localizado na região centro-norte do estado de Minas Gerais e faz limites geográficos com os municípios de Diamantina, Rio Vermelho, Pedro Lessa dentre outros. A localização da área de estudo engloba os municípios de Serro e Pedro Lessa, sendo a maior parte da área estando contida no primeiro município. Sua distância em relação a capital do estado de Minas Gerais, Belo Horizonte, é de 260 quilômetros, e em relação à Diamantina, dista-se 90 quilômetros (Figura 1).

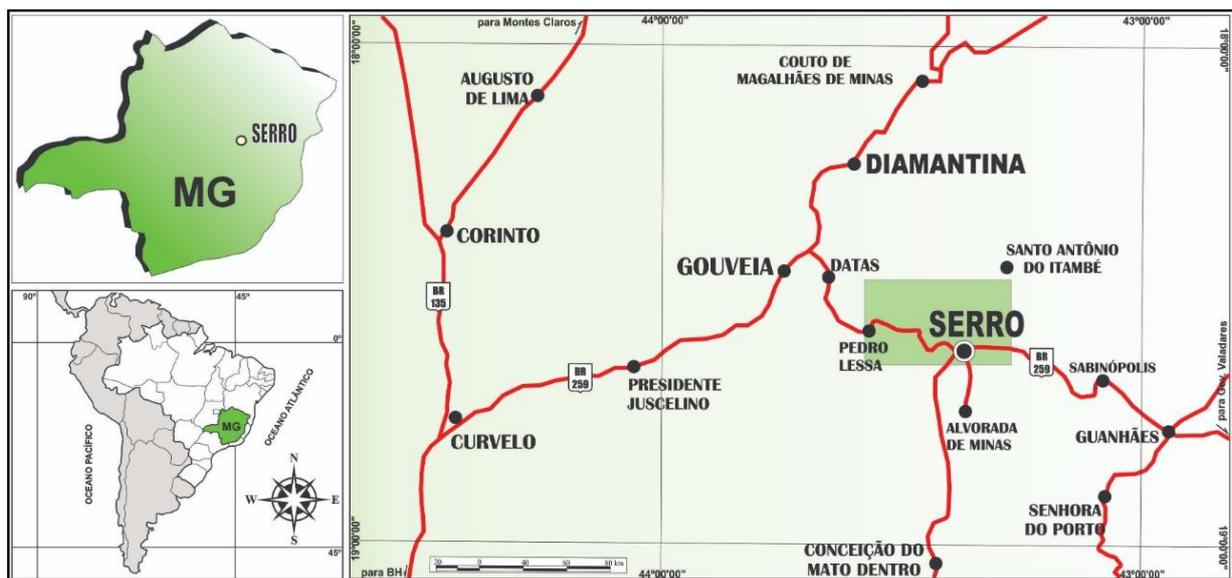


Figura 1. Mapa de localização da porção centro-norte de Minas Gerais e acesso a Serro. DNIT (2012)

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Contexto Geotectônico

A área de trabalho contempla em seu perímetro de extensão, dois compartimentos importantes quanto à estruturação da Plataforma Sul-Americana. A área se desenvolve em uma

zona de transição entre a borda Leste do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional, de idade Mesoproterozoica (1.6 Ga a 1.0 Ga) e, majoritariamente, blocos de idades arqueanas, relacionados ao embasamento do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (ALKMIM, 2007), sendo parte integrante da Província Mantiqueira (HEILBRON et al. 2004).

Contexto Litoestratigráfico

A sistemática litoestratigráfica da área está subdividida em compartimentos e unidades geológicas que variam de idade, desde o Arqueano e/ou Paleoproterozoico (CODEMIG, 2012) até o Quaternário, a saber (base para o topo): Complexo Basal (Grupo Guanhães), Grupo Serro, Grupo Serra da Serpentina (Unidade Quartzítica, Unidade Itabirítica), Supergrupo Espinhaço (Grupo Guinda: Formação Sopa Brumadinho, Formação Itapanhocanga), Suíte Metabásica Pedro Lessa, além das formações superficiais cenozoicas que recobrem demais unidades, como coberturas detrito-lateríticas e aluviões. Estes serão brevemente discutidos a seguir (Figura 2).

Arqueano

Na região de Serro, o substrato de idade arqueana é constituído pelo Complexo Basal e Grupo Guanhães. Esta porção de blocos basais inicialmente não era compartimentada, sendo agrupada como gnaisses de pluridade textural e composição granítica-granodiorítica (ASSIS, 1982). Knauer e Grossi Sad (1997) por sua vez, já retratam o embasamento como sendo constituído em dois blocos, Complexo Basal, englobando terrenos gnáissicos, graníticos e migmatíticos, e o chamado Grupo Guanhães, representado pelas formações Inferior, Média e Superior, agrupando gnaisses xistosos, metassedimentos e gnaisses migmatizados, respectivamente. Muito embora descrito, a compartimentação dos blocos ainda levanta dúvidas. Alkmim (2007) relaciona o Bloco Guanhães como sendo relativo ao embasamento do Orógeno Araçuaí, constituído, segundo Noce et al (2003), por gnaisses TTG de idades similares aos do Cráton São Francisco.

O agrupamento de rochas metaultramáficas aflorantes sobrepondo o embasamento é denominado Grupo Serro. Assis (1981) e Uhlein (1981) definiram inicialmente as rochas metaultramáficas com porções metassedimentares como Sequência Vulcanossedimentar de Serro (SVS). Almeida Abreu et al. (1989) renomeou a SVS como Sequência Serro. Já Knauer e Grossi Sad (1997) redefiniu o mesmo conjunto de rochas para Grupo Serro, sendo esta denominação persistente até hoje. Para fins desta pesquisa, será adotada a compartimentação mais atual cartografada em CODEMIG (2012) descrita por Knauer e Grossi Sad (1997), englobando as sequências basais metaultramáficas como Grupo Serro, sendo a sequência de topo metassedimentar, agrupada como Grupo Serra da Serpentina. O Grupo Serro é interpretado como sendo majoritariamente de filiação magmática e com porções de rochas metassedimentares (ALMEIDA ABREU et al. 1989). Sua litoestratigrafia se divide em duas unidades, uma basal, sendo xistos magnesianos, isto é, talco xistos, clorita xistos correspondentes à unidade ultrabásica, além de xistos verdes derivados de basaltos, e outra de topo, representados por metassedimentos químicos e detríticos, como FFB, quartzitos ferruginosos, filitos e metacherts (UHLEIN 1982; ASSIS 1982; UHLEIN, ASSIS e DARDENNE, 1983).

Arcabouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG

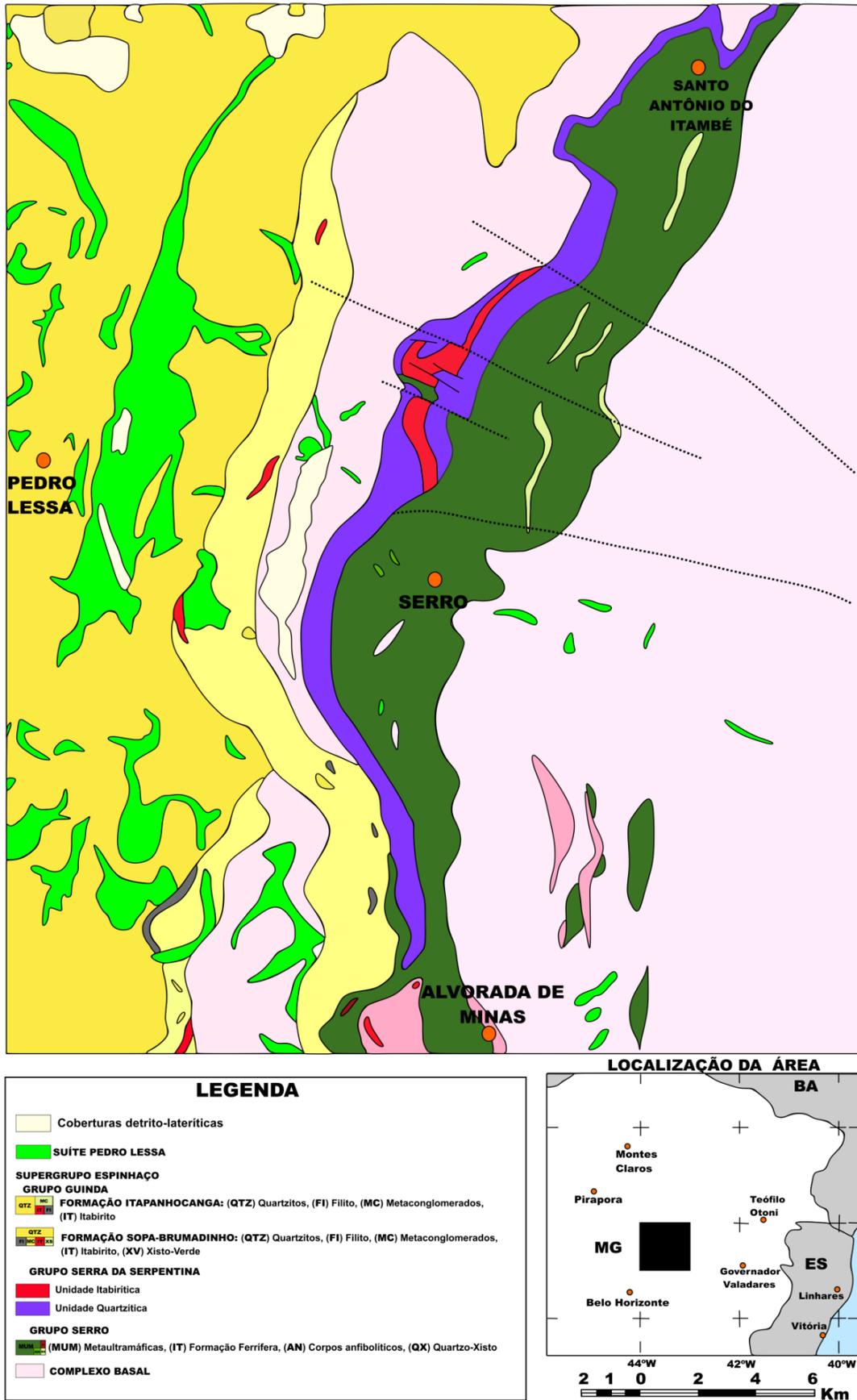


Figura 2. Mapa Geológico regional da área do *Greenstone Belt* de Serro. Modificado de CODEMIG (2012)

Paleoproterozoico

A oeste na região de Serro, disposto em faixas alongadas, estreitas e paralelas ocorre o Grupo Serra da Serpentina (GSS). O Grupo Serra da Serpentina é introduzido por Knauer e Grossi Sad (1997) sendo dividido em três unidades, sendo: (i) Unidade basal Quartzíticas, com quartzitos micáceos e com intercalações de filitos, xistos e metaconglomerados; (ii) Unidade intermediária Itabirítica, com itabiritos com intercalações quartzíticas; (iii) Unidade de topo Filítica, quartzo-muscovita filitos até xistos com intercalações quartzíticas.

Mesoproterozoico

O mesoproterozoico é representado a oeste da região de Serro/MG por metassedimentos relacionados ao Supergrupo Espinhaço. Esta sequência é definida em 8 unidades, sendo agrupados em 3 grupos (da base para o topo): Grupo Guinda, Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro da Mata. Na área de abrangência desta pesquisa, apenas o Grupo Guinda é reconhecido, sendo abrangente apenas duas formações na área: Sopa Brumadinho e Itapanhocanga.

A Formação Sopa Brumadinho (FSB) representa a porção intermediária entre a formação basal São João da Chapada e a formação de topo Itapanhocanga. A Formação Sopa Brumadinho é definida por unidades filíticas a quartzíticas puras e impuras com intercalações conglomeráticas. A Formação Itapanhocanga marca o contato superior entre o grupo supracitado e a Formação Galho do Miguel (KNAUER, 2007). Esta formação é caracterizada por uma variação de quartzitos e xistos, com pureza mais elevada. Localmente são encontrados intercalações de Formações Ferríferas (FFB), filitos e metaconglomerados.

Neoproterozoico

A Serra do Espinhaço inclui em seu compartimento uma quantidade relativamente grande de diques e *sills* de rochas básicas, normalmente metamorfisadas em fácies xisto verde (RENGER e KNAUER, 1995). A assembleia de metagrabos e metadiabásios são encontrados de forma extensa a oeste da área de estudo desta pesquisa, como cartografado em CODEMIG (2012) e posicionados por Knauer (1990). Os dados revelados por Machado et al. (1989) revelam a idade de 0,906 Ga (U-Pb em zircão e baddeleyita) e contribuem para a interpretação de Knauer e Grossi Sad (1997) de forma a definir esta unidade básica como correspondente de registro de magmatismo extensional do início do neoproterozoico.

Aspectos Metalogenéticos e Processos Mineralizadores

No que se refere ao entendimento dos processos mineralizadores associados a sequências tipo *Greenstone Belts* e similares, estes despertam atenção pela expressiva concentração de recursos minerais, com destaque para mineralizações de Cromo, Formações Ferríferas Bandadas (FFB) e Ouro.

Mineralizações de Cromo

A mineralização e concentração econômica de cromo estão geralmente ligadas a rochas máficas e ultramáficas plutônicas. Os depósitos são comumente divididos em duas tipologias principais, estratiformes e podiformes. O primeiro é ligado a complexos ígneos acamadados continentais pré-cambrianos, sendo que o segundo é associado às mineralizações hospedadas em rochas ultramáficas mais recentes de complexos ofiolíticos obductados (STOWE, 1994).

Arcabouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG

Formações Ferríferas Bandadas em terrenos Arqueanos/Paleoproterozoicos

Formações Ferríferas Bandadas (FFB) são rochas sedimentares químicas, compostas pela alternância entre bandas de ferro e *chert* ou jaspe. O bandamento típico é caracterizado pela repetição de bandas ricas em óxido de ferro com cor cinza à preta, alternando com bandas pobres em óxido de ferro, geralmente de cor vermelha ou branca, e de espessuras milimétricas ou centimétricas. As formações ferríferas bandadas tiveram sua formação quase toda restrita ao pré-cambriano, sendo os maiores depósitos formados durante o Arqueano e o Paleoproterozoico (formações ferríferas do tipo Algoma e Lago Superior), e os menores depósitos durante Neoproterozoico (formações ferríferas do tipo Rapitan e Urucum) (Figura 3).

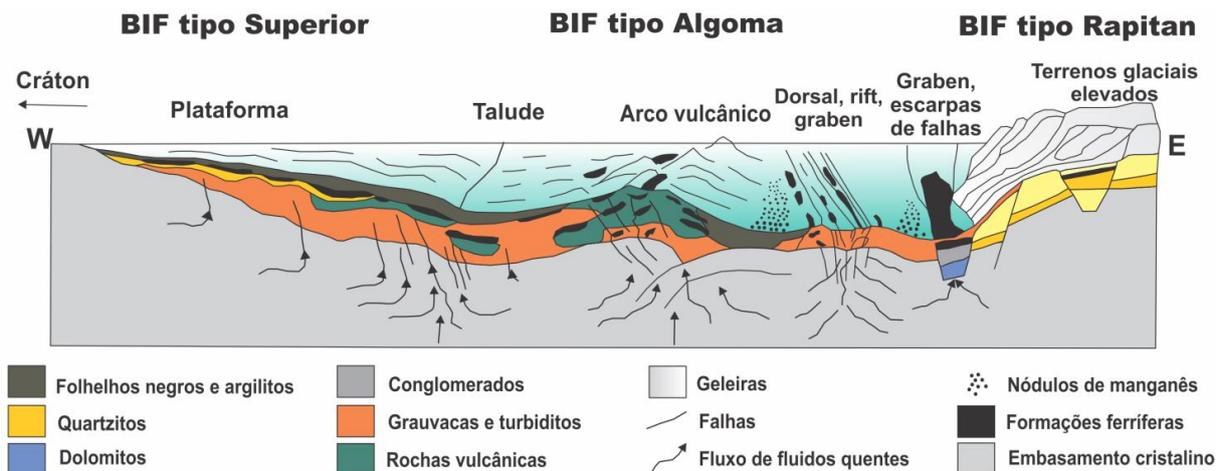


Figura 3. Esboço da constituição dos ambientes para FFB's tipo Algoma, Lago Superior e Rapitan. Modificado de Biondi (2015)

Depósitos Auríferos em terrenos Metamórficos

A característica mais típica desses depósitos é sua associação com terrenos metamórficos e polideformados de todas as idades, porém são mais frequentes em *greenstone belts* e sequências metavulcanossedimentares de idade arqueanas e paleoproterozoicas em área cratônicas, devido ao tipo de rocha que fazem parte deste compartimento e sua idade superior (BIONDI, 2015). Os depósitos de ouro associados a zonas de cisalhamento de alto ângulo, quando formados em regiões metamorfisadas em fácies xisto verde, geralmente são filonianos (lodes), mas podem ser também corpos brechados ou disseminados. Na maioria das vezes, as rochas encaixantes dos corpos mineralizados dessa categoria de depósitos são ricas em ferro. Os corpos mineralizados hospedados em rochas vulcânicas máficas-ultramáficas, formam-se em zonas brechadas e cisalhadas. Constituem sistemas complexos de veios e vênulas interligadas, semelhantes à stockworks. São comuns mineralizações auríferas em cinturões de rochas verdes e em regiões vulcanossedimentares antigas associadas à BIF's, devido a estas rochas serem mineralizadas em ouro em locais onde são cortadas por zonas de cisalhamento.

METODOLOGIA

Para a realização da presente pesquisa, foram desenvolvidas três etapas distintas: fase pré-campo, campo e pós campo.

Pré-Campo

Esta etapa consistiu inicialmente no entendimento e posicionamento geológico regional da área, através de levantamentos bibliográficos e aquisição de material, com objetivo de apoiar a etapa seguinte de pesquisa. Os estudos realizados auxiliaram na compreensão do arcabouço do *Greenstone Belt* de Serro, detalhando o contexto geológico e geotectônico regional, com ênfase nos aspectos litoestratigráficos das rochas expostas na área.

Campo

Os trabalhos de campo foram realizados em uma única etapa, com o intuito de descrever, classificar e amostrar os litotipos presentes na área, bem como as extensões e distribuições das unidades litoestratigráficas. Esta etapa também se justificou pela aquisição de dados litoestratigráficos e estruturais relacionados aos litotipos que configuram o *Greenstone Belt* de Serro. Juntamente aos trabalhos de campo foram realizadas campanhas de amostragem. Dentre os materiais amostrados destacam-se os litotipos mapeados na área, sendo considerados importantes aqueles que configuram o *Greenstone Belt* de Serro e suas adjacências.

Pós-Campo

No que se refere a fase de tratamento de dados e avaliação dos resultados, a fase pós campo consistiu inicialmente em estudos petrológicos e classificatórios, além da interpretação dos dados estruturais obtidos, estabelecendo discussões e comparações ou possíveis contestações com as informações da literatura e lançando novas contribuições lito-crono-estratigráficas à geologia do oeste do Orógeno do Araçuaí e leste da Serra do Espinhaço, especificamente quanto ao quadro geotectônico que posiciona o *Greenstone Belt* de Serro. No intuito de entender os processos mineralizadores, esta etapa visou espacializar e avaliar as informações referentes às ocorrências minerais na região de Serro, definindo os recursos minerais ali presentes. Após o tratamento e análise de dados, este trabalho propõe a definição do quadro litoestratigráfico bem como o mapa geológico-estrutural em escala 1:100.000 da região.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A partir do mapeamento realizado, distinguiram-se três grandes grupos principais, sendo que estes são divididos segundo sua natureza diversa, sendo divididos em substrato ígneo altamente deformado e metamorfoisado, sequências relacionadas ao preenchimento de *Greenstone Belts* e por fim, metassedimentos terrígenos cortados localmente por intrusões jovens (Figura 4). A seguir, serão discutidos os litotipos analisados:

Quadro Litoestratigráfico

Complexo Basal

O substrato da área é representado essencialmente por litotipos que configuram o Complexo Basal, de idade mesoarqueana. Nesta unidade se encontram ortogneisses bandados de cor variavelmente claras, onde sua principal característica é o caráter migmatítico. O grau de anatexia dos migmatitos é variável por toda a unidade confirmando a variação dos processos deformacionais e metamórficos que esta litologia esteve envolvida em nível regional. Porções diatexiticas são predominantes, porém metatexitos são encontrados localmente preservados,

Arcabouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG

evidenciando o alto grau de pressão e metamorfismo envolvido, exibindo claramente paleossomas e neossomas providos da fusão parcial do sistema.

Greenstone Belt de Serro

Compartimentos considerados como *Greenstone Belts* possuem unidades de idades arqueanas a paleoproterozoicas, onde as sequências que perfazem sua configuração são associações vulcanossedimentares que ocorrem em terrenos granito-gnáissicos (TGG). São basicamente constituídos por uma sucessão de rochas vulcânicas, complementadas por rochas sedimentares (ANHAEUSSER, 2014).

Superiores ao Complexo Basal ocorrem sequências relacionadas ao preenchimento do *Greenstone Belt* de Serro, de idades posicionadas na transição mesoarqueano-neoarqueano. Este compartimento apresenta três unidades: (i) Unidade Inferior: Rochas metavulcânicas ultramáficas-máficas, representados por xistos máficos, como serpentina-talco xistos, hospedeiros de lentes com mineralizações de cromita maciça e disseminada, além de porções com metabasaltos; (ii) Unidade Intermediária: unidade com preservação restrita representada por metavulcânicas ácidas como metariólitos a metadacitos; (iii) Unidade Superior: Rochas metassedimentares compostas em sua maioria por quartzitos puros com intercalação de metaconglomerados e quartzitos micáceos além de zonas de ocorrência de formações ferríferas bandadas, completando o preenchimento do Greenstone Belt de Serro.

Supergrupo Espinhaço

O Mesoproterozoico é exposto pelo Supergrupo Espinhaço Meridional, representado pelas formações Sopa Brumadinho e Itapanhocanga, da base para o topo. As rochas que compõem a Formação Sopa-Brumadinho compreendem um registro extenso em toda parte oeste da área de trabalho. Foram identificados corpos predominantemente quartzíticos maciços com intercalações de metaconglomerados. Os quartzitos desta formação possuem coloração branca, cinza a amarelada e granulação variando de média a grossa.

Suíte Pedro Lessa

Completando o quadro litoestratigráfico, ocorre de forma localizada em porções alteradas da cobertura de sedimentos relacionados ao Supergrupo Espinhaço, intrusões básicas denominadas Suíte Pedro Lessa. Esta suíte é correlacionada com o neoproterozoico e é formada por metagabros a matadiabásicos locais com altos níveis de alteração devido a sua exposição à superfície.

Suíte Pedro Lessa

Completando o quadro litoestratigráfico, ocorre de forma localizada em porções alteradas da cobertura de sedimentos relacionados ao Supergrupo Espinhaço, intrusões básicas denominadas Suíte Pedro Lessa. Esta suíte é correlacionada com o neoproterozoico e é formada por metagabros a matadiabásicos locais com altos níveis de alteração devido a sua exposição à superfície.

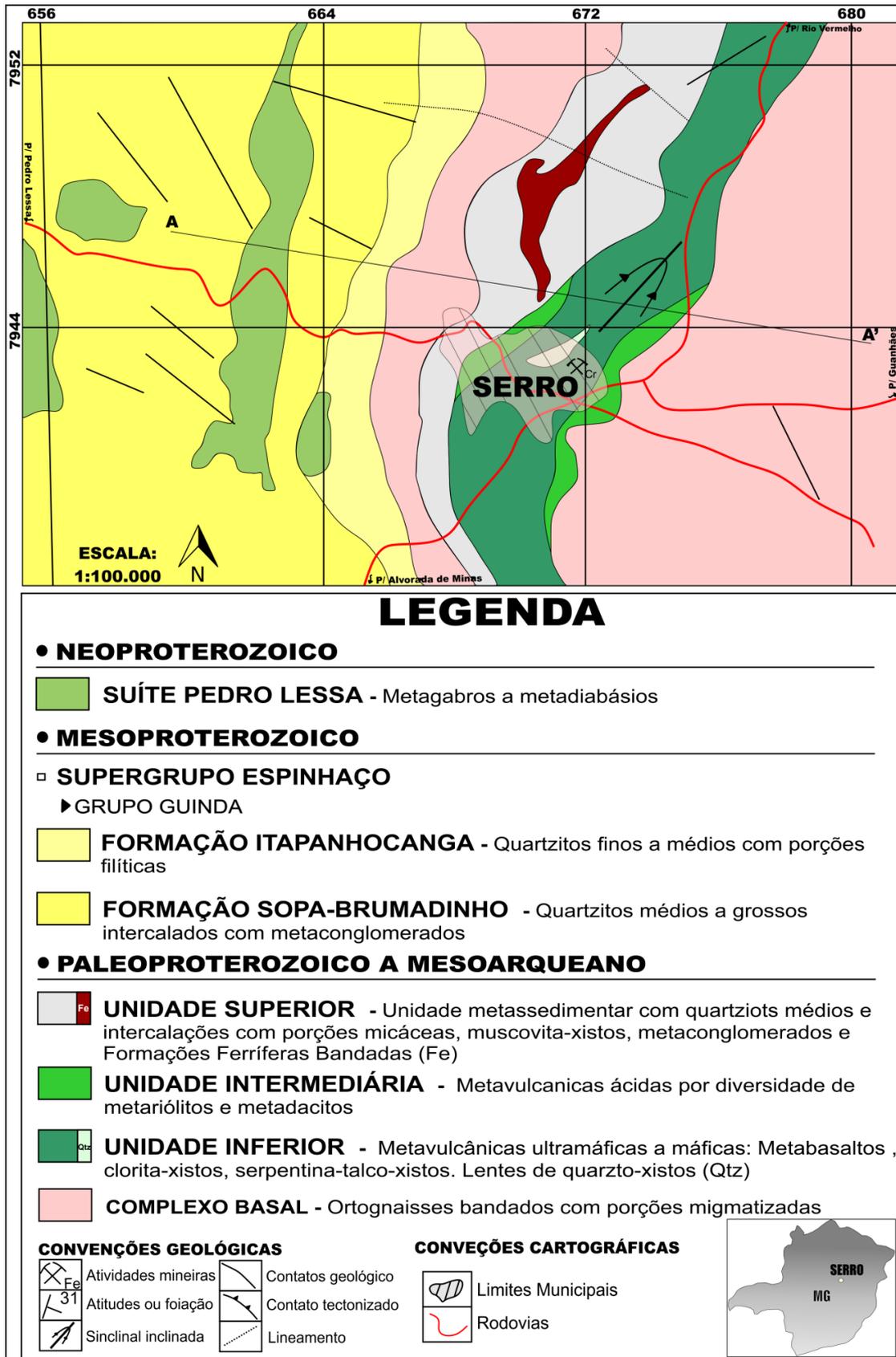


Figura 4. Mapa Geológico da região de Serro, com destaque para o *Greenstone Belt* de Serro. A formação Itapanhocanga é composta por quartzitos em geral de granulação fina a média, coloração branca a alaranjadas/amarronzadas, sendo geralmente maciço e puro, intercalado por porções filíticas em meio a massa de quartzitos.

Arcabouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG

Arcabouço Estrutural e Quadro Evolutivo

O arcabouço estrutural das sequências tratadas é complexo devido aos múltiplos eventos tectônicos que influenciaram a composição destas unidades. A partir das observações foram possíveis constatar que três fases deformacionais que estão impressas na área estudada. A primeira se refere a movimentos compressivos de direção (NW/SE) de idade arqueana, a segunda também compressiva dúctil na mesma direção de idade paleoproterozoica, e por fim, a terceira fase, de caráter dúctil-rúptil, de direção (NNW/SSE) referente ao final do Neoproterozóico (Figuras 5,6 e 7).

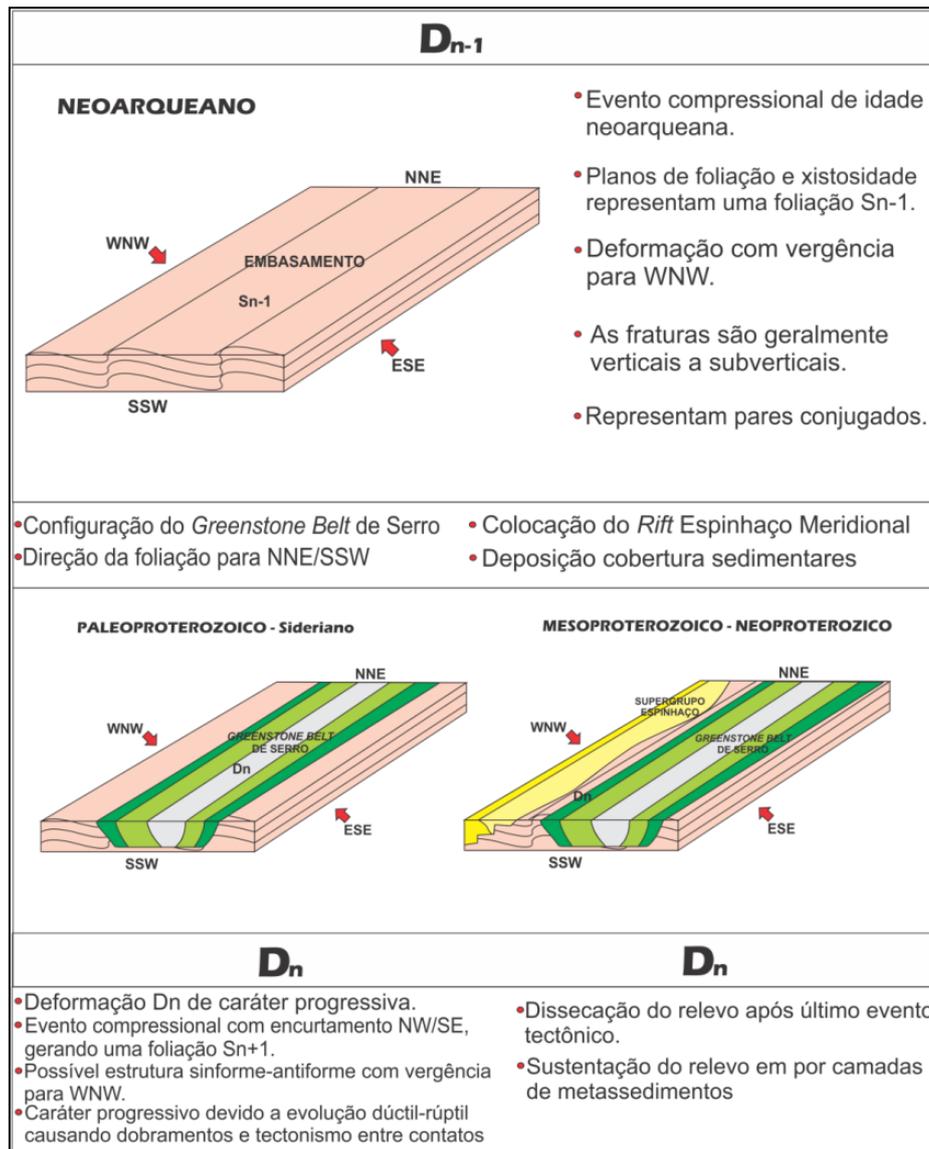


Figura 5. Quadro estrutural-evolutivo inicial da área de estudo.

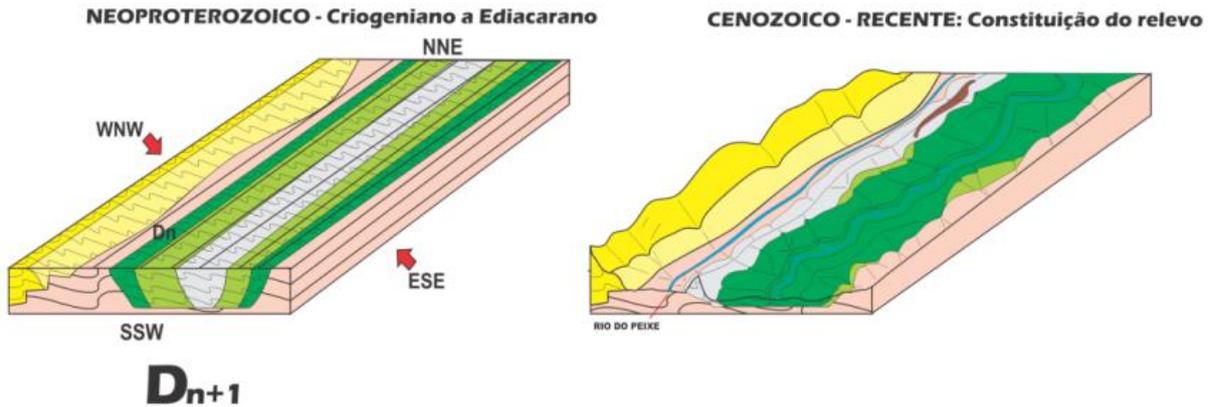


Figura 6. Quadro estrutural-evolutivo final da área de estudo.

Recursos Minerais

No Greenstone Belt de Serro os bens minerais que ocorrem de maneira expressiva são: Cromo, associado a porção metaultramáfica em cromititos maciços e disseminados, Ferro, na forma de formações ferríferas bandada e Ouro, associado a remobilização de ouro por agentes estruturais-tectônicos em veios de quartzo, FFB's e rochas ultramáficas. Estas potencialidades minerais serão analisadas em detalhe a seguir neste tópico.

Cromo

A principal ocorrência de cromitas na área de trabalho ocorre associada as rochas metaultramáficas referentes a unidade inferior do Greenstone Belt de Serro. A principal ocorrência desta mineralização na área de trabalho está situada na mina Morro do Cruzeiro, depósito localizado a norte da cidade de Serro. Neste depósito, a cromita está associada a material xistoso, disposto em lentes de cromita maciça e disseminada, que exibem granulação fina e coloração preto-acastanhada ou cinza-arroxeadada (Figura 8)

Ferro

Em se tratando do ambiente deposicional das FFB's encontradas na área de estudo, estas podem ser caracterizadas como sendo de ambiente marinho, típico de bacias rasas do tipo rift. Embora ocorram rochas vulcânicas associadas ao preenchimento do Greenstone Belt de Serro em suas unidades inferiores e intermediárias, pode-se afirmar que as formações ferríferas bandadas contidas nas proximidades da cidade de Serro e contida na área de trabalho são do tipo Lago Superior. Esta denominação sustenta-se principalmente por o conjunto de formações ferríferas estarem englobadas por consideráveis pacotes de metassedimentos como quartzitos, xistos e metaconglomerados mapeados na região configurando um ambiente plataformal de formação das FFB's

Arcabouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG

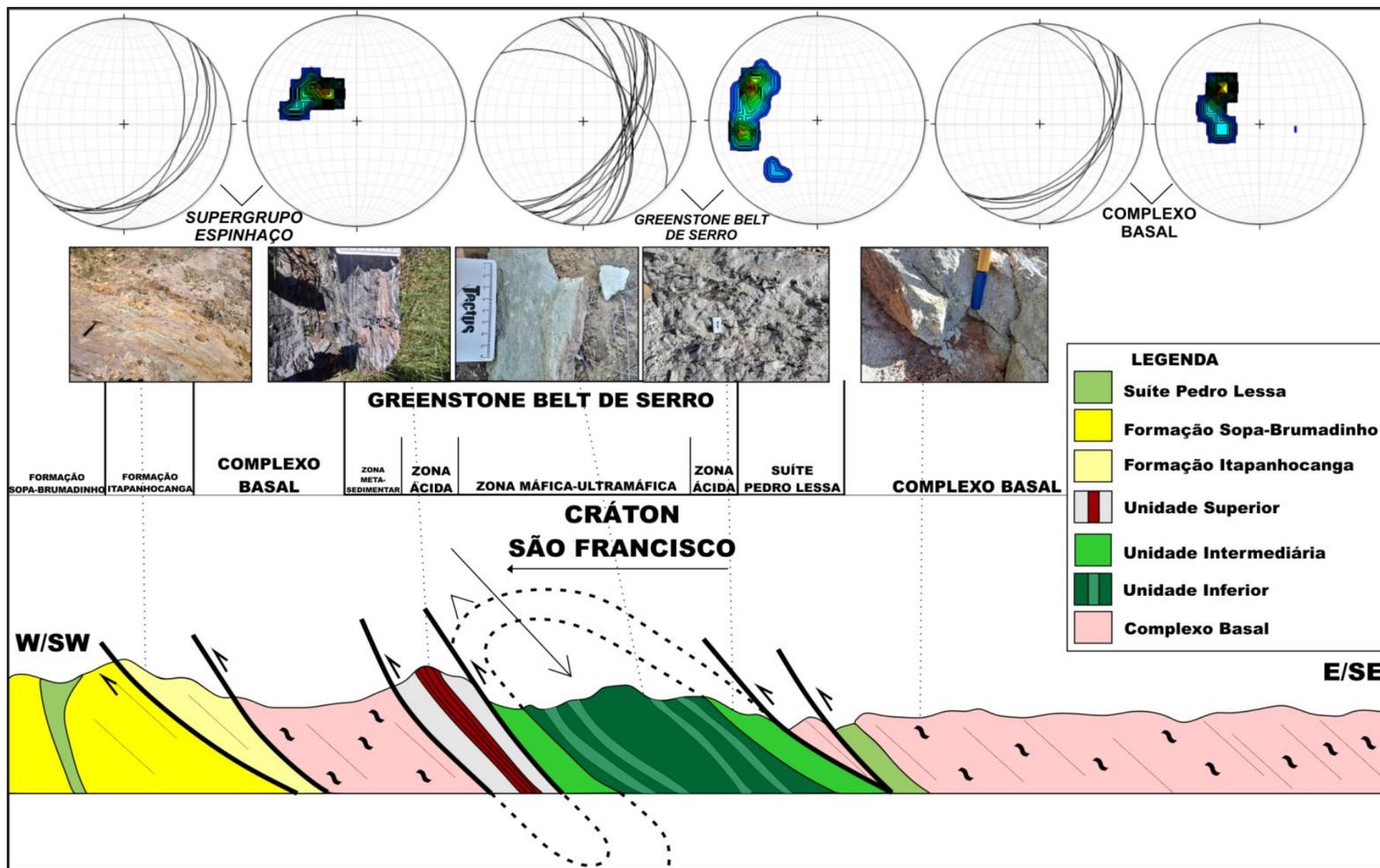


Figura 7. Seção Geológica e relações estruturais da região do *Greenstone Belt* de Serro.

Ouro

O Greenstone Belt de Serro exibe em todo o seu registro, forte controle estrutural associado a processos deformacionais ocorridos nesta região. Sendo assim, as concentrações minerais encontradas nessa sequência são produtos desse contexto de caráter mecânico impostos nas rochas associadas a percolação de fluidos preenchendo fraturas e falhas, onde são possíveis processos de concentração e mineralização de bens minerais. Os processos mineralizadores envolvidos na gênese de potenciais depósitos auríferos estão ligados a processos inicialmente primários, com a concentração primária de ouro nas rochas ultramáficas e sedimentos no momento de formação dos compartimentos, caracterizando o momento singenético entre a mineralização e encaixante. Em um segundo momento, processos deformacionais compressoriais e transpressionais, em margens de placa convergente, durante orogêneses acrescionais e colisionais relacionadas ao evento brasileiro no neoproterozoico, foram responsáveis pela reconcentração do mineral em zonas axiais das dobras isoclinais do compartimento. (UHLEIN, ASSIS e DARDENNE, 1983)

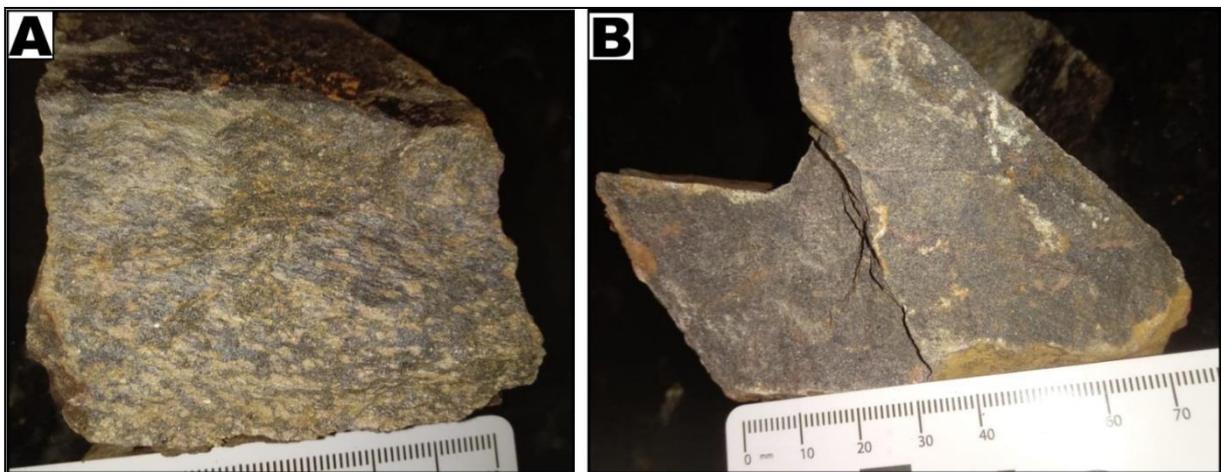


Figura 8. Amostras de Cromitito disseminado (A) e Cromitito Maciço (B) retirados da Mina do Cruzeiro na cidade de Serro/MG.

CONCLUSÃO

A partir dos estudos realizados na área proposta, sobretudo com foco no *Greenstone Belt* de Serro, foi possível investigar, interpretar e contribuir com novos dados para a área, em vista de sua bibliografia defasada, visando seu reconhecimento litoestratigráfico, do arcabouço estrutural e das potencialidades metalogenéticas que o compartimento em questão apresenta. A partir da caracterização litoestratigráfica foi possível definir ao menos três grandes domínios, de modo a agrupar os compartimentos representados pelo embasamento arqueano, o *greenstone belt* e a sequência metassedimentar mesoproterozoica.

O primeiro domínio é referente ao embasamento representando pelo Complexo Basal, composto por ortognaisses bandados com coloração clara de caráter migmatítico com variáveis níveis de anatexia. O segundo domínio é constituído pelas unidades do *Greenstone Belt* de Serro. A Unidade Inferior é composta por uma associação de rochas metaultramáficas como serpentina xistos e talco xistos na base da unidade, sendo encimadas por rochas máficas como metabasaltos. A Unidade Intermediária é composta por rochas ácidas como metariolitos de coloração clara e granulação fina a grossa, sendo que esta unidade ainda carece de melhores dados, sendo possíveis em futuras pesquisas na área. A Unidade Superior é composta por espesso pacote de metassedimentos sendo em sua maioria quartzitos e muscovita quartzitos

Arcabouço litoestratigráfico-estrutural e potencialidades metalogenéticas do Greenstone Belt de Serro, porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG

finos a médios, intercalados por pacotes de formações ferríferas bandadas de baixo teor de ferro. O terceiro domínio é composto por extenso pacote metassedimentar representado pelo Supergrupo Espinhaço, englobando as formações Sopa-Brumadinho na base e Itapanhocanga no topo.

A região de Serro está inserida num contexto geológico bastante complexo sob a ótica geotectônica e estrutural. Através de observações, pode-se identificar quatro eventos deformacionais, sendo um arqueano (Dn-1), outro no paleoproterozoico (Dn-1), e por fim, uma fase de deformação progressiva dúctil/rúptil no evento brasileiro no Neoproterozoico demonstrada em duas fases (Dn+1' e Dn+1'').

Em relação ao potencial metalogenético, este está relacionado à ocorrência das Formações Ferríferas Bandadas, mineralizações de Cromita e o potencial mineralizante de ouro do tipo “orogênico”. As formações ferríferas possuem extensão bem marcada em meio aos quartzitos da Unidade Intermediária e detém baixo teor de ferro em consequência do elevado nível de sílica presente, o que não impede que estas FFB da região de Serro não tenham grande potencial para mineração. A cromita como também o ouro, podem ocorrer principalmente de forma pontual em meio ao registro de rochas ultramáficas do *Greenstone Belt* de Serro, no entanto, estudos mais aprofundados dos aspectos formadores desses depósitos devem ser tomados para esta área para formulação de modelos mais confiáveis da gênese destes depósitos.

Com isto, é importante justificar que este estudo avançou quanto às interpretações sobre as rochas máficas e ultramáficas da região de Serro, onde por vezes é considerado como sequência metavulcanossedimentar. Nesta pesquisa, este compartimento foi elevado, portanto, a categoria de *greenstone belt*, conforme suas características aqui descritas, cumprindo assim a proposta inicial e atingindo o êxito perante os produtos gerados.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F. **Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-congo ocidental.** Geonomos, 15(1), 25 – 43, 2007.

ALMEIDA-ABREU, P. A. et al. **Estratigrafia, Faciologia e Tectônica do Supergrupo Espinhaço na Região de Serro. Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil.** Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Stuttgart, H516, p. 857-873, 1989.

ANHAEUSSER, C. R. **Archean Greenstone Belts and Associated Granitic Rocks – A review.** Journal of African Earth Sciences, 2014.

ASSIS, L. C. **Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional – Relatório de Quadriculas – Mato Grosso.** Universidade Federal de Minas Gerais – Centro de Geologia Eschwege, pp. 01 – 52, Diamantina, 1981.

ASSIS, L. C. **Estratigrafia, Tectônica e Potencialidade Mineral das Unidades Pré-Cambrianas da região de Serro (MG) – Quadricula Mato grosso – Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço/Minas.** 171. Dissertação de Mestrado em Geologia. Universidade Federal de Brasília – UNB, Brasília, 1982.

BIONDI, J. C. **Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerai s Brasileiros.** 2. ed. rev. e atual. São Paulo: Oficina de Textos, 2015.

CODEMIG - COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS. **Mapa Geológico da folha Serro.** Minas Gerais: 2012.

DNIT - DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRAESTRUTURA E TRANSPORTES. **Mapa Rodoviário de Minas Gerais**, 2012.

HEILBRON, M. et al. **Província Mantiqueira**. (In) Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG (Org). *Geologia do Continente Sul-Americano*. Belo Horizonte. UFMG, 2004, 204 – 234.

KNAUER, L. G. **Evolução geológica do Pré-Cambriano da porção Centro-Leste da Serra do Espinhaço Meridional e Metalogênese associada**. 1991. 251. Dissertação de mestrado em geociências – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1990.

KNAUER, L. G. GROSSI SAD J. H. **Geologia da Folha Serro, Minas Gerais**. In: Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG (Org). *Projeto Espinhaço em CD-ROM*. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais – CODEMIG, 1997. 2057 – 2320.

KNAUER, L. G. **O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural**. *Geonomos*, 2007, 15.1: 81-90.

MACHADO, N. et al. **Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional**. *Anais, 5o Simp. Geol. de Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, Bol. 10, Belo Horizonte, 1989, p. 171-174.*

NOCE, C. M. et al. **Geologia das folhas Ubá e Muriaé**. Projeto Sul de Minas–Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, 2003, 12: 623-659.

RENGER, F. E. KNAUER, L. G. **Espinhaço-quo vadis? (onde está?-aonde vai?) a evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995**. *Revista Geonomos*, 3(1), 31-39, 1995.

STOWE C.W. 1994. **Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time**. *Economic Geology*, 89(3):528-546.

UHLEIN, A. **Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional – Relatórios de Quadrículas –Serro**. Universidade Federal de Minas Gerais. Centro de Geologia Eschwege, Diamantina, 1981.

UHLEIN, A. **Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro –MG**. 1982. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade de Brasília - Instituto de Geociências, Brasília.

UHLEIN, A. ASSIS, L. C. DARDENNE M. A. **As mineralizações de ouro e cromita da sequência vulcano-sedimentar do Serro – MG**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, 1983, Belo Horizonte. *Anais...Sociedade Brasileira de Geologia*, 1983. P. 306-320.

Capítulo 2

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

Rhander Taufner Altoé¹; Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel²

RESUMO. As Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Brasil e Austrália representam uma das maiores fontes de minério de ferro no mundo e sua petrologia e mineralogia tem sido estudada extensivamente ao longo dos anos. Os diferentes graus de metamorfismo experimentados pelos BIFs do Membro Dales Gorge, na Província Hamersley - Austrália, e da Formação Cauê, no Quadrilátero Ferrífero – Brasil, produziram fábricas texturais e assembleias minerais únicas. Com o objetivo de avaliar como o metamorfismo produziu tais feições texturais nesses litotipos, foi integrado diferentes técnicas analíticas neste estudo, incluindo Fluorescência de Raio-X, Microfluorescência de Raio-X e análise de lâminas delgadas. Os BIFs Australianos foram sujeitos a metamorfismo fácies xisto-verde e são livres de deformação. Eles mostram uma assembleia mineral fresca composta principalmente por magnetita, quartzo microcristalino (chert) e agulhas de anfibólio (riebeckita e actinolita) aleatoriamente orientados. Por outro lado, os BIFs da Formação Cauê aqui estudados experimentaram metamorfismo em condições de fácies anfibolítica e junto com algum grau de deformação, induziram a oxidação e transformação da magnetita para hematita tabular orientada, e também formação de quartzo granoblástico fino a muito fino com junções tríplexes. Os dados químicos mostram que o BIF Dolomítico da Formação Cauê é composto predominantemente por Cálcio e Magnésio. Todos os anfibólios dos BIFs da Formação Cauê foram alterados para goetita.

PALAVRAS-CHAVE. Carbonato; Hematita; Magnetita; Metamorfismo; Quartzo.

INTRODUÇÃO

O Membro Dales Gorge é a unidade basal da Formação Ferrífera Brockman, uma das unidades que compõem o Grupo Hamersley, no Cráton de Pilbara (Ewers e Morris, 1981). Formações Ferríferas Bandadas (BIFs) são as principais componentes do Membro Dales Gorge, apresentando vasta mineralogia, incluindo magnetita, hematita e goetita como os óxidos e hidróxidos de ferro, bem como *chert*, siderita, anfibólios, talco, apatita e dolomita (Trendall e Blockey, 1970).

A Formação Cauê é a unidade mais basal e, junto com a Formação Gandarela, compreende a estratigrafia do Grupo Itabira, que por sua vez, está inserido no contexto do Quadrilátero Ferrífero, parte sul do Cráton São Francisco (Renger et al., 1994). A Formação Cauê consiste de filitos hematíticos e dolomíticos, margas, dolomitos, e uma espessa e ampla camada de itabiritos com mineralogia variada, dentre elas hematita, magnetita, quartzo, dolomita e anfibólios (Spier et al., 2003).

¹Doutorando no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília - rhander.altoe@gmail.com;

²Professor no Instituto de Humanidades, Artes e Ciências da Universidade Federal do Sul da Bahia - caio.turbay@ufsb.edu.br

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

Esses tipos de depósitos, devido a época em que foram formados, podem ter passado por eventos geológicos que culminaram em transformações mineralógicas e texturais, em resposta a mudanças de temperatura e pressão do ambiente. Com isso, uma avaliação dos componentes minerais e texturais dessas rochas pode ajudar a entender quais os fatores foram condicionantes na geração do atual arcabouço desses litotipos.

Uma extensa quantidade de dados já foi publicada acerca dessas duas províncias ferríferas ao longo das últimas décadas. Contudo, um paralelo petrográfico e mineralógico mais detalhado entre as BIFs da Formação Cauê e do Membro Dales Gorge ainda não foi realizado. A proposta desse trabalho é apresentar uma comparação mineralógica e petrográfica da Formação Cauê e do Membro Dales Gorge a fim de avaliar a relação entre metamorfismo, textura e assembleia mineral.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero (QF) está localizado na porção centro-sul do estado de Minas Gerais, região sudeste do Brasil (Figura 1). As amostras FSG-MAC, FSD-CMT e FSD-ABO foram coletadas respectivamente nos arredores das minas de Águas Claras, Capitão do Mato e Abóbora. A amostra IT-02 foi coletada na borda leste do QF. O acesso aos locais amostrados se dá pela BR 040 e BR 262.

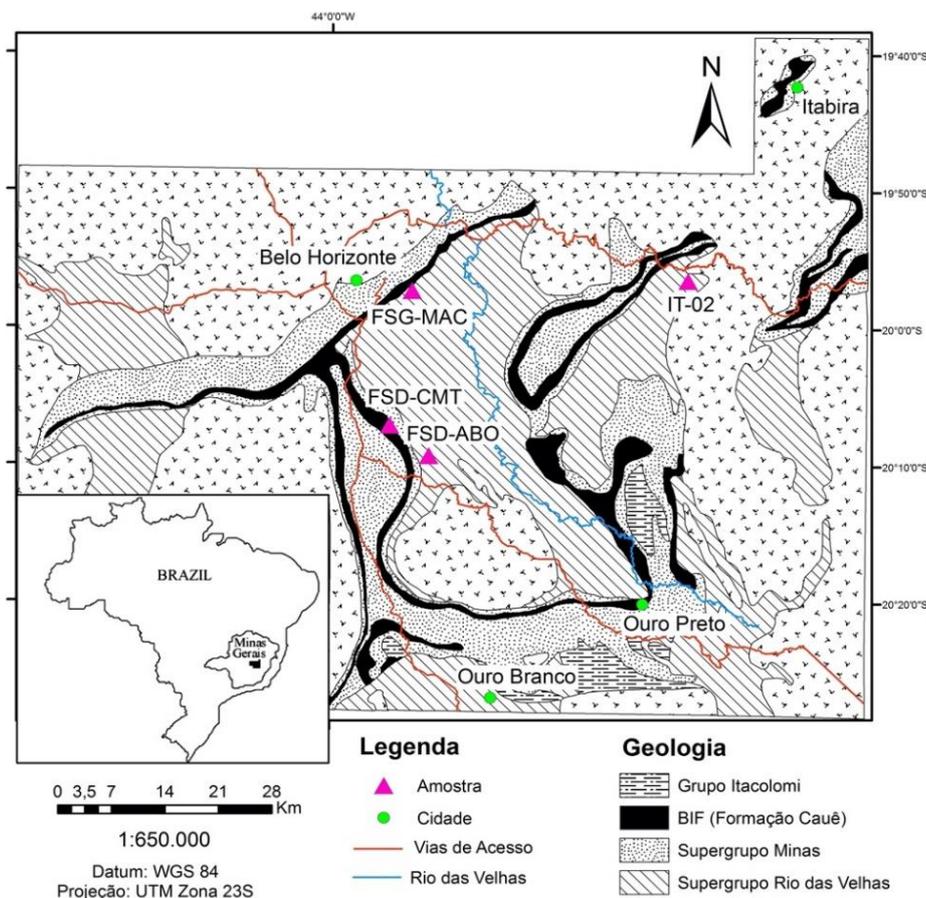


Figura 1. Mapa geológico e de localização do Quadrilátero Ferrífero com os pontos de amostragem. Modificado de Alkmim e Marshak (1998).

Província Hamersley

A Província Hamersley localiza-se na parte noroeste do estado da Austrália Ocidental, região oeste do país (Figura 2). Os pontos de BIFs amostrados se situam ao norte da cidade de Newman, na borda sudeste da área. O acesso até esses pontos é feito pela rodovia 138, que liga Newman até Port Hedland, no litoral norte.

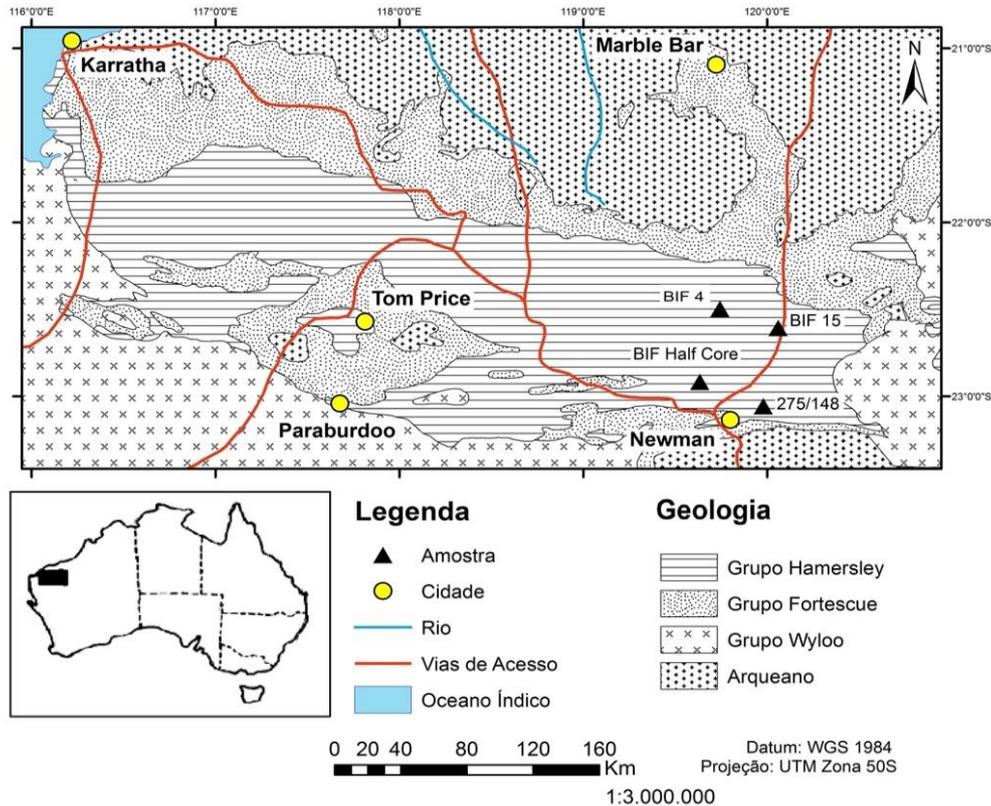


Figura 2. Mapa geológico e de localização da Província Hamersley com a amostragem dos pontos. Modificado de Horwitz (1985).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Segundo Klein (2005), as formações ferríferas bandadas (BIFs) são caracterizadas por rochas de origem sedimentar química com alto teor em ferro (igual ou superior a 15%), com variável grau metamórfico e em sua maioria mais velhas do que 2.0 Ga. Esse metamorfismo geralmente não oblitera o bandamento que é uma textura característica desses tipos de rochas.

Spier et al. (2003) afirma que os efeitos do metamorfismo em formações ferríferas bandadas resultam em transformações no estado sólido que são melhores notadas em fácies mais impuras, com um aumento nos componentes terrígenos, levando a formação de, por exemplo, anfibólios e cloritas. O metamorfismo e a percolação de fluidos hidrotermais ainda contribui para a oxidação de fases minerais na rocha (ROSIERE e CHEMALE JR., 2000). A presença de minerais metamórficos diagnósticos, juntamente com o tamanho dos cristais de quartzo, pode fornecer informações importantes acerca do metamorfismo ocorrido nos BIFs. Exemplos de volumosos depósitos de BIFs Paleoproteróicos incluem os do Quadrilátero Ferrífero – Brasil (DORR, 1958; DORR, 1969), Província Hamersley – Austrália (MORRIS, 1993) e Transvaal - África do Sul (BEUKES e KLEIN, 1990; BAU e DULSKI, 1996).

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

Litoestratigrafia do Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero é uma província mineral localizada na porção sul do Cráton São Francisco (ALMEIDA, 1967). Quatro principais unidades compreendem a geologia do Quadrilátero Ferrífero (DORR, 1969; RENGGER et al., 1994; ALKMIM e MARSHAK, 1998): a unidade basal caracterizada por um terreno granito-gnáissico de idade Arqueana; o Supergrupo Rio das Velhas, composto por um *greenstone belt*; uma sequência de rochas metasedimentares Proterozoicas que hospeda espessos depósitos de formação ferrífera do tipo Lago Superior denominada Supergrupo Minas; e um pacote de rochas metassedimentares quartzíticas do Grupo Itacolomi. Todas essas unidades são cortadas por intrusões magmáticas essencialmente básicas (Figura 3).

Segundo Machado e Carneiro (1992), o embasamento granito-gnáissico é constituído por gnaisses tonalíticos, trochjemíticos a granodioríticos em graus variados de migmatização, formados entre 3.2 e 2.9 Ga, com frequente intrusão de rochas graníticas, foliadas ou não, e por veios pegmatíticos. A maior parte dos contatos desses litotipos com as rochas supracrustais se dá por falhas de empurrão.

O Supergrupo Rio das Velhas (Figura 3) é compreendido pelos grupos Nova Lima e Maquiné (DORR, 1969) depositados entre 2.8 e 2.7 Ga (MACHADO et al., 1992; NOCE, 1995), nos quais caracterizam-se rochas típicas de *greenstone belt*, englobando komatiitos, peridotitos e lavas riolíticas intercalados com rochas metasedimentares químicas e clásticas (Dorr, 1969; ZUCHETTI et al., 1998).

Disposto discordantemente sobre a unidade supracitada, o Supergrupo Minas, junto com o Grupo Itacolomi, é constituído de uma sequência sedimentar de aproximadamente 8000 m de espessura, dividido em cinco Grupos (DORR, 1969) (Figura 3), que representam um ciclo de Wilson completo (ALKMIM e MARSHAK, 1998; ALKMIM e MARTINS-NETO, 2012).

Os grupos Tamanduá e Caraça (Figura 3) são as unidades basais do Supergrupo Minas, compostas essencialmente de rochas sedimentares clásticas (DORR, 1969) depositados em ambiente aluvionar a marinho raso, associados a fase *rift* e margem passiva transicional (ALKMIM e MARSHAK, 1998).

Sotopostas aos grupos supracitados repousam as rochas do Grupo Itabira (Figura 3), interpretado por Dorr (1969) como sendo basicamente sedimentos de origem química e bioquímica. A unidade basal, denominada de Formação Cauê – foco desse estudo – é composta por fácies ricas em itabiritos silicosos, dolomíticos e anfíbolíticos que passam gradativamente a unidade sobrejacente, intitulada de Formação Gandarela, constituída de rochas carbonáticas (DORR, 1969). A espessura das rochas do Grupo Itabira atinge cerca de 1000m e são interpretadas como sendo de ambiente marinho profundo depositados em plataforma estável (DORR, 1969).

O grupo Piracicaba (Figura 3) repousa discordantemente sobre o Grupo Itabira e representa uma sedimentação de plataforma rasa a profunda, composto por conglomerados, quartzitos e filitos com finas camadas de sedimentos químicos, e lentes de formação ferrífera (DORR, 1969).

Sotopostas em discordância ao grupo Piracicaba, ocorrem as rochas do grupo Sabará, definido por Dorr (1969) como uma sequência turbidítica contendo rochas vulcanoclásticas, conglomerados, diamictitos e tufos vulcânicos, representando uma sucessão sinorogênica.

O Grupo Itacolomi repousa em discordância angular sobre o Grupo Sabará, e de acordo com Dorr (1969), é constituído por rochas quartzíticas aluvionares incluindo conglomerados polimíticos com lentes de formação ferrífera intercalados com finas camadas de filito. Alkmim

GEOLOGIA REGIONAL E RECURSOS MINERAIS

e Marshak (1998) sugerem que essa sequência representa sedimentos depositadas em bacias intermontanas durante colapso orogênico.

Dados geocronológicos disponíveis indicam que a sedimentação dos grupos Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba ocorreu entre 2.580 e 2.125 Ga (MACHADO et al., 1996; Babinski et al., 1995; HARTMANN et al., 2006), enquanto que as sequências sin e pós orogênicas dos grupos Sabará e Itacolomi foram depositadas entre 2.125 e 2.0 Ga (MACHADO et al., 1992). O metamorfismo regional cresce de oeste para leste variando de fácies xisto verde inferior a anfibolito inferior (HERZ, 1978).

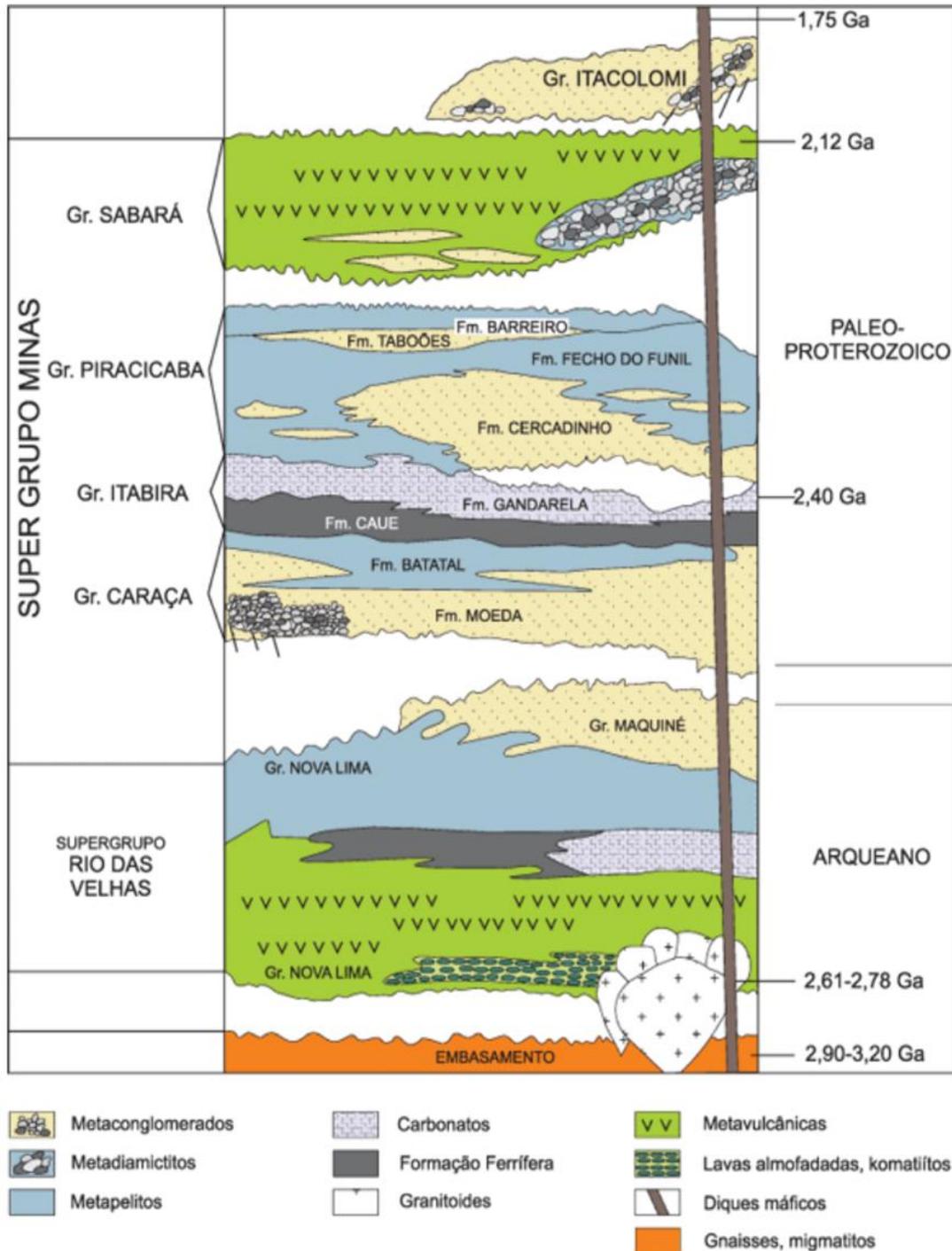


Figura 3. Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero indicando as respectivas idades radiométricas a direita da coluna. Fonte: Alkmim e Marshak (1998).

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

Litoestratigrafia da Província Hamersley

A província Hamersley (TRENDALL e BLOCKLEY, 1970) é uma região localizada ao sul do Cráton de Pilbara, no estado da Austrália Ocidental, famosa por suas grandes jazidas de minério de ferro de alto teor. A geologia da área é dividida em duas unidades principais: o embasamento cratônico composto por terreno do tipo granito-*greenstone* e os metassedimentos Paleoproterózoicos do Supergrupo Mt Bruce contendo BIFs do tipo Lago Superior.

Tyler (1991) caracteriza os litotipos do embasamento como sendo compostos por sequências acamadadas metavulcânicas, intrusões máficas e rochas metassedimentares (*greenstone belt*) com intrusões graníticas. Vários diques de diferentes idades cortam essas sequências. Idades isotópicas sugerem que a formação do embasamento se deu por volta de 3.0 Ga.

As rochas do Supergrupo Mt Bruce estão em discordância angular e erosiva sobre o embasamento arqueano. Três unidades constituem as rochas do supergrupo, em ordem ascendente: os Grupos Fortescue, Hamersley, Turee Creek (MORRIS e KNEESHAW, 2011). A unidade basal, denominado de Grupo Fortescue, é composto por lavas basálticas intercaladas com sedimentos aluvionares clásticos, incluindo arenitos e folhelhos, rochas piroclásticas e sedimentos químicos em menor quantidade (MORRIS e KNEESHAW, 2011; TRENDALL e BLOCKLEY, 1970), com espessura de aproximadamente 4.5 km (MORRIS e KNEESHAW, 2011).

Repousando em conformidade com a unidade supracitada, encontram-se as rochas do Grupo Hamersley (TRENDALL e BLOCKLEY, 1970). Essas rochas metasedimentares possuem cerca de 2.5km de espessura e representam uma sedimentação essencialmente marinha química e piroclástica marcada por carbonatos intercalados com rochas ácidas, espessos pacotes de formação ferrífera bandada e folhelhos em menor quantidade (MORRIS e HORWITZ, 1980). Intrusões de dique e *sills* de diabásio são frequentes dentro dessa unidade. As rochas do Grupo Hamersley são divididas em oito formações com base em caráter puramente litológico (Figura 4) (MACLEOD, 1966; TRENDALL e BLOCKLEY, 1970; TRENDALL, 1983). Uma delas, a Formação Brockman, encerra o Membro Dales Gorge, foco deste trabalho.

O Membro Dales Gorge possui espessura média de 150 m caracterizado por macrobandas (métricas) ricas em óxido de ferro (magnetita e hematita) intercaladas com bandas ricas em quartzo microcristalino (chert) e tufos vulcânicos em menor quantidade (TRENDALL e BLOCKLEY, 1970). Carbonatos ricos em ferro (siderita e ankerita) e stülpnomeleno são minerais comumente encontrados nessas rochas cuja extensão lateral pode atingir centenas de quilômetros (TRENDALL, 2004). Devido ao baixo grau metamórfico desses litotipos, estruturas e texturas sedimentares primárias são comumente encontradas tais como estratificação cruzada e gradação granulométrica (TRENDALL e BLOCKLEY, 1970).

METODOLOGIA

Um total de oito amostras, quatro do Quadrilátero Ferrífero e quatro da província Hamersley foram fornecidas pela Companhia Vale, CSIRO e pelo professor Caio Turbay (UFES), para análise química e mineralógica. As amostras de BIFs do Quadrilátero Ferrífero são: IT-02 e FSG-ABO (BIF Silicoso), FSD-MAC (BIF Dolomítico), FSG-CMT (BIF Anfibolítico). Para a província Hamersley, foram utilizadas as amostras: BIF *half core*, BIF 4, BIF 15 e 275/148.

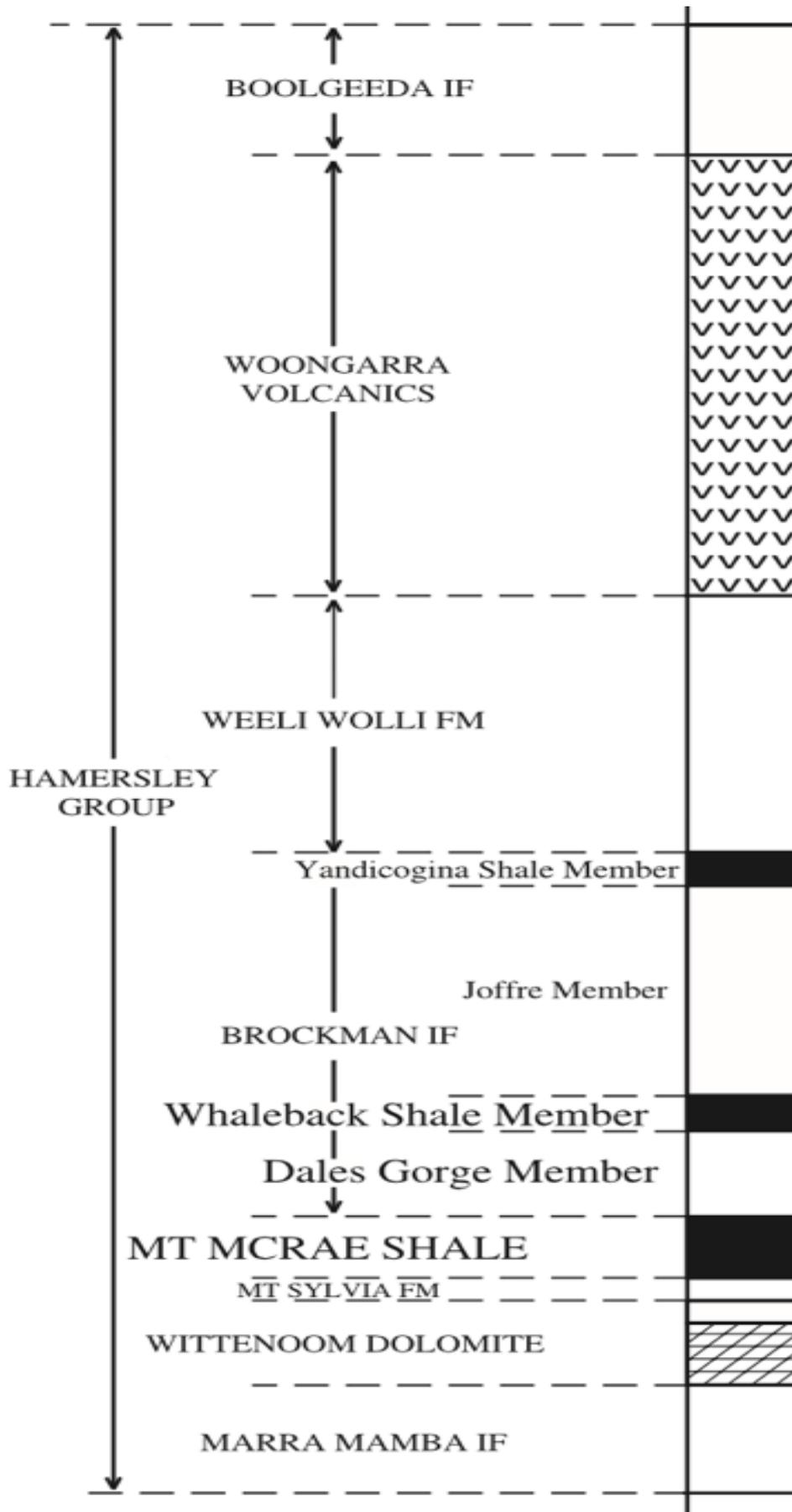


Figura 4. Coluna estratigráfica do Grupo Hamersley. Extraído de Harnsworth et al. (1990).

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

As amostras foram cortadas e confeccionadas no laboratório de laminação da CSIRO, em Perth – Western Australia. As seções polidas foram analisadas em microscópio Olympus, nas dependências da CSIRO, a fim de ilustrar as principais diferenças petrográficas entre os BIFs do Brasil e da Austrália.

Fotomicrografias das amostras foram tiradas usando o *software* Leica DMR, acoplado ao microscópio petrográfico. A quantificação mineral das amostras foi feita pelo método de visadas, no qual calculou-se a média mineralógica de três bandas máficas e três bandas félsicas de cada seção delgada.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Petrografia das Formações Ferríferas

As BIFs da Formação Cauê foram agrupadas com base na definição proposta por Dorr (1969), que classifica os itabiritos do Quadrilátero Ferrífero de acordo com seus principais constituintes mineralógicos, sendo eles: itabiritos silicosos, dolomíticos e anfíbolíticos.

As BIFs do Membro Dales Gorge foram classificadas em um único litotipo pois, diferente do Brasil, eles não possuem essa variação composicional bem definida.

FORMAÇÃO CAUÊ

Bif Silicoso

Os BIFs silicosos são rochas bandadas mostrando bandas paralelas e alternadas ricas em quartzo e óxidos de ferro. O quartzo perfaz cerca de 52% da rocha, hematita representa 40%, a magnetita e goetita cerca de 7% juntas. Apatita e wavelita são minerais acessórios, perfazendo cerca de 1% da rocha.

As bandas ricas em sílica possuem bordas retilíneas e contínuas e geralmente são mais espessas (até 5 mm) do que as bandas ricas em ferro. A sílica é representada pelo quartzo - tamanho entre 50 μm e 150 μm , cujos grãos possuem textura granoblástica e poligonal com contato reto entre grãos (junção tríplice) (Figuras 5A e B), eventualmente apresentando extinção ondulante. Os cristais de quartzo tendem a ficar anédricos e menores de acordo com o aumento progressivo de óxidos de ferro na banda.

Grãos de hematita e magnetita presentes tanto como inclusões no quartzo quanto ocupando espaços intersticiais, são frequentemente observados, distribuídos uniformemente ao longo das bandas silicosas (Figuras 5A e C). Seus tamanhos podem variar de 10 μm até 70 μm e possuem textura granoblástica a tabular, este último orientado subparalelo ao bandamento principal da rocha.

Goetita está presente em algumas porções como produto de alteração da hematita. Apatita e wavelita, quando ocorrem, possuem textura subédrica a anédrica, tamanho variando até 15 μm para a apatita e 300 μm para a wavelita (Figuras 5C e D). Veios de quartzo perpendiculares ao bandamento principal da rocha são eventualmente observados, possuindo raízes nas zonas ricas em sílica e terminando quando encontram bandas ricas em óxido de ferro.

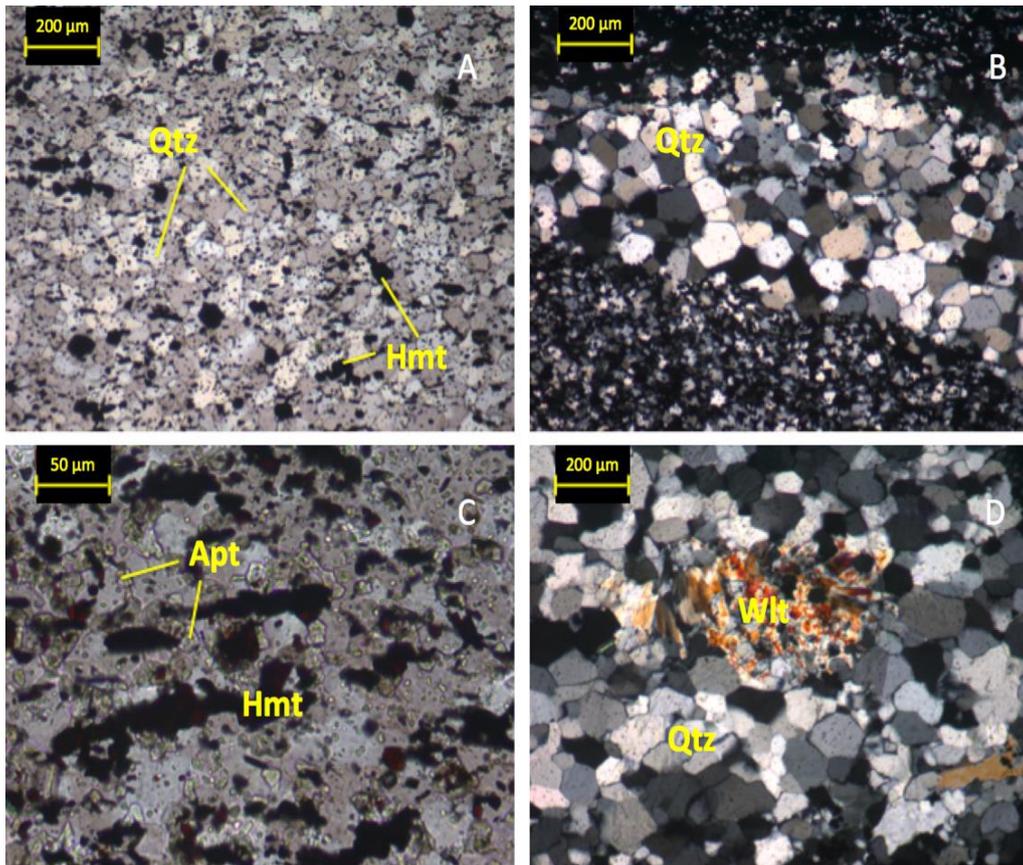


Figura 5. Fotomicrografia das bandas ricas em quartzo no BIF Siliceoso da Formação Cauê: a) quartzo granoblástico com junção tríplice com frequente inclusão de hematita, em luz plano-paralela; b) cristais de quartzo granoblástico com junção tríplice em luz plano-polarizada; c) grãos de apatita subédrica a anédrica em luz plano-paralela; d) cristais de wavelita anédrica e quartzo granoblástico em luz plano-polarizada. Qtz – Quartzo; Hmt – Hematita; Apt – Apatita; Wlt – Wavelita.

As bandas ricas em óxido de ferro possuem espessura variando de 0.5 mm a 4 mm, apresentam bordas retas e podem aparecer como bandas descontínuas ou contínuas, esta última sendo mais frequente. As fases minerais são representadas principalmente por hematita, magnetita (kenomagnetita) e goetita sendo o quartzo como mineral de ganga. Os cristais de hematita possuem textura granoblástica a tabular (Figuras 6A-D), a primeira sendo mais frequente nas bandas ricas em sílica e a segunda muito recorrente nas zonas ricas em ferro. As hematitas tabulares são orientadas paralela a subparalelamente ao bandamento principal, com tamanho variando de 10 µm a 200 µm, possuindo contato reto entre grãos. Os grãos de magnetita são granoblásticos, euédricos a subédricos, geralmente não excedendo 50 µm, frequentemente oxidados para kenomagnetita ao longo dos planos cristalográficos (Figura 6D).

Os cristais de goetita são produtos de alteração dos óxidos de ferro, principalmente hematita, ocorrendo geralmente nas bordas de grãos, dando uma coloração vermelha a marrom a rocha (Figura 6C).

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

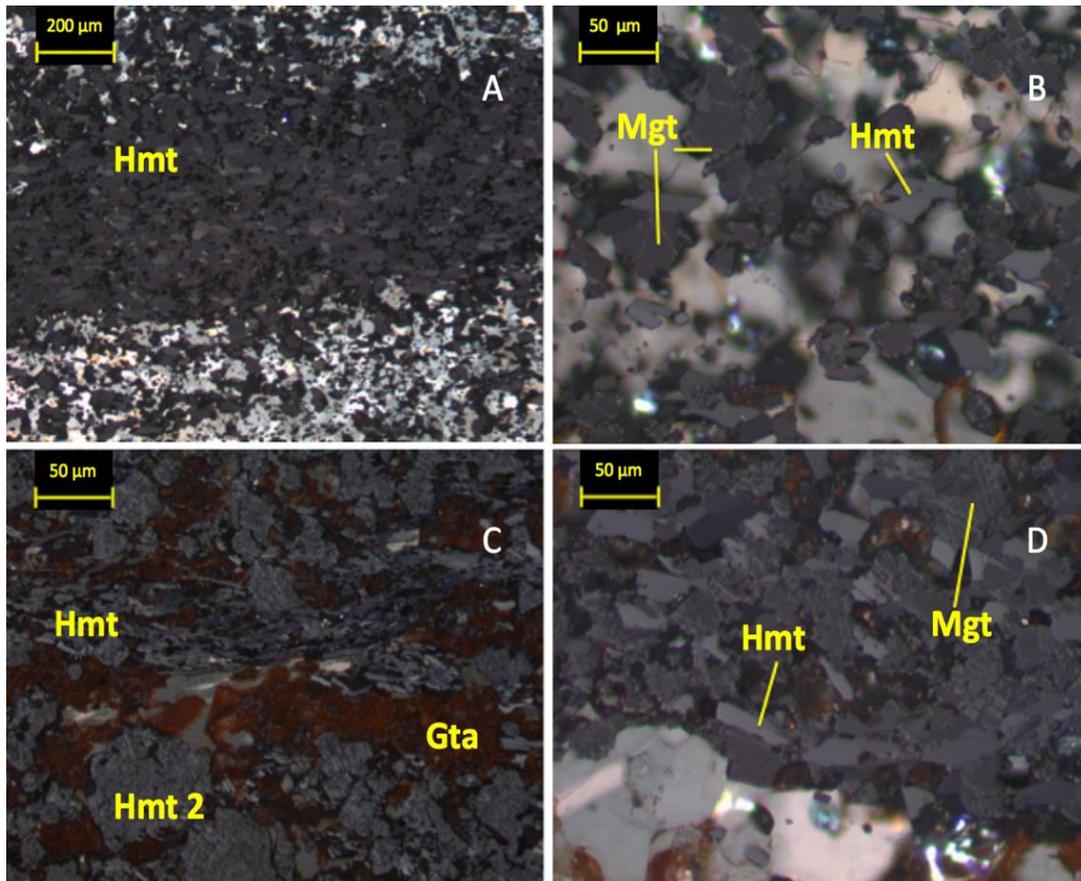


Figura 6. Fotomicrografia das bandas ricas em ferro do BIF Silicoso da Formação Cauê, em luz refletida plano-polarizada: a) hematita tabular orientada paralela ao bandamento; b) cristais euédricos de magnetita e hematita tabular; c) hematita granoblástica (hmt2) e tabulares com presença de goetita; d) magnetita granoblástica oxidada ao longo os planos cristalográficos. Hmt – Hematita, Mgt – Magnetita, Gta – Goetita.

Bif Dolomítico

Os BIFs dolomíticos são caracterizados por bandas descontínuas e não sistemáticas de óxidos de ferro – hematita, goetita e magnetita – intercaladas com bandas ricas em dolomita e subordinadamente calcita. Hematita perfaz cerca de 11% da rocha, enquanto que magnetita e goetita representam 3% e 1%, respectivamente. Dolomita perfaz aproximadamente 75% dos minerais e a calcita cerca de 5%. Quartzo e clorita ocorrem na forma de lentes e constituem, respectivamente, 4% e 1% do conjunto mineralógico.

As bandas ricas em carbonatos caracterizam-se por apresentar grãos muito finos de dolomita granoblástica (até 10 µm) junto com cristais granoblásticos a tabulares de hematita, estes orientados paralelamente ao bandamento principal da rocha, de tamanho médio de 10 µm. Cristais maiores de dolomita (50 µm a 300 µm), com eventuais inclusões de hematita fina, ocorrem na forma de agregados, constituindo lentes de até 0.5 mm de espessura, disseminadas nas bandas ricas em carbonato (Figura 7A). Essas lentes frequentemente apresentam quartzo granoblástico (20 µm a 80 µm) formando contato reto e junções triplíceis.

Finas agulhas de clorita de tamanho variando de 10 µm a 50 µm são observadas ocupando espaço intersticiais dos grãos de quartzo. Pequenas e, lateralmente contínuas lentes de dolomita semelhantes a textura *boudin* são eventualmente observados dentro das bandas ricas em ferro (Figura 7B).

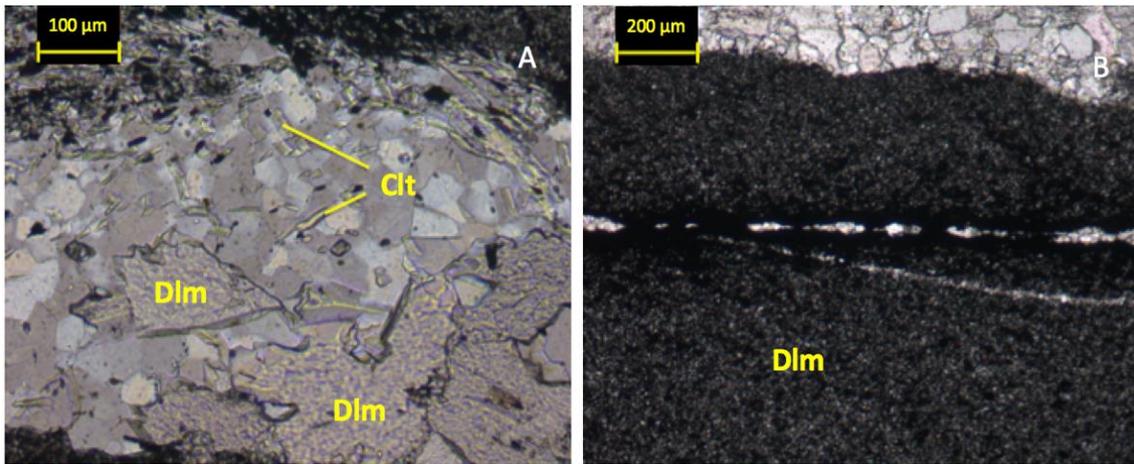


Figura 7. Fotomicrografia das bandas ricas em sílica e carbonato do BIF Dolomítico da Formação Cauê: a) Lente de dolomita com quartzo e agulhas de clorita; b) parte central: textura semelhante a boudin de dolomita dentro de banda rica em ferro; parte inferior: cristais granoblásticos muito finos de dolomita. Luz plano-paralela. Clt – Clorita, Dlm – Dolomita.

A mineralogia principal nas bandas ricas em óxido de ferro é constituída por hematita, magnetita e goetita, com dolomita e quartzo subordinado. Os cristais de hematita geralmente possuem textura tabular com tamanho médio de 20 µm (Figura 8A), contato retilíneo entre grãos, orientados em paralelo ao bandamento principal da rocha. A magnetita, quando presente, ocorre na forma de grãos granoblásticos menores do que 20 µm. A goetita aparece sob forma amorfa substituindo cristais de hematita. Os grãos de dolomita são finos, subédricos a anédricos, granoblásticos e apresentam uma coloração avermelhada à rocha (Figura 8B). O quartzo é escasso, mas quando presente, ocorre sob forma anédrica e muito fino.

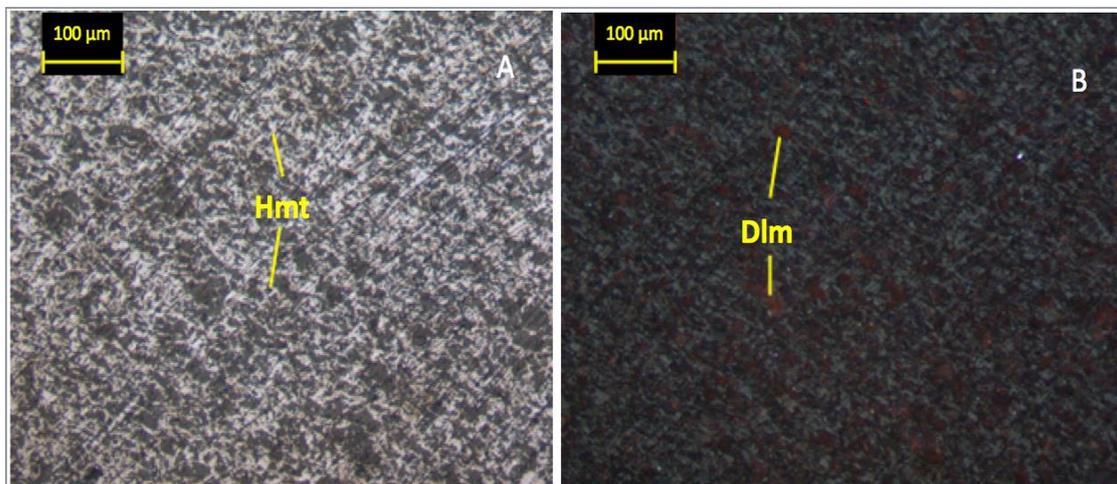


Figura 8. Fotomicrografia de típica banda rica em ferro do BIF Dolomítico evidenciando a orientação de hematita tabular, a) em luz refletida plano-paralela e (b) dolomita granoblástica de coloração avermelhada em luz refletida plano-polarizada. Hmt – Hematita, Dlm – Dolomita.

Bif Anfibolítico

Rocha marcada por alternância de bandas milimétricas a centimétricas ricas em quartzo e óxidos de ferro. Os cristais de quartzo perfazem cerca de 44% da rocha, enquanto que a goetita representa 40%, a hematita aproximadamente 12% e a magnetita 2%. Embora esse litotipo seja

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

classificado de acordo com a presença de anfibólios, estes estão totalmente alterados para goetita.

Os grãos de quartzo apresentam textura granoblástica com contato reto, frequentemente exibindo junções tríplexes (Figura 9A). O tamanho dos cristais varia de 5 μm a 70 μm , quando livres da presença de óxidos de ferro, eventualmente exibindo extinção ondulante. O tamanho do quartzo diminui (menor do que 5 μm) e tendem a ficar mais anédricos quando minerais de ferro estão presentes. A hematita aparece na forma de agregados - tamanho entre 20 μm a 70 μm – ou como grãos dispersos nas bandas de quartzo, intensamente oxidados (martita), exibindo uma certa porosidade intragranular (Figura 9B). Alguns grãos de hematita aparecem nas bordas de cristais de quartzo, formando anéis em volta dos grãos, parcialmente ou totalmente alterados para goetita, provavelmente indicando dissolução e precipitação no contato de grãos de quartzo (Figura 9C).

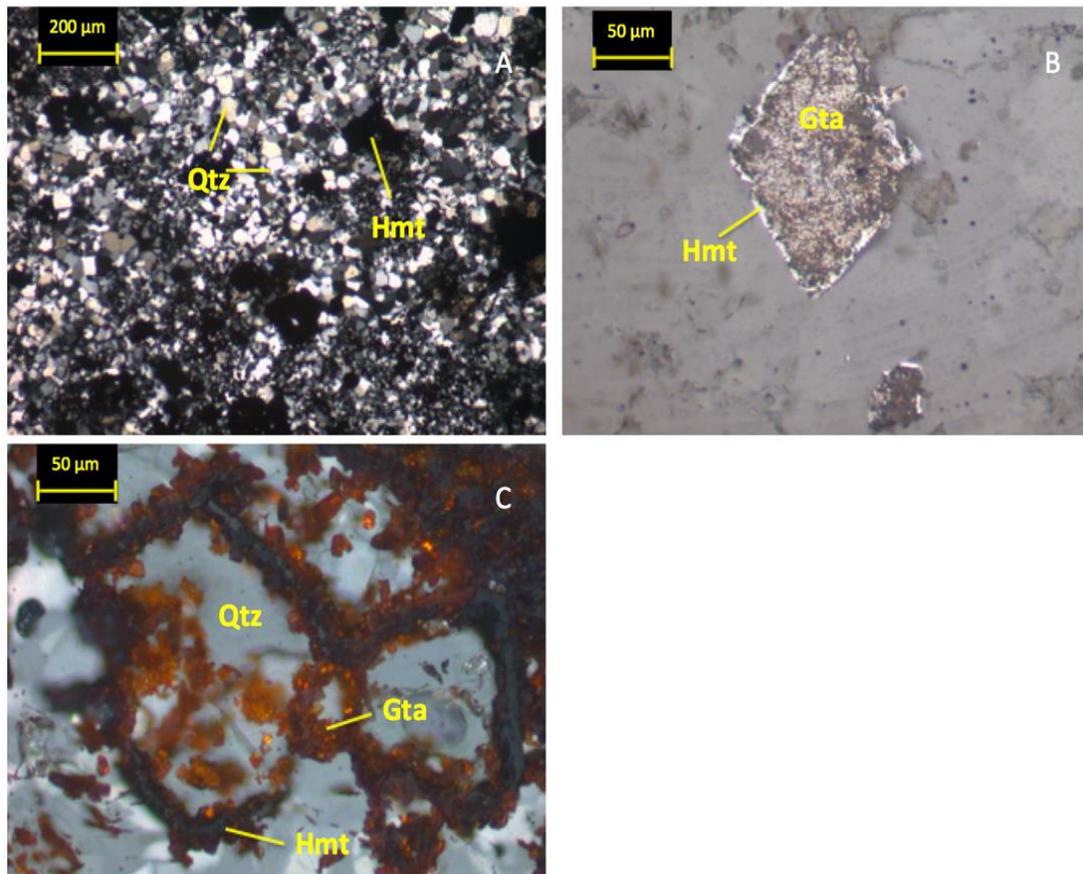


Figura 9. Fotomicrografia das bandas ricas em sílica do BIF Anfibolítico da Formação Cauê: a) Cristais granoblásticos de quartzo formando junção tríplex com presença de hematita em luz plano-polarizada; b) grão de hematita com núcleo parcialmente oxidado para goetita, em luz refletida plano-paralela; c) precipitação de hematita e alteração para goetita nas bordas de grãos de quartzo em luz refletida plano-polarizada. Gta – Goetita, Hmt – Hematita, Qtz – Quartzo.

As bandas ricas em óxido de ferro são compostas por agregados maciços de hematita, cristais orientados de goetita e, em menor quantidade magnetita e quartzo. Goetita (5 μm a 70 μm , em tamanho) exibe tanto pseudomorfismo como produto da alteração de anfibólios na forma de agulhas orientadas paralelas ao bandamento da rocha (Figura 10A), quanto podem

apresentar textura amorfa substituindo bordas e centros de cristais de hematita. Os grãos de hematita variam de cristais isolados granoblásticos, euédricos a subédricos, medindo cerca de 10 μm a agregados atingindo 400 μm (Figura 10B). Magnetita aparece na forma de finos cristais isolados euédricos com intensa oxidação ao longo dos planos cristalográficos (kenomagnetita).

Membro Dales Gorge

As formações ferríferas do membro Dales Gorge exibem alternância de bandas milimétricas a centimétricas compostas por sílica e óxidos de ferro. A mineralogia predominante é composta por quartzo, cujo volume é de 42%; magnetita, na qual perfaz cerca de 25% da rocha, seguida por hematita e goetita, representando, respectivamente 18 e 3% dos minerais.

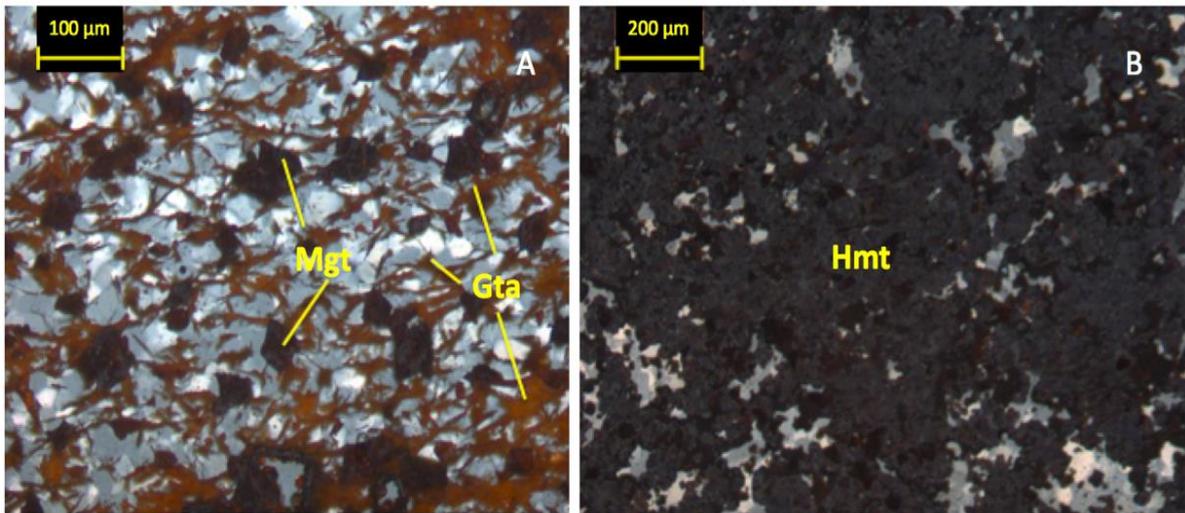


Figura 10. Fotomicrografia das bandas ricas em ferro do BIF Anfibolítico da Formação Cauê: a) cristais euédricos de magnetita com intensa oxidação ao longo dos planos cristalográficos e pseudomorfos de goetita após anfibólio, em luz refletida plano-polarizada; b) a

As bandas de sílica geralmente possuem um tom claro, devido a intensa presença de quartzo, podendo variar de coloração de acordo com o aparecimento de diferentes fases minerais. A mineralogia restante é composta por actinolita (5%), riebeckita (3%), siderita (3%), calcita e dolomita (juntas representando cerca de 1%).

As bandas ricas em sílica apresentam cristais de quartzo essencialmente microcristalino (chert) (Figura 11A) – menor do que 10 μm –, e embora os limites de grãos sejam difíceis de serem analisados devido ao pequeno tamanho dos cristais, eles aparentam ter, de um modo geral, contatos interlobados. Contudo, nota-se escassas bandas milimétricas de quartzo granoblástico recristalizado (até 150 μm), mostrando contato interlobado a angular entre grãos e frequente extinção ondulante (Figura 11B).

A actinolita está presente na forma de cristais aciculares aleatoriamente orientados, variando em tamanho de 50 μm a 200 μm (Figura 11C). A riebeckita possui tamanho menor do que 100 μm e formam exuberantes cristais euédricos – conhecidos como asbestos azuis –, frequentemente associados a magnetita (Figuras 11D e F).

Grãos anédricos a subédricos muito finos de siderita são frequentes (Figura 11D), eventualmente mostrando inclusões de hematita e intensa oxidação, geralmente se formando às custas de cristais de riebeckita. A magnetita possui textura euédrica a anédrica e tamanho menor

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

do que 80 μm , aparecendo na forma de cristais singulares, que parecem estar ‘flutuando’ nas bandas de quartzo (Figura 11D). A magnetita, em alguns casos, ocorre associada a actinolita, esta última aparentemente sendo formada às custas da magnetita (Figura 11E).

Os grãos de hematita são caracterizados por possuírem tamanho muito fino e geralmente aparecem formando uma ‘poeira’ nas bandas ricas em sílica (Figura 11A). A dolomita possui textura anédrica a subédrica e varia em tamanho de 10 μm a 350 μm . Os cristais de calcita possuem tamanho médio (100 μm a 300 μm), subédricos a euédricos e aparecem como cristais únicos ou formando agregados nas bandas ricas em sílica, frequentemente associados com actinolita.

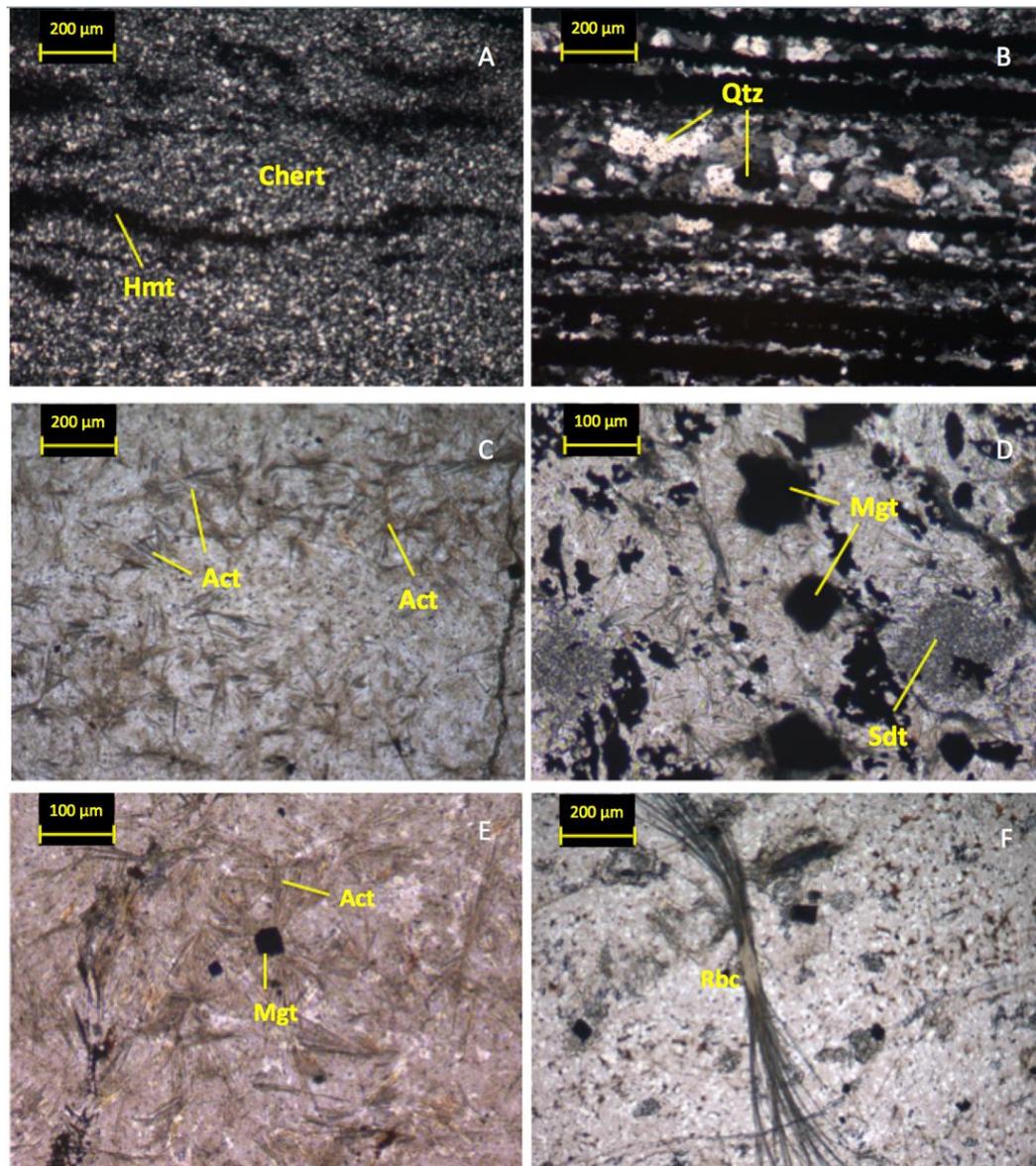


Figura 11. Fotomicrografia das bandas ricas em sílica dos BIFs do Membo Dales Gorge: a) Grãos muito finos de hematita em banda de quartzo microcristalino (certo) em luz plano-polarizada; b) banda de quartzo recrystalizado em luz plano-polarizada; c) agulhas de actinolita dispersas aleatoriamente em bandas ricas em sílica, em luz plano-paralela; d) cristais euédricos de magnetita envolvidos por grãos de riebeckita e grãos de siderita parcialmente oxidados, em luz plano paralela.; e) grão de magnetita ocorrendo associado a

actinolita; f) cristal euédrico de riebeckita, em luz plano-paralela. Act – Actinolita, Rbc – Riebeckita, Mgt – Magnetita, Qtz – Quartzo, Sdt – Siderita.

As bandas ricas em ferro geralmente possuem limites ondulados e abruptos. A magnetita ocorre como agregados de minerais granoblásticos, subédricos a euédricos, de tamanho fino a muito fino (Figura 12A) e eventualmente mostram oxidação ao longo dos planos cristalográficos.

Porosidade intragranular ocorre em alguns cristais, dando uma coloração avermelhada, provavelmente associada a presença de goetita (Figura 12D). Os grãos de hematita ocorrem tanto em sua forma granoblástica (tamanho menor do que 200 μm), quanto na forma de hematita lobular e tabular, não excedendo 25 μm (Figura 12B). A primeira é mais frequente, geralmente formando agregados de minerais, que por sua vez, podem apresentar um certo grau de porosidade associada a alteração para goetita.

Cristais euédricos e fibrosos de riebeckita comumente ocorrem nas bordas dos grãos de magnetita, no limite entre bandas ricas em sílica e ferro, formando uma textura em corona, dando uma coloração azul a rocha (Figura 12C). A goetita ocorre por alteração dos óxidos de ferro e, em alguns casos, formando pseudomorfos de anfibólio na fronteira entre bandas ricas em óxido de ferro e bandas ricas em sílica (Figura 12 D).

A biotita é escassa e quando presente, aparece na forma de grãos anédricos e amarronzados, associados a magnetita e riebeckita. Algumas bandas ricas em ferro possuem finas camadas (menor do que 50 μm) constituídas por quartzo, calcita e tremolita em menor quantidade. O quartzo, nessas zonas, possui textura fibrosa e apresentam leve extinção ondulante. A calcita e tremolita são anédricas a subédricas de granulação fina.

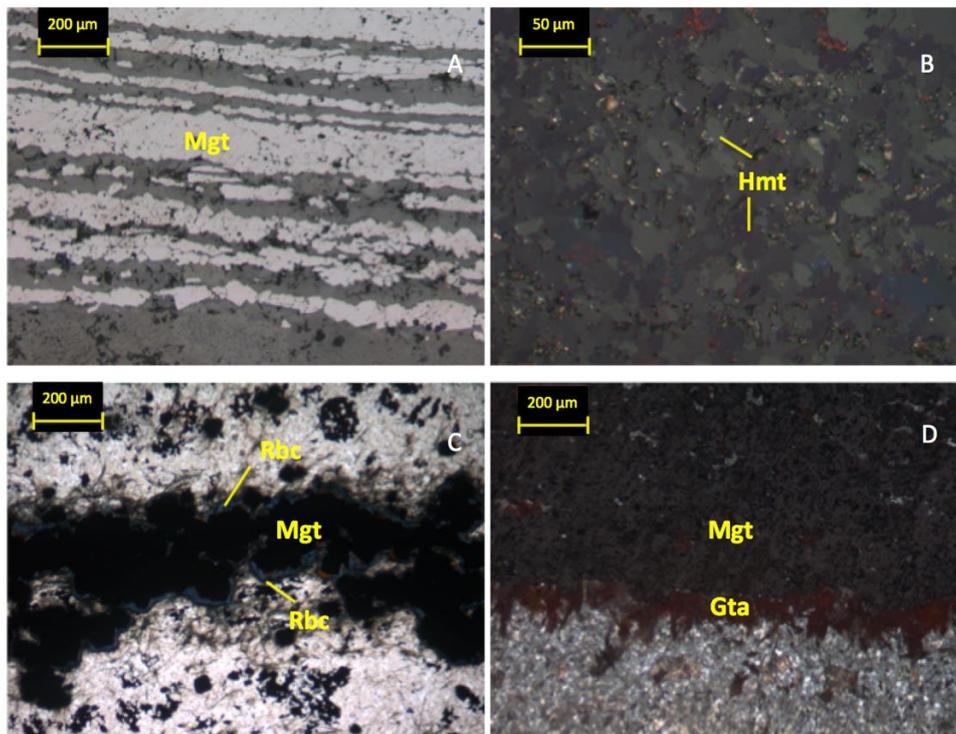


Figura 12. Fotomicrografia das bandas ricas em ferro dos BIFs do Membro Dales Gorge: a) Bandas ricas em ferro (cor mais clara) formada por agregados de magnetita granoblástica, em luz refletida plano-paralela; b) hematita granoblástica e tabular, em luz refletida plano-polarizada; c) banda rica em magnetita com substituição para riebeckita nas bordas dos grãos

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

na fronteira com bandas ricas em sílica, em luz transmitida plano-paralela; d) cristais maciços de magnetita com parcial oxidação intragranular e goetita depois de anfibólio na fronteira com a banda rica em quartzo, em luz refletida plano-polarizada. Gta – Goetita, Hmt – Hematita, Mgt – Magnetita, Rbc – Riebeckita.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise petrográfica das seções delgadas das Formações Ferríferas do Membro Dales Gorge e Formação Cauê revela uma certa similaridade mineralógica entre ambas, embora muitas características texturais se diferem uma da outra. O quartzo e os óxidos de ferro (hematita, magnetita e goetita) compõem quase que integralmente as fases minerais desses litotipos, exceto pelo BIF Dolomítico, no qual a dolomita é a fase mineral principal representando cerca de 75% da rocha.

Na Formação Cauê o quartzo com textura granoblástica formando junção tríplice é o principal representante das bandas ricas em sílica, enquanto no Membro Dales Gorge o quartzo microcristalino (chert) é a fase predominante dessas bandas. Embora composicionalmente homogêneas, essa diferença textural reflete os diferentes graus de metamorfismo sofrido por essas rochas (TRENDALL e BLOCKLEY, 1970; HERZ, 1978).

O metamorfismo regional no Quadrilátero Ferrífero atinge fácies anfíbolito, no qual gerou calor e tempo suficiente para recristalizar quase toda a sílica presente no sistema (HERZ, 1978). Por outro lado, o quartzo microcristalino presentes dos BIFs Australianos reflete o baixo grau metamórfico (até fácies xisto verde) experimentado por essas rochas, podendo demonstrar, algumas vezes, características diagenéticas (TRENDALL e BLOCKLEY, 1970).

Os óxidos de ferro, representados pela hematita, magnetita e goetita, ocorrem em ambas Formações Ferríferas, apesar de que proporcionalmente eles se diferem entre si. Hematita ocorre preferencialmente nos BIFs do Quadrilátero Ferrífero enquanto magnetita é mais expressiva nas rochas do Membro Dales Gorge. Essa desproporção pode estar relacionada a percolação de fluidos hidrotermais durante o metamorfismo, atingindo maiores temperaturas na região do QF, potencialmente favorecendo a oxidação da magnetita para hematita (SPIER et al., 2003). Essa transformação foi acompanhada por deformação culminando na orientação das hematitas tabulares.

Os carbonatos presentes em algumas amostras de ambos os BIFs indicam uma contribuição carbonática nos sedimentos dessas plataformas. Nos litotipos do Quadrilátero Ferrífero, os carbonatos se concentram em grandes quantidades nas fácies dolomíticas, enquanto nos BIFs do Membro Dales Gorge os minerais carbonáticos possuem distribuição mais homogênea.

O hábito euédrico dos grãos de anfibólio somado a ausência de orientação desses minerais indica que há pouca ou nenhuma deformação nesses BIFs Australianos (TRENDALL e BLOCKLEY, 1970), e que a ação intempérica é pouco pronunciada, caracterizando litotipos mais frescos. Por outro lado, os anfibólios das fácies Anfíbolítico da Formação Cauê estão completamente alterados para goetita, formando pseudomorfos, refletindo a forte alteração intempérica nessas rochas.

CONCLUSÃO

O efeito de diferentes graus de metamorfismo, aliado a certa intensidade de deformação, culminam em mudanças texturais e mineralógicas distintas. As Formações Ferríferas

Brasileiras e Australianas são bons exemplos de como essa transformação pode ser facilmente perceptível. A textura e tamanho dos grãos de quartzo refletem a diferença de temperatura de metamorfismo sofrida por essas duas províncias minerais. O BIF Anfibolítico é o que mais apresenta visível alteração intempérica.

Este trabalho encoraja o futuro estudo de uma caracterização mais sistemática e aprofundada das duas Formações Ferríferas em questão, ressaltando as possíveis paragêneses mineralógicas com amostras mais representativas a fim de se conhecer mais profundamente os efeitos do metamorfismo e deformação nesses BIFs. Uma interessante abordagem na correlação dessas duas províncias seria do ponto de vista paleoambiental, visto que esses vastos depósitos minerais foram gerados concomitantemente em uma época ainda que deixa muitas lacunas na história geológica da Terra.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. 1967. **Origem e Evolução da Plataforma Brasileira.** Rio de Janeiro, DNPM/DGM.96 p. (Boletim 241).

ALKMIM, F. F., MARSHAK, S. 1998. **Transamazonian orogeny in Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic Collision and Collapse in Quadrilátero Ferrífero.** Precambrian Research, 90: 29-58.

ALKMIM, F. F., MARTINS-NETO, M. A. 2012. **Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil.** Marine and Petroleum Geology, 33: 127-139.

BABINSKI, M., CHEMALE JR., F., VAN SCHMUS, W.R. 1995. **The Pb/Pb age of the Minas supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil.** Precambrian Research, 72: 235-245.

BAU, M., DULSKI, P. 1996. **Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron- formations, Transvaal Supergroup, South Africa.** Precambrian Research, 79: 37-55.

BEUKES, N. J., KLEIN, C. 1990. **Geochemistry and Sedimentology of a facies transition – from microbanded to granular iron-formation- in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa.** Precambrian Research, 47: 99-139.

DORR, J. V. N. 1958. **The Cauê Itabirite.** In: SBG, Bol. Soc. Bras. Geoc. São Paulo. v. 7. p.61-62.

DORR, J. V. N. 1969. **Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil.** Washington, USGS/DNPM. Prof. Pap. 641(A):110p.

HARTMANN, L. A., ENDO, I., SUITA, M. T. F., SANTOS, J. O. S., FRANTZ, J. C., CARNEIRO, M. A., NAUGHTON, N. J., BARLEY, M. E. 2006. **Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U- Pb isotopes.** Journal of South American Earth Sciences, 20: 273-285.

Comparação petrográfica e mineralógica das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) do Membro Dales Gorge na Austrália e da Formação Cauê no Brasil

HARMSWORTH, R. A., KNEESHAW, M., MORRIS, R. C., ROBINSON, C. J., SHRIVASTAVA, P. K., 1990. **BIF-derived iron ores of the Hamersley Province, in Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea (Ed. F.E. Hughes)**. Pp. 617-642 (The Australasian Institute of Mining and Metallurgy: Melbourne).

HERZ, N. 1978. **Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil**. Geological Survey Professional Paper 641:1-81.

KLEIN, C. 2005. **Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry and origin**. American Mineralogist, 90: 1473-1499.

MACHADO, N., CARNEIRO, M. A. 1992. **U-Pb evidence of the Late Archean tectonothermal activity in Southern São Francisco shield, Brazil**. Canadian Journal of Earth Sciences, 29: 2341-2346.

MACHADO, N., NOCE, C. M., LADEIRA, E. A., BELO DE OLIVEIRA, O. A. 1992. **U-Pb Geochronology of archean magmatism and proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil**. Geological Society of America Bulletin 104, 1221-1227.

MACHADO, N., SCHRANK, A., NOCE, C. M., GAUTHIER, G. 1996. **Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil**. Earth and Planetary Science Letters, 141: 259-276.

MACLEOD, W.N., 1966. **The Geology and Iron Deposits of the Hamersley Range Area, Western Australia**. WA Geol Survey, Bulletin 117.

MORRIS, R. C. 1993. **Genetic modelling for banded iron formation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, Western Australia**. Precambrian Research, 60: 243-286.

MORRIS, R. C., HORWITZ, T. 1980. **A textural and mineralogical study of the relationship of iron-ore to banded iron-formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia**. Economic Geology, 75, 184-209.

MORRIS, R. C., KNEESHAW, M. 2011. **Genesis modeling for the Hamersley BIF-hosted iron ores of Western Australia: a critical review**. Australian Journal of Earth Sciences. 58, 417-451.

NOCE, C. M. 1995. **Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Unpublished PhD Theses, University of São Paulo, Brazil, 129p.

RENGER, F. E., NOCE, C. M., ROMANO, A. W., MACHADO, N. 1994. **Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 m.a. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil**. Geonomos, 2: 1-11.

ROSIÈRE, C. A., CHEMALE JR., F. 2000. **Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero - uma visão geral e discussão.** *Geonomos*, 8(2): 27-43.

SPIER, C. A., OLIVEIRA, S. M. B., ROSIÈRE, C. A. 2003. **Geology and geochemistry of the Águas Claras and Pico Iron Mines, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** *Mineralium Deposita*, 38: 751–774.

TRENDALL, A. F., BLOCKEY, J. G. 1970. **The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia with special reference to the associated corcidolite.** *Western Australia Geological Survey Bulletin* 119.

TRENDALL, A. F. 2004. **The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record: International Association of Sedimentologists Special Publication 33,** p. 33–66.

TYLER, I. M. 1991. **The geology of the Sylvania Inlier and the southeast Hamersley Basin.** *Geological Survey of Western Australia, Bulletin* 138, Perth.

ZUCCHETTI, M., BALTAZAR, O. F., RAPOSO, F. O. 1998. **Projeto Rio das Velhas – Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, Escala 1:100.000.** DNPM/CPRM. Serviço Geológico do Brasil, 157pp

Capítulo 3

Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras

Beatriz Carvalheira Moreira¹; Mirna Aparecida Neves²

RESUMO. A Formação Barreiras aflora ao longo de grande parte do litoral brasileiro, desde o Estado do Amapá, no Norte do país, até o Estado do Rio de Janeiro, na região Sudeste. Ainda existem dúvidas quanto à sua origem e evolução, mas há certo consenso quanto à sua deposição ter ocorrido entre o Mioceno (23,03 – 5,33 Ma) e o Plioceno-Pleistoceno (5,33 – 0,0117 Ma). Este trabalho apresenta uma síntese sobre a Formação Barreiras, reunindo informações geradas por diversos autores em pesquisas dispersas para pontuar consensos e divergências sobre a evolução dessa unidade. Alguns autores consideram que houve influência marinha em sua sedimentação, associada a transgressões e regressões globais que afetaram o litoral brasileiro e moldaram esses depósitos sedimentares. A maior parte dos trabalhos, porém, atribuem origem continental a essa unidade, apontando para deposição em sistema fluvial entrelaçado associado a depósitos de fluxo gravitacional. A grande extensão em área e os poucos estudos realizados sobre o Barreiras são fatores limitantes para o acesso às evidências das associações paleoambientais. Além disso, as ingressões de ambientes marinhos podem ter ocorrido em algumas regiões e em outras não, a depender do paleorrelevo existente na época da deposição. Vários trabalhos relatam que a Formação Barreiras foi controlada por eventos tectônicos sin, tardi e pós-deposicionais, sendo os últimos associados à Neotectônica. Os processos deposicionais, intempéricos, erosivos, climáticos e deformacionais associados ao Barreiras são, em parte, responsáveis pela atual configuração da plataforma continental e o entendimento destes fatores é uma das chaves para a compreensão dos eventos geológicos que ocorreram no Cenozoico.

PALAVRAS-CHAVE. Cenozoico; Neotectônica; Grupo Barreiras; Margem Passiva.

INTRODUÇÃO

A unidade sedimentar Barreiras está presente em grande parte da costa brasileira, estendendo-se desde o Estado do Amapá, no Norte do Brasil, até o Estado do Rio de Janeiro, na região Sudeste (ARAI, 2005). Embora existam dificuldades para fixar uma idade absoluta para essa unidade, sua história se enquadra nos eventos geológicos ocorridos entre o Mioceno (23,03 – 5,33 Ma) e o Plioceno-Pleistoceno (5,33 – 0,0117 Ma) (BEZERRA et al., 2005).

Existem divergências em relação à classificação do Barreiras como Grupo ou Formação. Bigarella e Andrade (1964) consideram essa unidade estratigráfica como Grupo, descrevendo grande heterogeneidade litológica e faciológica. Autores como Ferraz e Valadão (2005) e Arai (2005) também adotam a denominação Grupo Barreiras, pois identificam uma Formação Inferior e outra Superior, diferenciadas por uma grande discordância erosiva Tortoniana (11,6 – 7,2 Ma). Porém, cerca de 70% dos trabalhos consultados nessa pesquisa utiliza a denominação Formação Barreiras. Os autores que adotam esse termo (e.g. OLIVEIRA e RAMOS, 1956; KEGEL, 1957; MOURA-FÉ, 2014) se apoiam na não identificação de subunidades que

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) – Belo Horizonte, MG, Brasil - bia.carvalheira2@gmail.com;

²Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) – Alegre, ES, Brasil - mirna.neves@ufes.br

Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras

poderiam compor o Grupo. Vale lembrar o conceito de Formação, conforme Suguio (1998), como sendo “uma camada ou pacote de camadas caracterizado pela homogeneidade litológica, forma dominante não necessariamente tabular, de preferência, lateralmente contínua e mapeável na superfície terrestre”. Assim, nesse trabalho, será usada a designação Formação Barreiras, em virtude da não continuidade, ao longo do litoral brasileiro, de subunidades que possam, de modo consistente, definir a composição de um Grupo.

Embora seja extensa a distribuição geográfica da Formação Barreiras, existem poucos estudos de detalhamento desses depósitos, o que dificulta a caracterização e confecção de modelos paleoambientais. Sua gênese é considerada, por muitos autores, como de caráter continental (ALHEIROS et al., 1988; ALHEIROS e LIMA-FILHO, 1991; VILAS-BOAS, 2001), enquanto outros consideram que houve influência marinha em sua deposição (MENEZES et al., 1998, ARAI, 2006; ROSSETTI, 2006). A carência de informações sobre o tema pode ser explicada pelo baixo interesse econômico tradicionalmente atribuído a essas camadas, além das dificuldades introduzidas pela ação de intenso intemperismo e pela reduzida quantidade de informações paleontológicas (ROSSETTI, 2006). Nos últimos anos, porém, maior atenção vem sendo dada às áreas de ocorrência do Barreiras, que coincidem com importantes cidades onde o conhecimento quanto à composição e geometria das coberturas sedimentares pode ser útil do ponto de vista hidrogeológico e ambiental, conforme os trabalhos de Bandeira e Abreu (2012), Sanabria et al. (2015), Cabral e Lima (2006), dentre outros.

Este capítulo resume as informações contidas no trabalho de conclusão de curso da primeira autora, cujo objetivo foi compilar e discutir o conhecimento existente sobre a Formação Barreiras, vinculando sua formação e deformação aos processos tectônicos, climáticos e eustáticos que ocorreram na margem continental brasileira durante o Cenozoico.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A Formação Barreiras ocorre ao longo da margem continental do Brasil, abrangendo desde o estado do Amapá até o estado do Rio de Janeiro. A Figura 1 mostra as áreas de ocorrências do Barreiras e indica as regiões estudadas pelos principais trabalhos consultados.



Figura 1. Localização dos depósitos da Formação Barreiras no Brasil e áreas enfocadas pelos principais autores que serviram de base para este trabalho de revisão. Fonte: IBGE (2007); CDC (2011).

MATERIAL E MÉTODOS

A revisão bibliográfica sobre a Formação Barreiras foi realizada por meio de estudo e compilação de informações publicadas em artigos de periódicos nacionais e internacionais, teses e material cartográfico a respeito do tema.

Foram abordados os aspectos sedimentológicos e estratigráficos da Formação Barreiras, mudanças eustáticas, deformação e eventos tectônicos que afetaram a unidade. Apresenta-se uma análise comparativa entre as informações apresentadas nos diversos trabalhos para tecer considerações acerca dos conhecimentos existentes atualmente sobre o Barreiras.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Constituição e ambientes deposicionais da Formação Barreiras

No Quadro 1, apresenta-se uma compilação das informações obtidas em vários trabalhos que descrevem as sequências deposicionais da Formação Barreiras, com suas interpretações sobre os ambientes deposicionais.

A maioria dos autores consideram o Barreiras como sendo de origem fluvial, com exceção dos trabalhos conduzidos no Nordeste do Pará e litoral do Maranhão (ROSSETI, 2006) e Sul da Bahia (SANABRIA et al., 2015), onde foram encontrados indícios de sedimentação em ambiente marinho.

Rosseti (2006) descreve camadas carbonáticas-siliciclásticas com icnofósseis marinhos e interpreta a existência de um ambiente marinho-transicional a plataformar, além de ambiente litorâneo dominado por correntes de maré ligado às fácies totalmente siliciclásticas. Para Sanabria et al. (2015), ocorre ambiente estuarino no Barreiras, com progressiva agradação em um sistema de mar alto, onde identifica folhelhos negros com palinomorfs continentais e marinhos.

As demais ocorrências do Barreiras são todas atribuídas à deposição em ambiente fluvial entrelaçado (FURRIER et al., 2006; LIMA et al., 2006) associado a depósitos de fluxo de detritos e planície de inundação fluvial (MORAIS et al., 2005 e 2006) ou de leques aluviais propriamente ditos (NETO et al., 2007). Também foram descritos depósitos de planície de inundação de sistema fluvial meandrante com barras de acreção frontal (ARAÚJO et al., 2005).

Arai (2005) considera que as fácies descritas por Araújo et al. (2005) no Rio Grande do Norte, como sistema fluvial meandrante, e por Moraes et al. (2005) no Espírito Santo, como fluvial entrelaçado distal, estariam relacionadas a um ambiente costeiro transicional. O autor destaca a estreita associação entre as elevações eustáticas do nível do mar com a deposição do Barreiras, assumindo total influência marinha nessa sedimentação. Contribuindo fortemente com a atribuição do caráter marinho na origem do Barreiras, Rossetti (2006) levanta a possibilidade de que os depósitos influenciados pela transgressão estariam submersos na plataforma do litoral nordeste do Brasil.

Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras

Quadro 1. Compilação de informações sobre as sequências deposicionais da Formação Barreiras e ambientes sedimentares inferidos (ordem de apresentação do Norte ao Sudeste do Brasil).

AUTORES	ÁREA ESTUDADA	SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS ENCONTRADAS	AMBIENTES DEPOSICIONAIS INFERIDOS
Arai (2006)	Norte do Brasil	(1) Fácies continental, fácies transicional, fácies carbonática e fácies marinha compondo o Barreiras Inferior e a Formação Pirabas; (2) Fácies continental, fácies transicional e fácies marinha compondo o Barreiras Superior.	(1) Sistemas marinhos transgressivos e sistema de mar alto intercalados com sistemas de mar baixo; (2) Máximo da regressão e sedimentação quaternária de praia e aluvião.
Rossetti et al. (2013)	Nordeste do Brasil e uma porção da região Norte (Margem leste e equatorial do Brasil).	(1) Arenitos de granulação média a grossa c/ estratificação e conglomerados; (2) Intercalação de lamito e siltito c/ marcas de raiz ou trincas de dissecação; (3) Intercalação de arenito fino a médio c/ grão grosso a conglomerado podendo ocorrer estratificações; (4) Intercalação de arenito fino c/ arenito laminado e estriado; (5) Arenito fino c/ estratificação; (6) Arenito e pelito de granulação fina a média c/ diversas estruturas internas e icnofósseis; (7) Arenito fino a médio c/ estratificação e icnofósseis/ (8) Intercalação de depósitos heterolíticos e arenitos estratificados; (9) Arenito fino a médio intercalado com depósitos heterolíticos e arenito maciço; (10) Lama maciça e laminada intercalado com depósitos heterolíticos lenticulares c/ lentes de arenito fino.	Ambientes deltaicos; costeiros e marinhos.
Neto et al. (2007)	Nordeste do Ceará	(1) Depósitos residuais de canal; (2) Depósitos de fluxos de detritos.	(1) Leques aluviais; (2) Sistema fluvial entrelaçado.
Araújo et al. (2005)	Litoral do Rio Grande do Norte	(1) Arenitos finos a lamitos; (2) Fácies conglomeráticas.	(1) Planície de inundação de sistema fluvial meandrante. (2) Barras de acreção frontal.

GEOLOGIA REGIONAL E RECURSOS MINERAIS

Furrier et al. (2006)	Entre os Estados da Paraíba e Pernambuco	Fácies de cascalhos e areias grossas a finas com alternância de microclastos de argila siltica; fácies de conglomerados polimíticos com seixos e grânulos subangulosos de quartzo e blocos de argila retrabalhada intercalados com camada silto-argilosa.	Sistema fluvial entrelaçado.
Vilas Boas et al. (2001)	Litoral da Bahia	(1) Sedimentos maciços de cascalho e areia-cascalho em uma matriz lamacenta; (2) Clastos dispersos na matriz arenosa; (3) Camadas de areia, cascalho arenoso e cascalho c/ estruturas sedimentares.	(1) Depósitos de fluxo de detritos; (2) Depósitos de fluxo de detritos pseudoplásticos; (3) Depósitos subaquáticos (fluxo de corrente).
Sanabria et al. (2015)	Sul da Bahia	Fácies de arenitos com estratificação cruzada, fácies de folhelhos negros com palinomorfos continentais e marinhos, argilitos e siltitos.	Ambiente estuarino com tendência de agradação, no contexto de um trato de sistemas de mar alto.
Lima et al. (2006)	Sul da Bahia (divisa com Espírito Santo)	Arenitos arcoseanos e argilitos, com gretas de contração. Intercalação de arenitos quartzosos e argilitos.	Depósitos de origem fluvial, em canais entrelaçados.
Morais et al. (2005)	Litoral do Espírito Santo	(1) Fácies arenosa c/ seixos, cascalhos e lamitos argilosos. (2) Fácies de areias médias a grossas, intercalados com cascalhos finos, maciços ou com estratificações horizontais ou cruzadas de baixo ângulo e lamitos arenosos e areias lamosas. (3) Fácies arenosas c/ seixos, estratificação cruzada acanalada com níveis de intraclastos lamosos; areias finas a médias e lamitos.	(1) Ambiente fluvial entrelaçado proximal, com importante participação de fluxos de detritos; (2) Ambiente fluvial entrelaçado, com pequena participação de fluxos gravitacionais; (3) Ambiente fluvial entrelaçado arenoso distal, com maior preservação da planície de inundação.
Morais et al. (2006)	Litoral do Rio de Janeiro com Espírito Santo	(1) Cascalho sustentado por clastos, com estratificação e imbricação. (2) Cascalhos sustentados pela matriz, maciços. (3) Areias com estratificação cruzada acanalada e horizontal. (4) Areias maciças ou sem estruturas aparentes. (5) Lamitos argilosos e lamitos arenosos.	(1) Barras fluviais; (2) Fluxo de detritos de alta energia; (3) Mega-ondulações de crista sinuosa e de formas de leito plano; (4) Fluxos gravitacionais de sedimentos com modificações pós-deposicionais e (5) Decantação de finos ou fluxos gravitacionais de sedimentos.

Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras

Variações eustáticas e influências na Formação Barreiras

Algumas referências relacionam a sedimentação da Formação Barreiras a influências de mudanças climáticas globais e oscilações do nível do mar. No Neógeno, houve progressivo resfriamento em nível planetário, que se acentuou durante o Quaternário, ocorrendo glaciações e períodos interglaciais que influenciaram diretamente na variação eustática global (MEIRELES et al., 2005). A formação de extensas planícies costeiras ao longo do litoral do Brasil ocorreu a partir do avanço e recuo da linha de costa com atuação dos agentes erosivos, de transporte, denudação, sedimentação, entre outros, associados aos agentes morfológicos fluviais, ondas, marés, glaciação-deglaciação etc, além das mudanças climáticas (MEIRELES et al., 2005).

Segundo Arai (2005, 2006), o cenário geológico na margem continental brasileira no Mioceno, durante o intervalo Aquitiano – Serravaliano (23,03 – 11,63 Ma), foi controlado por uma importante transgressão marinha responsável pela acumulação dos sedimentos que constituem o “Barreiras Inferior”, atualmente emersos no Norte do Brasil (Figura 2A). Para o autor, os depósitos originados dessa transgressão ocuparam extensas áreas onde não havia topografia elevada, desde onde atualmente é a foz do Amazonas até o estado do Rio de Janeiro, propiciando o avanço do *onlap* para o continente.

Um evento de transgressão marinha do Mioceno também foi observado na Argentina, por Río et al. (2013), porém datada do Aquitiano – Burdigaliano (23,03 – 15,97 Ma) além de ter sido também observada por esses autores posteriormente à regressão do Tortoniano (11,6 – 7,2 Ma). A Regressão Tortoniana causou relevante evento erosivo (Figura 2B), formando a Discordância Tortoniana, que afetou os depósitos transgressivos e restringiu sua ocorrência atual (ARAI, 2005; 2006). Este evento foi causado por queda eustática no Neógeno, quando se formou a calota glacial da Antártica a cerca de 10 milhões de anos (VIANA et al., 1990).

Após este evento erosivo, nova transgressão ocorreu no Plioceno, mais especificamente no Zancleano (5,33 – 3,6 Ma) (ARAI, 2005; 2006; RÍO et al., 2013) quando o “Barreiras Superior” recobriu grande parte das áreas erodidas (Figura 2C). Mais para o interior do Brasil (p. ex. no Planalto da Borborema - RN), a camada representativa da Discordância Tortoniana ou foi exumada ou se apresenta ampliada em forma de hiato entre o Pré-Tortoniano e o Quaternário, por não ter sido atingida pela transgressão. Após a deposição do “Barreiras Superior”, processos erosivos atuaram através da queda eustática pós-zancleana concomitante com o soerguimento epirogenético pós-pliocênico (Figura 2D). No Nordeste do Brasil, é possível constatar que este soerguimento, associado ao arqueamento crustal, formou tabuleiros cada vez mais altos rumo ao interior, onde há resquícios da Formação Barreiras (Figura 2E), tendo seu topo e a cimeira das chapadas cretáceas alinhados, sugerindo que este mesmo evento atuou no soerguimento simultâneo dos tabuleiros e das chapadas (ARAI, 2005).

Importante destacar que Río et al. (2013) e Webb (1995) também reconheceram a transgressão marinha do início do Mioceno, na Argentina e no Estado do Amazonas, respectivamente, assim como Arai (2005; 2006) que descreveu transgressões e ingressões que afetaram a costa brasileira à mesma época.

Tectônica e Deformação da Formação Barreiras

A origem e preservação da Formação Barreiras têm relação com soerguimentos epirogenéticos e/ou flexura continental que afetaram a plataforma sul-americana desde o Mioceno Médio, evidenciando o início da Neotectônica no Brasil (BEZERRA, 2001, VILAS BOAS et al., 2001; LIMA, 2002; SAADI et al., 2005). Estudos têm mostrado que o litoral do Nordeste do Brasil, apesar de estar situado em margem passiva, passou por atividade tectônica

após a abertura do rifte intercontinental que deu origem às bacias da margem atlântica brasileira (e.g. BEZERRA et al., 2001; BRITO NEVES et al., 2004; NOGUEIRA et al., 2006).

Os depósitos do Barreiras são descontínuos e, de acordo com Saadi et al. (2005), tal fato se deve ao aprisionamento dos sedimentos em armadilhas tectônicas que preservaram da erosão partes da unidade ao longo da costa, que foi soerguida no Cenozoico.

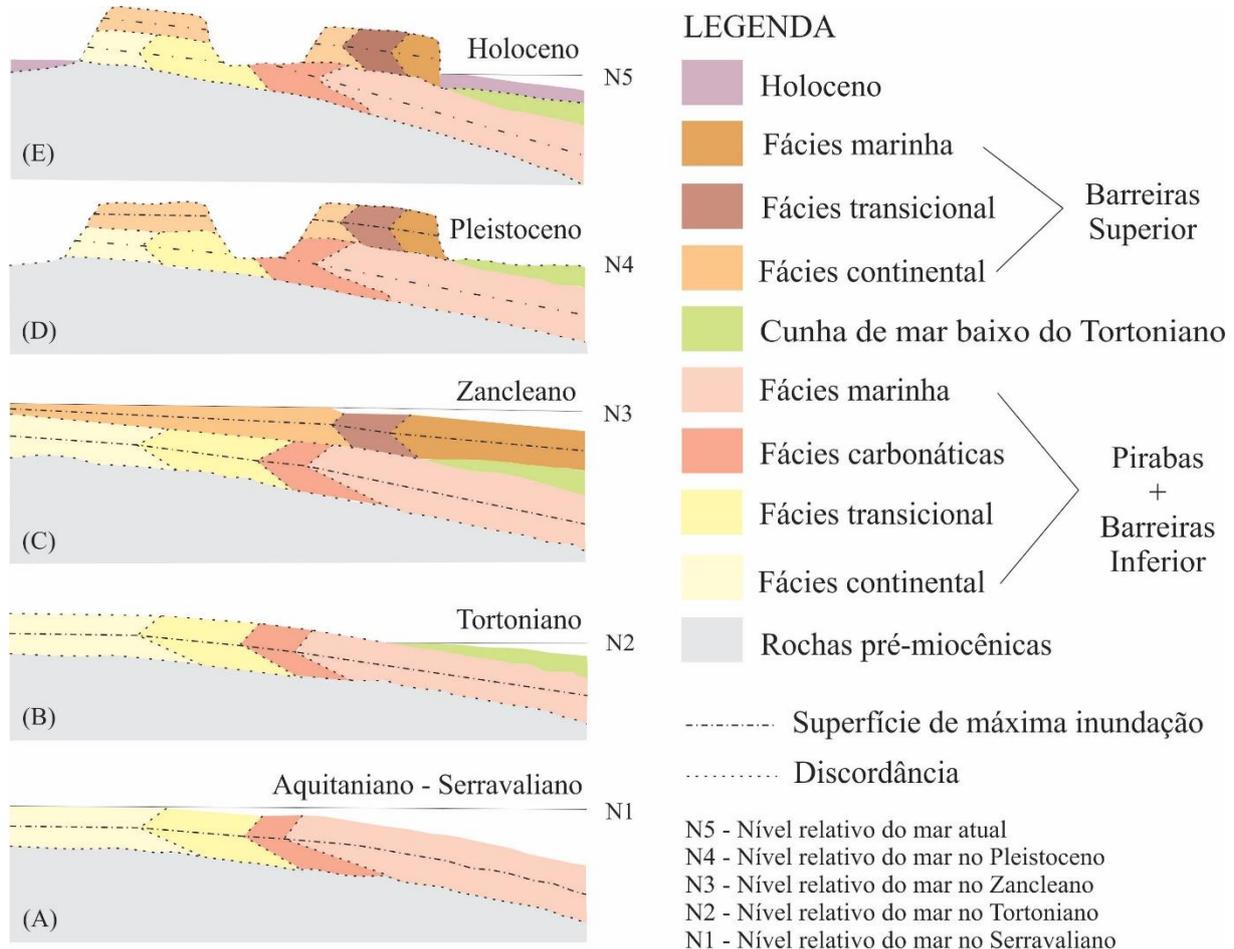


Figura 2. Interpretação dos eventos ligados à evolução do Barreiras no Norte do Brasil, onde é considerado como Grupo, por Arai (2005). (A) Transgressão do Aquitaniano – Burdigaliano; (B) regressão e Discordância Tortoniana; (C) transgressão do Zancleano (Plioceno); (D) fase erosiva e regressão do Pleistoceno; (E) erosão e retrabalhamento no Holoceno com sedimentação quaternária, onde as ocorrências residuais do Barreiras formam falésias e tabuleiros costeiros. Sem escala (Fonte: modificado de ARAI, 2006).

Para Ferraz et al. (2005) e Ferraz (2006), na região compreendida entre as “Chapadas” do Jequitinhonha (MG) e a planície costeira do Sul da Bahia, ocorreu grande soerguimento continental no Neógeno, interrompendo a superfície aplainada denominada de Superfície Cimeira e causando forte incisão da rede de drenagem (Figura 3). Posteriormente, no Plioceno (5,33 – 2,58 Ma), há nova reativação tectônica, com movimentações transcorrentes, gerando grábens e rebaixando tectonicamente os remanescentes da superfície Cimeira, concomitante à sedimentação da Formação Barreiras. Em seguida, em um processo de aplanamento, forma-se a Superfície Sub-litorânea próximo ao litoral, com a erosão das camadas do Barreiras.

No litoral do Ceará, a tectônica moldou os depósitos do Barreiras. Torquato et al. (1997) observaram a presença de um gráben que engloba desde o Embasamento Cristalino até a Formação Barreiras, controlada por “falhas de crescimento”. Essas são evidenciadas por

Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras

considerável aumento da espessura das camadas presentes na Formação na área afetada, indicando que durante a deposição, a falha estava ativa (NUNES et al., 2011).

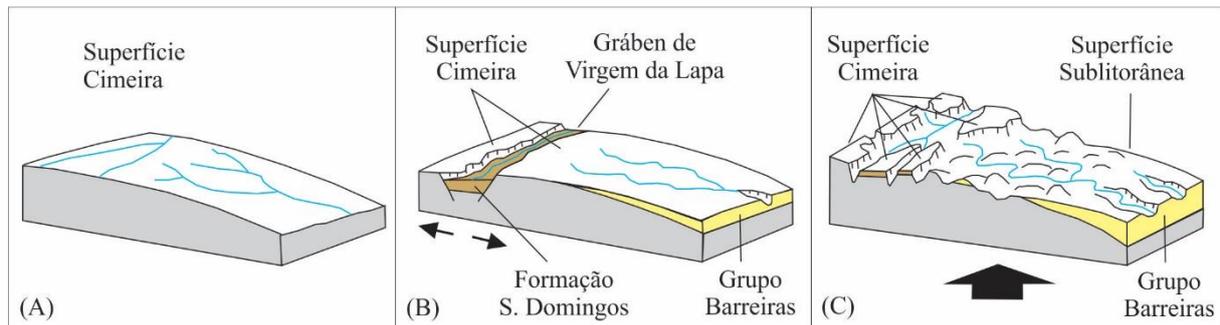


Figura 3. Interpretação dos processos de formação e erosão do Barreiras na região entre as “Chapadas” do Jequitinhonha (MG) e a planície costeira do Sul da Bahia em decorrência de soerguimento tectônico durante o (A) Aptiano-Neógeno, (B) Mio-Plioceno e (C) Pleistoceno-Holoceno (Fonte: Modificado de FERRAZ, 2006).

No vale do Rio Jaguaribe, ainda no Estado do Ceará, a Formação Barreiras ocorre em extensas faixas, sob a forma de tabuleiros pré-litorâneos. A unidade possui forte controle estrutural marcado por alinhamentos de relevo e de drenagem, que apresentam segmentos retilíneos e cotovelos, além de contatos retilíneos com rochas mesozoicas da Bacia Potiguar e sedimentos aluviais do Rio Jaguaribe (GOMES NETO et al., 2012). Nesta região, foram identificadas estruturas sin e pós-deposicionais que indicam diferentes regimes tectônicos. Gomes Neto et al. (2012) reconhecem falhas normais (N-S), sin a tardi-deposicionais, que deformaram o Barreiras a partir de um regime tectônico distensivo de direção aproximada E-W. Também identificaram um evento distensivo posterior, NE-SW, que também gerou falhas normais, considerado um evento neotectônico que afetou a região litorânea e o interior do Nordeste do Ceará.

No Rio Grande do Norte, há o sistema de falhas de Afonso Bezerra na Bacia Potiguar, onde Nogueira et al. (2006) e Moura-Lima et al. (2011) reconheceram tensões sin e pós-deposicionais. Um evento de compressão máxima N-S é considerado por Moura-Lima et al. (2011) como atuante do Neocretáceo ao Mioceno, enquanto Nogueira et al. (2006) datam este mesmo evento do Paleoceno ao Mioceno. Consideram também que ocorreu tensão compressiva máxima mais recente de direção E-W do Mioceno até o Holoceno. Essas tensões compressivas formaram estruturas de direção NE-SW e NW-SE e falhas transcorrentes dextrais e sinistrais com componente normal que compartimentaram a Formação Barreiras em blocos estruturais (NOGUEIRA et al., 2006; MOURA-LIMA et al., 2011).

Neste sentido, a partir do estudo de idades relativas das falhas, considera-se que o primeiro evento de deformação rúptil nesta bacia é sin-deposicional, mostrado pela mudança de espessura do Barreiras ao longo das falhas de crescimento (SOUZA et al., 2005) e o segundo evento é considerado pós-deposicional (NOGUEIRA et al., 2006). O sistema de falhas Afonso Bezerra foi ativo durante e após a abertura do oceano atlântico, afetando desde o embasamento cristalino da Bacia Potiguar até as coberturas quaternárias (MOURA-LIMA et al., 2011).

Andrades Filho e Rossetti (2015) realizaram pesquisas na porção central da Bacia Paraíba, destacando que ela permaneceu tectonicamente ativa desde o Neógeno até o Quaternário. As estruturas retilíneas que devem caracterizar escarpas de falha, dobras e fraturas encontradas na região são interpretadas como sin e pós-deposicionais (ROSSETTI et al., 2011; ANDRADES FILHO e ROSSETTI, 2015).

Em estudos geomorfológicos feitos nos estados de Sergipe e na Bahia, o Barreiras foi observado em patamares escalonados em diferentes níveis altimétricos, com basculamento

evidenciado pela inclinação de camadas e paralelismo dos canais fluviais (TRICART e SILVA, 1968), além de pequenas dobras e falhas com um a dois metros de deslocamento (LIMA, 2010), resultado dos eventos tectônicos. Nessa região, há interrupção abrupta dos extensos tabuleiros pelas falésias retilíneas ao longo do litoral, podendo caracterizar soerguimento recente, que causaria formação das praias entre as falésias e a linha de costa atual (LIMA, 2010).

Estruturas dúcteis causadas por liquefação em conglomerados, fluidificação nos arenitos/lamitos e dobras foram descritas no estado de Alagoas, Sergipe e Bahia e interpretadas por Lima (2010) como sin a tardi-deposicionais. A liquefação em conglomerados é considerada tardi-deposicional, originada após a deposição e antes da compactação dos sedimentos. Estas estruturas, quando analisadas isoladamente, podem evidenciar apenas instabilidades gravitacionais sem influência tectônica, porém, devido à frequência e à dimensão em que aparecem, são consideradas como sismitos (BEZERRA et al., 2005; LIMA, 2010). A fluidificação nos arenitos/lamitos ocorre entre camadas de arenito e argilito, com espessura de mais de dois metros. Quando há conglomerados, a estrutura de fluidificação pode ocorrer entre esses e os sedimentos mais finos.

Estruturas rúpteis como falhas e juntas afetam o Barreiras e são interpretadas como pós-deposicionais. Ocorrem horstes delimitados por falhas de baixo ângulo a subverticais, com rejeitos entre um e dois metros; além de juntas subverticais geralmente em sistemas conjugados denominados *cross cutting*. Esta estrutura corta diversas camadas e são interpretadas como pós deposicionais (LIMA, 2010). Uma observação relevante é que diversas dobras estão posicionadas estratigraficamente abaixo e muito próximas às falhas sin-deposicionais, podendo-se interpretar que, junto com a tectônica ativa responsável pela deformação das camadas, ocorreu a deposição de sedimentos das unidades superiores ao Barreiras, gerando dobramento das camadas inferiores concomitante com falhas sin-deposicionais formadas a partir de sismos e estruturas de fluidificação nas camadas superiores (LIMA, 2010).

Evidências de tectônica ativa durante o processo deposicional foram observadas também no litoral Sul da Bahia, onde Lima (2002) descreve, nos baixos estruturais, maior espessura do pacote sedimentar do Barreiras, indicando também falhas ativas durante a sedimentação. No litoral Norte da Bahia, estruturas tectônicas também são interpretadas como atuantes durante e após a fase deposicional do Barreiras, por meio de pulsos epirogenéticos, criando falhas, fraturas e movimentando blocos (FORTUNATO, 2004), o que é evidenciado pela presença de vales assimétricos e retilíneos e grábens (FORTUNATO, 2004; NUNES, 2011). Outro fator relevante é que zonas de fraqueza foram reativadas, causando mudança do padrão de drenagem e alterando sua direção (NUNES et al. 2011), tanto no litoral Norte (COSTA JÚNIOR, 2008), como no litoral Sul da Bahia (LIMA, 2002).

Na região Sudeste, nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, depósitos da Formação Barreiras são controlados por lineamentos de direção predominantemente NW-SE, admitindo-se controle tectônico de caráter rúptil pós-deposicional (RIBEIRO, 2010). Há dois compartimentos nas adjacências dos rios Paraíba do Sul e Doce, subdivididos em locais de maior e menor ocorrência. Nas regiões de maior representatividade da Formação Barreiras, em tabuleiros costeiros menos dissecados, há tendência convergente da drenagem principal, indicando blocos tectonicamente rebaixados. Nas regiões de menor ocorrência, situadas nas porções topograficamente mais altas ao longo da costa, Ribeiro (2010) sugere tectônica ativa durante a deposição desta unidade. Nas porções de maior ocorrência do Barreiras, estruturas formadas a partir de regimes tectônicos pós-deposicionais compõem *trends* NW-SE e E-W que controlam os principais canais fluviais e delimitam blocos do tipo grábens e horstes. As imediações do rio Paraíba do Sul e do rio Doce estão fortemente condicionadas ao regime de transcorrência distal E-W, contribuindo para a formação de blocos soerguidos ou rebaixados de orientação principal NW-SE (RIBEIRO, 2010).

Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras

Neste contexto, na região centro-norte do Espírito Santo, Mello et al. (2007) observam falhas normais com componente dextral que afetaram a Formação Barreiras, relacionadas com esforços compressivos NW-SE e extensivos NE-SW, compatíveis com um regime transcorrente dextral E-W, além de falhas normais de direção NE a ENE, formadas a partir do campo distensivo NW-SE que foi reativado neste mesmo regime de transcorrência dextral E-W. Esses autores consideram que a transcorrência dextral E-W ocorreu no Pleistoceno final - Holoceno inicial e a fase distensiva NW-SE é correlata a um evento tectônico extensional do Holoceno.

CONCLUSÕES

Embora existam dificuldades para a datação absoluta da Formação Barreiras, há consenso entre os autores quanto à sua origem no Mioceno – Plioceno/Pleistoceno. Porém, com relação ao ambiente deposicional, existem várias interpretações paleoambientais, pois fácies distintas foram descritas ao longo da extensa área onde essas camadas ficaram preservadas da erosão.

A maioria dos trabalhos descreve o Barreiras como uma unidade constituída por depósitos aluviais com ambientes fluviais entrelaçados, localmente meandantes, com exceção de estudos realizados no Pará, Maranhão e Sul da Bahia, onde considera-se que houve deposição em ambiente marinho, em função da ocorrência de folhelhos com icnofósseis e palinomorfos marinhos. Consideramos aqui que não é possível afirmar categoricamente que não houve sedimentação marinha nas regiões onde ela não foi observada, pois essas fácies podem ter sido erodidas ou podem não estar aflorando, mas jazendo sob os depósitos fluviais. A grande extensão em área e os poucos estudos realizados são fatores limitantes para o acesso às evidências. Além disso, as ingressões de ambientes marinhos podem ter ocorrido em algumas regiões e em outras não, a depender do paleorrelevo existente na época da deposição.

O relevo da costa brasileira passou por mudanças consideráveis durante o Cenozoico, que interferiram no nível de base local e regional. A ação tectônica tem sido atuante nessa margem passiva, conforme relatado por vários autores que mostram a deformação na Formação Barreiras, sin e pós-deposicionais. O soerguimento de margem passiva é um fenômeno relatado em diversos estudos, no Brasil e em outras partes do mundo. A ação de falhas associadas ao soerguimento causou basculamento e abatimento de blocos tectônicos, propiciando a erosão das porções soerguidas e preservação dos blocos baixos, ao mesmo tempo em que se formaram os sedimentos pós-Barreiras. Esses eventos ocorreram concomitantemente a variações eustáticas globais, tornando bastante complicado desvendar o quadro geométrico das unidades cenozoicas aflorantes ao longo da margem continental brasileira.

São necessários mais estudos sobre os aspectos deposicionais, paleoclimáticos e tectônicos que atuaram ao longo da costa brasileira, integrados com a evolução geomorfológica e variações eustáticas globais. Nesses trabalhos, é imprescindível que se considere correlações com as áreas adjacentes e a visão dos diversos autores. Importante ainda ressaltar que não foram encontrados trabalhos sobre o Barreiras focados no Amapá e na região entre Maceió e Salvador, sendo necessárias pesquisas nestes locais para auxiliar nas interpretações paleoambientais.

REFERÊNCIAS

ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO M. F. **A Formação Barreiras: Revisão Geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte.** Estudos Geológicos. Série B, Estudos e Pesquisas. v. 10 p. 77-88, 1991.

ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO M. F.; MONTEIRO F. A.J.; OLIVEIRA FILHO J. S. **Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental.** Congresso Brasileiro de Geologia, Anais.... v. 35, n. 2, p. 753-760, 1988.

ANDRADES, F. C. O.; ROSSETTI, D. F. **Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil.** Pesquisas em Geociências. Rio Grande do Sul, v. 42, n. 2, p. 113-130, 2015.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno: **A verdadeira origem do Grupo Barreiras.** X Congresso da Abequa. Guarapi, 2005. Disponível em <http://www.abequa.org.br/trabalhos/0310_arai_artigoabequa.pdf>.

ARAI, M. **A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras.** Geologia-USP Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.

ARAÚJO, V. D.; REVES-PERES, Y. A.; LIMA, R. F.; SANTOS, D. A. S.; PELOSI, A. P. M. R.; CÓRDOBA, V. C., LIMA-FILHO, F. P. **Análise faciológica e interpretação paleoambiental de rochas da formação barreiras, litoral oriental do Rio Grande do Norte.** Congresso da ABEQUA – Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Anais... Guarapari (ES), 2005.

BANDEIRA, I.C.; ABREU, F.A.M. **Neotectônica e estruturação dos sistemas hidrogeológicos da região de Castanhal (PA).** Águas Subterrâneas, v. 26, n. 1, p. 1-17, 2012.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. **Pliocene-quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil.** Journal of South American Earth Science. Amsterdam, v. 14, p. 61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; MELLO, C. L.; SUGUIO, K. **A formação Barreiras: recentes avanços e antigas questões.** Geologia-USP Série Científica. 2005.

BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. **Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozoicos em Pernambuco (Grupo Barreiras).** Arquivos do Instituto de Geociências, Recife. n. 2, p. 2-14. 1964.

BRITO NEVES, B.B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T.M.G. & SANT'ANNA, L.G. **O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado proterozoico.** Revista Brasileira de Geociências, v. 34, n. 1, p. 127-134, 2004.

CABRAL, N.M.T.; LIMA, L.M. **Comportamento hidrogeoquímico das águas do aquífero Barreiras nos bairros centrais de Belém, Pará.** Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais, Belém, v. 1, n. 1, p. 149-166, 2006.

CDC – **Center for Disease Control and Prevention.** 2011. Disponível em <<https://sites.google.com/site/blogmurilocardosostore/shp/Paises.zip?attredirects=0&d=1>> Acesso em 05 de julho de 2017.

COSTA JÚNIOR, M. P. **Interações Morfopedogenéticas nos Sedimentos do Grupo Barreiras e nos Leques Aluviais Pleistocênicos no Litoral Norte da Bahia – Município de**

Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras

Conde. 247f. 2008. Tese (Doutorado em Geologia Costeira e Sedimentar) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.

FERRAZ, C. M. L.; VALADÃO, R. C. **Barreiras: Formação ou Grupo? (Contribuições da análise geomorfológica do litoral sul da Bahia e das “Chapadas” do Jequitinhonha.** Congresso da ABEQUA – Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Anais... Guarapari (ES), p. 252, 2005.

FERRAZ, C.M.L. **A Evolução do Relevo Adjacente à Margem Continental Passiva Brasileira: das “Chapadas” do Jequitinhonha à Planície Costeira do Sul da Bahia.** 107 p. 2006. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.

FORTUNATO, F. F. **Sistemas Pedológicos nos Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte do Estado da Bahia: uma evolução controlada por duricrostas preexistentes, neotectônica e mudanças paleoclimáticas do Quaternário.** 266. f. 2004. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. **Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba.** Geologia-USP Série Científica, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 61-70, 2006.

GOMES NETO, A. O. G.; MORALES, N.; HAMELAK, G. M. S. **Tectônica da Formação Barreiras no Baixo Bale do Rio Jaguaribe, CE.** Revista de Geologia-UFC. Ceará, v. 25, n. 1, p. 97-113, 2012.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Dados Cartográficos.** 2007. Disponível em ftp://geofpt.ibge.gov.br/organizacao_do_territorio/malhas_territoriais/malhas_municipais/municipio_2007/ Acesso em 05 de julho de 2017.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Dados Cartográficos.** 2007. Disponível em < <https://sites.google.com/site/blogmurilocardosostore/shp/Paises.zip?attredirects=0&d=1> > Acesso em 05 de julho de 2017.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Dados Cartográficos.** 2007. Disponível em < <https://sites.google.com/site/blogmurilocardosostore/shp/Municipios.zip?attredirects=0&d=1> > Acesso em 05 de julho de 2017.

KEGEL, W. **Contribuição ao Estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte.** Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia Mineral. Boletim. Rio de Janeiro, n. 170, 1957.

LIMA, C. C. U. **Caracterização Sedimentológica e Aspectos do Grupo Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia.** 141 f. 2002. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

LIMA, C. C. U. **Evidências da ação tectônica nos sedimentos da formação Barreiras presentes do litoral de Sergipe e ao norte da Bahia.** Revista de Geografia. Recife, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p. 1-12, 2010.

MEIRELES, A. J. A.; ARRUDA, M. G. C.; GORAYEB, A.; THIERS, P. R. L. **Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral Cearense.** Mercator – Revista de Geografia da UFC. Ceará, n. 8, 2005.

MELLO, C. L.; RODRIGUES, H. B.; HATUSHIKA, R. S. **Tectônica quaternária e anomalias de drenagem na região centro-norte do Espírito Santo.** Congresso da ABEQUA – Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Anais... Belém, 2007.

MENEZES, M. R. F.; SOUZA FILHO, L. V.; BARROS, S. D. S. **Discordâncias e inundações no Grupo Barreiras, litoral leste do Rio Grande do Norte.** Congresso Brasileiro de Geologia. Anais... v. 50, p. 75-75, 1998.

MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; RIBEIRO, C. S. **Estudo faciológico de depósitos terciários (formações Barreiras e Rio Doce) aflorantes na porção emersa da bacia do Espírito Santo e na região emersa adjacente à porção norte da bacia de Campos.** Congresso da ABEQUA – Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Anais... Guarapari, 2005.

MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; SANTOS, P. F. **Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro.** Geologia-USP Série Científica, v. 6, n.2, p. 19-30, 2006.

MOURA-FÉ, M. N. **Barreiras: Série, Grupo ou Formação?** Revista Brasileira de Geografia Física. Pernambuco, v. 7, n. 6, p. 1055-1061, 2014.

MOURA-LIMA, E. N.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L.; DAMASCENA, R. V. C.; VIEIRA, M. M.; LEGRAND, J. M. **Reativação cenozoica do sistema de falhas Afonso Bezerra, Bacia Potiguar.** Geociências. São Paulo, v. 30, n. 1, p. 77-93, 2011.

NOGUEIRA, F.C.C.; BEZERRA, F.H.R. & CASTRO, D.L. **Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar.** Geologia USP-Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, p. 51-59, 2006.

NUNES, F. C.; SILVA, E. F.; VILAS-BOAS, G.S. **Grupo Barreiras: características, gênese e evidências de neotectonismo.** Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento. Rio de Janeiro, 2011.

OLIVEIRA, P. E.; RAMOS, J. R. A. **Geologia das Quadrículas de Recife e Pontas de Pedra.** Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia Mineral. Boletim, n. 151, 1956.

RIBEIRO, C. S. **Influência da Tectônica Pós-deposicional na Distribuição da Formação Barreiras entre o Rio Paraíba do Sul (RJ) e o Rio Doce (ES).** 2010, 166 f. Dissertação

Conhecimento atual sobre a Formação Barreiras

(Mestrado em Paleontologia e Estratigrafia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

RÍO, C. J.; GRIFFIN, M.; MCARTHUR, J. M.; MARTÍNEZ, S.; THIRLWALL, M. F. **Evidence for Early Pliocene and Late Miocene transgressions in Southern Patagonia (Argentina): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ages of the pectinid “Chlamys” actinodes (Sowerby).** Journal of South American Earth Science. Argentina, v. 47, p. 220-229, 2013.

ROSSETTI, D. **Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão.** Geologia-USP-Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, p. 7-18, 2006.

ROSSETTI, D.F.; BEZERRA, F.H.; GÓES, A.M. & BRITO NEVES, B.B. **Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin.** Sedimentary Geology, 235(3-4), p. 172-187, 2011.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil.** Ecotoxicology and Environmental Safety, v. 123, p. 87-112, 2013.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H.; COSTA, F. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. **Neotectônica da Plataforma Brasileira.** Quaternário no Brasil. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 211-230.

SANABRIA, L. L. O.; PEREIRA, E.; ANTONIOLI, L. **Revisão estratigráfica dos depósitos miocênicos aflorantes na região do Alto de Olivença, litoral Sul do estado da Bahia, Brasil.** Revista Brasileira de Paleontologia, v. 18, n. 3, p. 475-488, 2015.

SOUZA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; AQUINO, M. R. **Reativação de falhas sísmicas associadas à alta pressão de fluidos nas regiões de João Câmara e São Rafael – RN.** Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais... Curitiba, p. 155-157, 2005.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

TORQUATO, R. T.; TORQUATO, A. M. P.; MORAES, R. M. de. **O gráben da Fazenda Retiro Grande e outros aspectos neotectônicos na região da Praia de Redonda (Ceará).** Geonomos, v. 4, n. 2, p. 17-21, 1997.

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos geomorfológicos da Bahia e Sergipe.** Instituto de Geociências, UFBA. Salvador, p. 167, 1968.

VIANA, A. R.; CASTRO, D.; KOWSMANN, R. O. **A discordância do Mioceno Médio/Superior: um marco regional no talude da bacia de Campos.** Congresso Brasileiro de Geologia. Anais..... Natal, v. 1, p. 313-323, 1990.

VILAS-BOAS, G. S.; SAMPAIO, F. J.; PEREIRA, A. M. S. **The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes.** Anais da Academia Brasileira de Ciências. v. 73, p. 417-427, 2001.

WEBB, S. D. Biological implication of the Middle Miocene Amazon seaway. Science. v. 269, 1995.

Capítulo 4

Levantamento litoestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

Michael Oliveira Falqueto¹; Salomão Silva Calegari²; Caroline Cibele Vieira Soares³; Eduardo Baudson Duarte⁴

RESUMO. A região sul do Espírito Santo, inserida geologicamente na transição entre os orógenos Araçuaí e Ribeira que são importantes províncias neoproterozóicas brasileiras, têm sido alvo de recentes estudos de caráter regional sobre a origem e gênese dos componentes geotectônicos dessas províncias. Nessa região são identificadas espessas associações de paragneisses relacionados aos primeiros estágios evolutivos dessas províncias. A área de estudo está localizada na região sul do estado do Espírito Santo, no município de Cachoeiro de Itapemirim, entre o distrito de Coutinho e a sede municipal. O presente trabalho foi conduzido mediante um levantamento litoestrutural de detalhe destas rochas por meio de análises microscópicas, petrográficas e estruturais, visando a caracterização e interpretação do contexto evolutivo da região de estudos. Os aspectos petrográficos macroscópicos e microscópicos permitiram reconhecer dois litotipos na área de estudo: Gnaisse com enclaves máficos e Plagioclásio biotita gnaisse. O litotipo nomeado como Gnaisse com enclaves máficos apresenta bandamento gnáissico, que se destaca pela alternância de bandas félsicas e máficas descontínuas e dobradas, além de assembleia mineral aluminosa que remetem a um protólito de origem sedimentar. O litotipo Plagioclásio biotita gnaisse apresenta bandamento gnáissico bem marcado pela alternância de bandas félsicas e máficas contínuas e pouco deformadas, com assembleia mineral que remete a um protólito de origem ígnea. A análise estrutural permitiu observar dois padrões de estruturas, sendo um marcado pela intensa deformação da foliação que apresenta dobras intrafoliares com direção preferencial NNW-SSE e mergulho para nordeste, e outro marcado pela mudança no trend da foliação, que se torna contínua e passa a apresentar direção preferencial NNE-SSW com mergulhos para sudeste. Com base nos dados litoestruturais, foi possível reconhecer 3 (três) fases de formação: a primeira envolvendo sedimentação e magmatismo básico. A segunda fase de caráter compressional, com metamorfismo das rochas sedimentares do embasamento, magmatismo ácido a intermediário e deformação. A última fase são intrusões graníticas do momento final da amalgamação do paleocontinente Gondwana.

PALAVRAS-CHAVE. Complexo Paraíba do Sul; Geologia Estrutural; Terrenos Gnáissicos.

¹Graduado em Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo - michaelfalqueto@hotmail.com;

²Doutorando no Instituto de Geociências, Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa, Universidade Federal de Minas Gerais - salomaocalegari@gmail.com;

³Professora no Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo - carolinecvsoares@gmail.com;

⁴Mestre em Agroquímica, Universidade Federal do Espírito Santo - eduardo_duarte_12@hotmail.com

Levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

INTRODUÇÃO

Estudos detalhados são fundamentais em trabalhos de mapeamento geológico, além de dar suporte para diversas técnicas de análises como petrologia, geoquímica de rocha total, geoquímica isotópica e geocronologia. Em terrenos metamórficos, o detalhamento das estruturas geológicas e da composição das rochas pode elucidar diversos problemas relacionados a evolução geológica de áreas complexas.

A região sul do Estado do Espírito Santo, inserida geologicamente na transição entre os orógenos Araçuaí e Ribeira, têm sido alvo de diversos estudos de caráter regional sobre a origem e gênese de seus componentes geotectônicos (e.g., ALMEIDA et al., 1981; PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; TEDESCHI et al., 2016). Uma das maiores discussões sobre a evolução tectônica desta província está relacionada à definição do limite entre essas duas faixas (PEIXOTO et al., 2015; TEDESCHI et al., 2016), e conseqüentemente à identificação de seus principais componentes orogênicos. A região de estudos possui trabalhos de mapeamento geológico em escalas de 1:100.000, 1:250.000 e 1:400.000 (SILVA, 1993; VIEIRA, 1997; VIEIRA e MENEZES, 2015), porém ainda carece de estudos de detalhe, permanecendo em aberto algumas questões sobre a extensão das unidades e sobre o contexto geotectônico e geocronológico dos litotipos no sul do Espírito Santo.

Na região central do município de Cachoeiro de Itapemirim, entre o distrito de Coutinho e a sede da cidade, ocorrem cortes de estradas expressivos, que foram expostos recentemente, e que estão destinados a perder informações geológicas pela exposição as intempéries naturais ou devido as obras que estão sendo realizadas na estrada. Nesse sentido, o levantamento geológico estrutural destes afloramentos permite definir melhor a distribuição espacial destas sequências, suas relações de contato e conseqüentemente auxiliar na interpretação do contexto evolutivo deste sistema orogênico.

Neste estudo, realizamos uma análise litoestrutural de detalhe destas rochas por meio de análise microscópica e petrográfica, visando a caracterização e interpretação do contexto evolutivos da região de estudos.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no estado do Espírito Santo, mais precisamente na região central do município de Cachoeiro de Itapemirim, entre o distrito de Coutinho e a sede municipal. O local de estudo se encontra à 138 km da capital Vitória, e o acesso pode ser realizado pela BR 101 até o município de Cachoeiro de Itapemirim, e em seguida pela BR-482 no sentido do distrito de Coutinho (Figura 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudos está inserida geologicamente na porção sul do Orógeno Araçuaí, próximo ao limite com o Orógeno Ribeira, segmentos setentrional e central da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981). O paralelo 21° S tem sido adotado desde então como limite entre essas faixas (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000). Essa divisão se baseia principalmente na mudança significativa na direção das foliações, que infletem de NE-SW (Faixa Ribeira) para a N-S (Faixa Araçuaí) (PEDROSA-SOARES et al., 2001).

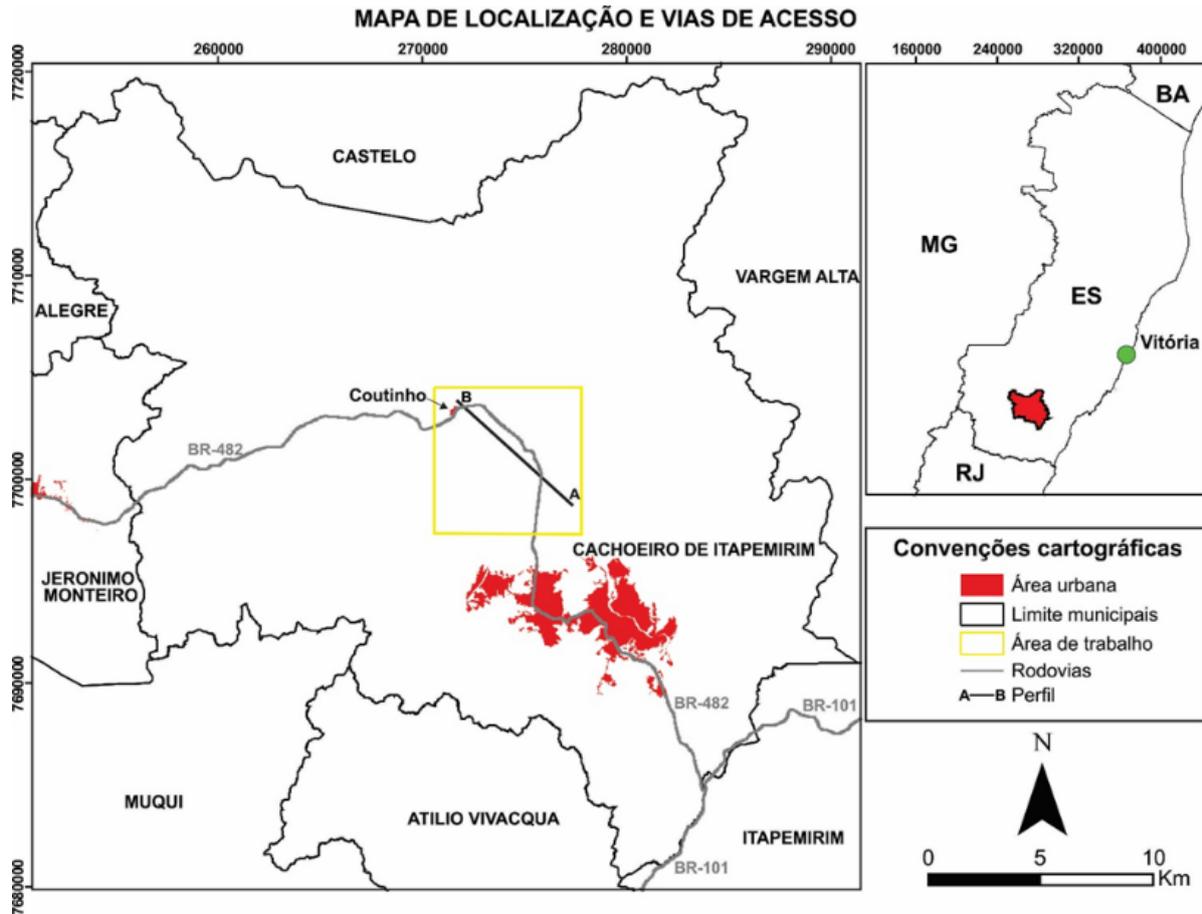


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

Por outro lado, a delimitação dessas faixas apresenta alta complexidade quando analisadas a luz de seus componentes geotectônicos. Arcos magmáticos pré-colisionais, podem representar a ligação entre essas duas faixas, e nesse contexto é introduzido o termo Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira (TEDESCHI et al., 2016). Embora estudos recentes vêm utilizando esta terminologia (PEIXOTO et al., 2015; TEDESCHI et al., 2016; DEGLER et al., 2017), a abordagem sobre a evolução geológica dessas faixas ainda é mais aceita quando discutida separadamente. Portanto, como a área de estudos está localizada acima do paralelo 21° S, neste item é apresentado o contexto geológico regional do Orógeno Araçuaí.

O Orógeno Araçuaí é entendido como uma faixa de dobramentos com origem vinculada à colisão continental do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano, entre o Neoproterozóico e o Paleozoico Inferior (ALMEIDA et al., 1981). A Faixa Congo Ocidental é a contraparte da Faixa Araçuaí, localizada na costa oeste da África, separada durante a abertura do Oceano Atlântico Sul, no Cretáceo Inferior (ALKMIM et al., 2006; 2007). A porção situada no atual território brasileiro se estende do Cráton São Francisco ao litoral Atlântico, entre os paralelos 15° e 21°S, já a outra porção do orógeno se localiza no atual continente africano (ALKMIM et al., 2006; 2007; 2017; PEDROSA-SOARES et al. 2006; 2007; 2011).

Na região sul do Orógeno Araçuaí são identificadas espessas associações de paragneisses correlacionadas a grauvacas arcossianas e pelitos peraluminosos que podem estar relacionados à depósitos de margem passiva e também à depósitos relacionados ao arco magmático (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2008). Essas rochas pertencem ao Complexo Paragnáissico Indiviso (ou Complexo Paraíba do Sul), e ao Grupo Rio Doce.

Levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

As rochas do Complexo Paragnáissico Indiviso (ou Complexo Paraíba do Sul) reconhecidas na área de trabalho foram as rochas pertencentes a unidade metassedimentar (SILVA, 1993; VIEIRA, 1997). Os litotipos dessa unidade serão descritos com detalhe no item Contexto Geológico Local. Parte do Complexo Paraíba do Sul, que aflora a Leste do orógeno, com protólitos derivados de sedimentos pelíticos peraluminosos, metamorfizados na transição de fácies anfibolito-granulito foram correlacionadas ao Complexo Nova Venécia (PEDROSA-SOARES et al., 2006). Segundo Noce et al. (2004), essas rochas estão relacionadas a uma bacia de retro arco do orógeno.

O Grupo Rio Doce, caracterizado por Vieira (2007), é formado por duas grandes sucessões: na base, uma associação dominada por metapelitos e metawackes, com intercalações de rochas calcissilicáticas, metavulcânicas e metavulcanoclásticas (formações Palmital do Sul, Tumiritinga e São Tomé), e, no topo, sustentando partes altas do relevo, pacotes ricos em quartzito (Formação João Pinto). De acordo com o mapa geológico do Espírito Santo (1:400000), nas proximidades na porção leste da Serra do Caparaó, afloram litotipos do Grupo Rio Doce da Formação Palmital do Sul.

Localmente a região é contemplada pelos estudos de Silva (1993), Vieira (1997) e Vieira e Menezes (2015). Estes autores exibem a geologia da área por meio dos seguintes trabalhos de mapeamento geológico: Folha Cachoeiro de Itapemirim SF.24-V-A-V escala 1:100.000; Folha Cachoeiro de Itapemirim SF.24-V-A, escala 1:250.000 e Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo, escala 1:400.000, respectivamente. Embora as escalas de trabalho sejam distintas, esses trabalhos mostram litotipos de características geológicas similares.

As rochas mapeadas por esses estudos estão exibidas na Figura 2. Na região afloram rochas supracrustais metavulcanossedimentares, como gnaisses anfibolíticos com intercalações de anfibolitos, quartzitos, calcissilicáticas e mármore. Estas unidades estão representadas por dois conjuntos de rochas gnáissicas. A separação entre elas ocorre pela presença de intercalações de mármore e anfibolitos (SILVA, 1993).

Na porção noroeste, central e nordeste da área ocorrem biotita-anfibólio gnaisses com intercalações de anfibolitos, calcissilicáticas, quartzitos e mármore (SILVA, 1993; VIEIRA, 1997). Essas sequências estão relacionadas ao Complexo Paraíba do Sul, o qual são individualizadas nas unidades de mapeamento Pps3 (SILVA, 1993) e ps7 (VIEIRA, 1997). Já Viera e Menezes (2015) correlacionam essas rochas ao Grupo Italva, Unidade Serra da Prata e Unidade São Joaquim (sequência metacarbonática).

A segunda sequência metavulcanossedimentar ocorre em toda a extensão da área, com exceção da porção central e nordeste (Figura 2). São anfibólio gnaisses bandados com intercalação de anfibolitos, rochas calcissilicáticas e subordinadamente gnaisses aluminosos, além de intercalações de lentes de quartzitos (SILVA, 1993). Essas sequências são relacionadas por Silva (1993) e Vieira (1997) também ao Complexo Paraíba do Sul, correspondentes às unidades de mapeamento Pps8 e ps8, respectivamente. Vieira e Menezes (2015) correlaciona esse conjunto de rochas ao Grupo São Fidelis, no qual são sumarizadas como um biotita gnaisse homogêneo bandado, migmatizado, evoluindo localmente para termos mais homogêneos, predominantemente quartzo-feldspáticos.

Segundo Silva (1993) as duas unidades metavulcanossedimentares possuem origem ortoderivada, embora ocorra a frequente intercalação de sequências metassedimentares (quartzitos, calcissilicáticas e mármore).

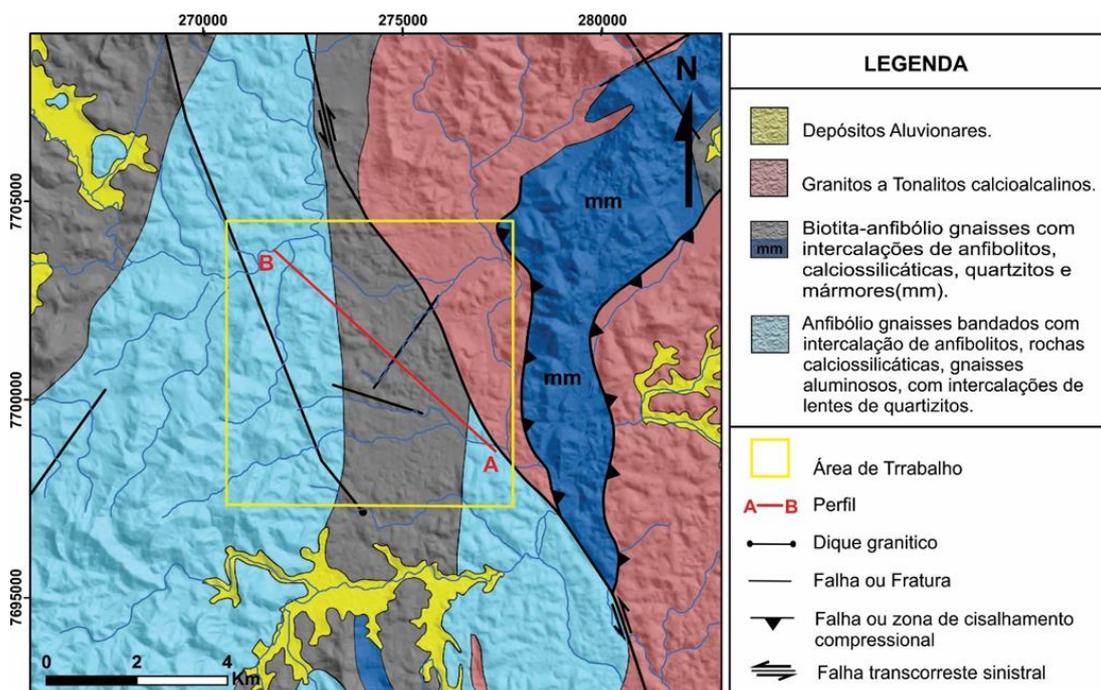


Figura 2. Mapa geológico da área de estudos.

Fonte: modificado de Silva (1993), Vieira (1997) e Vieira e Menezes (2015).

MATERIAIS E MÉTODOS

Primeiramente foi realizada uma revisão bibliográfica acerca de estudos sobre a geologia regional e referenciais teóricas relativas ao levantamento litoestrutural em terrenos gnáissicos. A área de interesse foi selecionada com base na quantidade de afloramentos e a qualidades dos mesmos, para melhor posicionamento do perfil litoestrutural. A área selecionada apresenta excelentes afloramentos do tipo corte de estrada que foram gerados devido as obras de duplicação da BR-482 no trecho entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim.

Foram visitados e detalhados 10 afloramentos, os quais foram coletadas medidas estruturais e confeccionadas lâminas delgadas para análises petrográficas.

O tratamento dos dados estruturais foi realizado com auxílio do software OpenStereo versão 0.1.2f (GROHMANN et al., 2011), no qual foram gerados estereogramas em rede de igual área (Schmidt-Lambert).

Para a integração dos dados e interpretação geológica foi realizada a confecção do perfil geológico-estrutural em escala (Escala horizontal: 1: 32.300, Escala Vertical 1: 800 e direção SE-NW). O perfil foi gerado a partir de dados de elevação em imagens ASTER GDEM (ERSDAC, 2013) e, posteriormente, foram inseridas informações levantadas em campo. Após o tratamento dos dados e confecção do perfil, foi efetuada a comparação com dados obtidos em trabalhos já desenvolvidos na área de estudo, e assim realizadas as devidas interpretações.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Unidade Gnaisses com Enclaves Máficos

O litotipo gnaisse com enclaves máficos possui bandamento gnáissico, destacado pela alternância de bandas félsicas e máficas descontínuas e dobradas, de espessura milimétrica a centimétrica (1 mm a 20 cm) (Figura 3). A banda félsica (leucocrática) é composta por feldspato, quartzo, biotita e muscovita. A banda máfica (mesocrática) é constituída por biotita, feldspato e quartzo. Além disso, enclaves máficos são abundantes, com comprimentos que

Levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

variam de 10 a 80 cm e forma lenticular, estando dispostos de forma concordante ao bandamento e possuindo coloração esverdeada e granulação fina (Figura 3A).

Ainda nesta unidade, próximo ao trevo de Duas Barras, a foliação é interrompida por um padrão de tectonitos do tipo L (Figura 3B). Neste padrão de textura os minerais se apresentam fortemente estirados. É marcado pelo estiramento dos cristais de biotita, sillimanita e quartzo, e apresenta rumo para N30E com mergulhos de 30°. Também são observados diques quartzo-feldspáticos com granulação grossa, espessuras variadas e discordantes ao bandamento.

A porção leucocrática foi descrita microscopicamente. Nessa porção a textura é granolepidoblástica, marcada pela alternância de biotitas orientadas e quartzos estirados (Figuras 4A e 4B). Os contatos entre os grãos são comumente interlobados. A sua composição mineralógica é dada essencialmente por microclina (39,6%), quartzo (35,2%), biotita (20,6%) e muscovita (4,6%). A microclina possui macla tartan bem marcada. Ocorre como grãos anédricos de granulação fina a média variando de 0,5 a 3 mm. O quartzo ocorre como grãos anédricos de granulação fina a grossa e estirados. A biotita possui pleocroísmo variando nos matizes de marrom claro a escuro, de granulação fina variando de 0,2 a 1 mm, ocorre de forma orientada e por vezes associada a muscovita. A muscovita possui habito lamelar, está orientada e se apresenta na granulação fina a média variando de 0,5 a 1,5 mm.

Essa porção foi classificada como biotita-microclina-gnaisse.

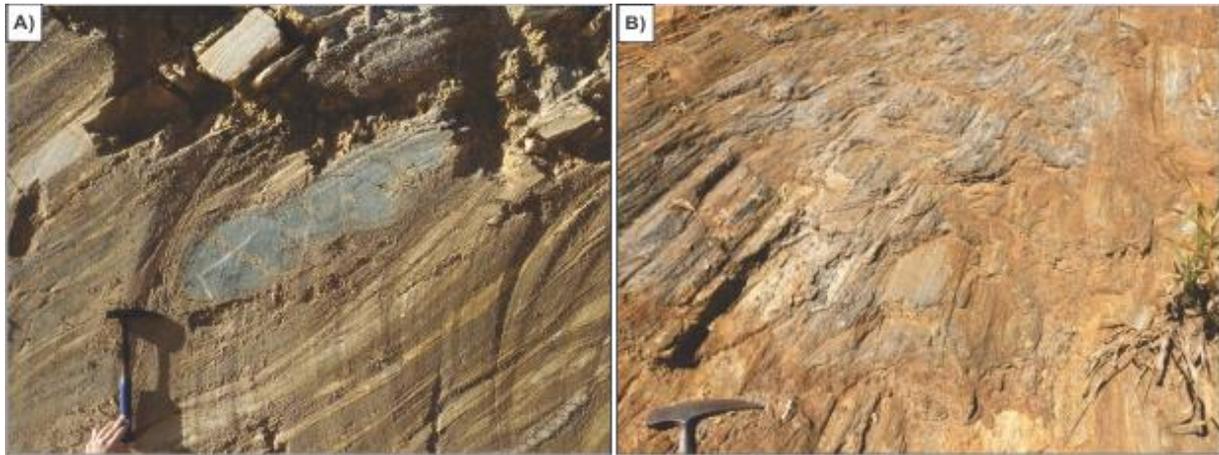


Figura 3. (A) Enclave de piroxenito do litotipo gnaisse com enclaves máficos; (B) Padrão de textura de tectonitos do tipo L.

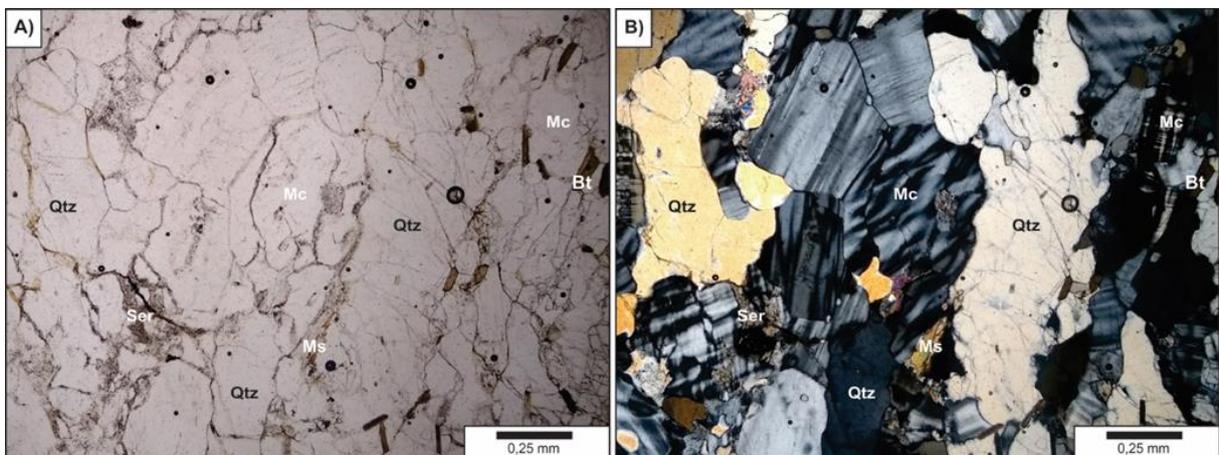


Figura 4. Biotita-microclina-gnaisse é caracterizado pela presença marcante de quartzo, microclina e biotita, com poucas alterações para sericita. (A) Sob luz polarizada (ppl) e (B), com luz polarizada cruzada (cpl). Legenda: Qtz = Quartzo, Mc = Microclina, Bt = Biotita, Ms = Muscovita.

Os enclaves máficos apresentam textura inequigranular, com granulação variando fina a grossa. A textura dos agregados é granoblástica com grãos xenoblásticos a subdioblásticos (Figuras 5A e 5B). A sua composição mineralógica essencial é dada por diopsídio (43,2%), plagioclásio (32,2%), e quartzo (7,4%), com titanita, granada, clinozoisita, alanita ocorrendo na forma de minerais acessórios. Hornblenda (6,4%) e epidoto (7,4%) ocorrem na forma de minerais secundários.

O diopsídio possui granulação variando de fina a grossa (1 a 5,5 mm). Os grãos são xenoblásticos com contatos interlobados. O plagioclásio possui granulação fina a grossa, 1 a 5,5 mm e hábito variando do prismático a granular. Os grãos são xenoblásticos, com contatos interlobados. Geralmente apresenta macla polissintética. A alteração para sericita é comum, porém em baixa quantidade por grãos, sempre em pequenos pontos, no centro dos grãos. Encontra-se fraturado e suas fraturas não se apresentam preenchidas. O quartzo apresenta granulação variando de fina a média (1 a 3,75 mm) e hábito granular. Os grãos são xenoblásticos e com contatos interlobados. Costuma apresentar extinção ondulante. Encontra-se comumente fraturado, e suas fraturas não se apresentam preenchidas. A hornblenda possui granulação fina (0,25 a 1 mm) e hábito granular. Os grãos variam de idioblásticos a subdioblásticos, com contatos interlobados e por vezes poligonais. É produto da alteração do diopsídio por processo de uralitização. Por vezes os grãos possuem forma losangular característica da seção basal dos anfibólios, assim como clivagem 120°. O epidoto ocorre com granulação fina (0,25 a 1 mm). Os grãos são xenoblásticos e os contatos são interlobados, por vezes ameboides. É produto da alteração do plagioclásio.

Essa porção foi classificada como um hornblenda-epidoto-plagioclásio-diopsídio granofels.

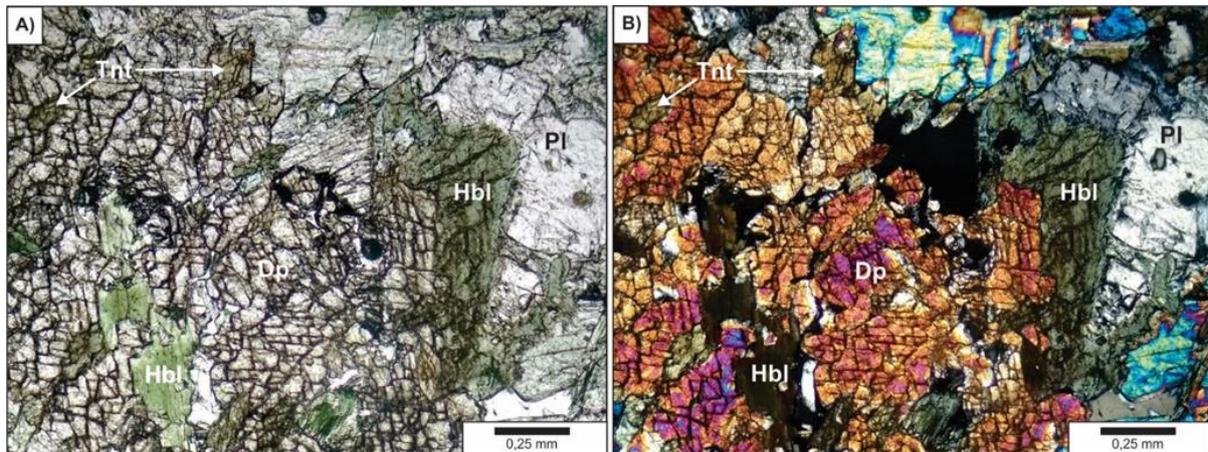


Figura 5. Hornblenda-epidoto-plagioclásio-diopsídio granofels constituído essencialmente por diopsídio e plagioclásio. Por vezes é possível observar os cristais de diopsídio, com clivagem 90° característica dos clinopiroxênios, alterando para hornblenda. Também são observados cristais de titanita apresentando seção losangular característica. (A) Sob luz polarizada (ppl) e (B), com luz polarizada cruzada (cpl). Legenda: Di = Diopsídio, Pl = Plagioclásio, Hbl = Hornblenda, Ttn = Titanita.

Na porção dominada por tectonitos do tipo L, uma amostra da banda mesocrática foi descrita microscopicamente. Nessa porção os minerais ocorrem de maneira orientada conferindo a rocha uma textura nematolepidoblastica, caracterizada pelos estiramentos dos cristais de quartzo, sillimanita e biotita (Figura 6A e 6B). Por vezes é possível observar uma textura granoblástica marcada pelos grãos de quartzo com contatos interlobados. A sua composição mineralógica é dada por quartzo (42,6%), sillimanita (40,6%) e biotita (16,8%).

Levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

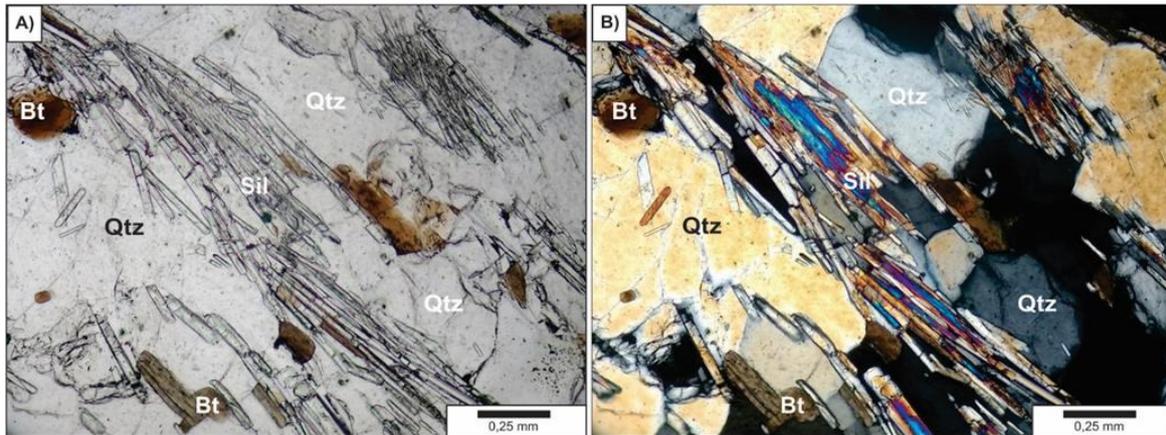


Figura 6. (A) e (B): Cristais de sillimanita com hábito prismático paralelo ao alongamento. (A) Sob luz polarizada (ppl) e (B) com luz polarizada cruzada (cpl). Legenda: Qtz = Quartzo, Sil = Sillimanita, Bt = Biotita.

O quartzo possui granulação fina a média (0,25 a 3 mm) e hábito granular. Os grãos são xenoblásticos e os contatos são interlobados. Por vezes encontra-se fraturado e alongado no sentido da foliação. A sillimanita tem granulação fina (0,25 a 1 mm), e grãos idioblástico, de forma prismática ou acicular, conferindo a porção uma textura nematoblástica. Possui relevo alto e birrefringência baixa, com cores de interferência entre cinza e laranja de primeira ordem. A biotita possui pleocroísmo variando nos matizes de marrom claro a escuro, de granulação variando de fina a média (0,5 a 3 mm), ocorre de forma orientada possuindo direção preferencial e marcando a foliação, que confere a rocha uma textura lepdoblástica.

Essa porção foi classificada como biotita-sillimanita-gnaisse.

Unidade Plagioclásio Biotita Gnaisse

Já o litotipo plagioclásio biotita gnaisse apresenta bandamento gnáissico bem formado pela alternância de bandas félsicas e máficas contínuas, de espessura milimétrica a centimétrica (1mm a 10cm), com pouca ou nenhuma ocorrência de dobras. A banda félsica (leucocrática) é composta por quartzo, feldspato e biotita (Figura 7). A banda máfica (mesocrática) é constituída por biotita e quartzo.



Figura 7. Bandamento gnáissico bem formado pela alternância de bandas félsicas e máficas contínuas.

Uma amostra da banda leucocrática foi descrita microscopicamente. Essa porção é marcada por uma textura inequigranular porfiroblástica e granulação variando de fina a grossa. A textura dos grãos é granolepidoblástica, marcada por grãos de quartzo e plagioclásio de forma xenoblástica e biotitas orientadas pela a foliação. A sua composição mineralógica é dada por quartzo (47,6%), plagioclásio (28,4%), biotita (16%) e microclina (8%), além de zircão e apatita como minerais acessórios (Figuras 8A e 8B).

O quartzo tem granulação fina a média, de 0,25 a 4 mm e hábito granular. Os grãos são xenoblásticos com contatos interlobados. Por vezes os grãos de quartzo encontram-se estirados na direção da foliação. O plagioclásio possui granulação fina a média, de 0,5 a 3,5 mm, e hábito granular. Os grãos tem forma xenoblástica e o contato entre eles é interlobados. Por vezes apresenta macla polissintética e Carlsbad. Os grãos são pouco fraturados, sem preenchimento. A biotita possui pleocroísmo variando nos matizes de marrom claro a escuro, de granulação variando de fina a média, 0,25 a 2 mm, ocorre de forma orientada possuindo direção preferencial e marcando a foliação, conferindo a rocha uma textura lepdoblástica. A microclina varia de 0,25 a 1 mm e ocorre com macla tartan característica e grãos sob a forma xenoblástica.

A rocha foi classificada como um plagioclásio-biotita-gnaisse.

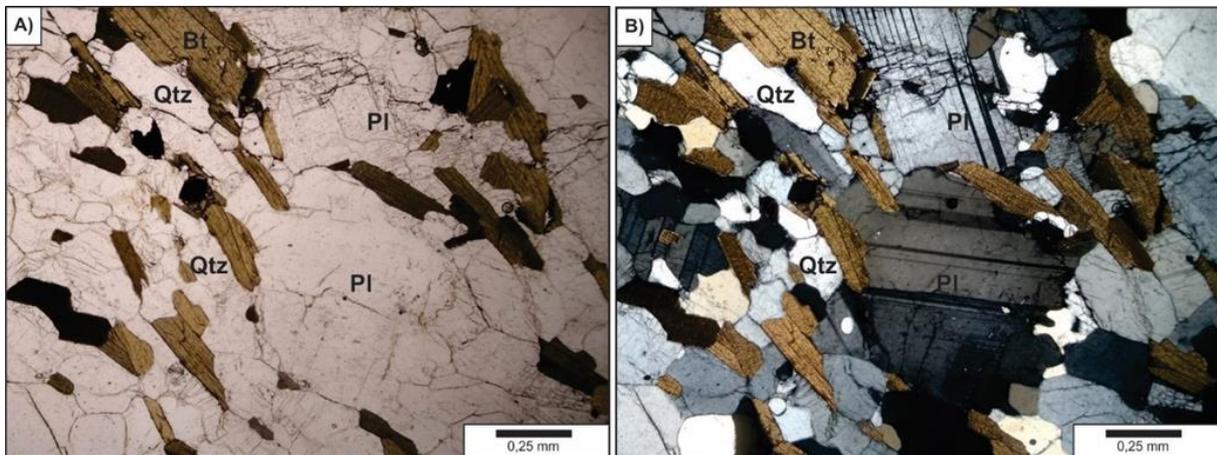


Figura 8. Plagioclásio biotita gnaisse constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo e biotita. (A) Sob luz polarizada (ppl) e (B), com luz polarizada cruzada (cpl). Legenda: Qtz = Quartzo, Pl = Plagioclásio, Bt = Biotita.

Setores Litoestruturais

Entre as estruturas tratadas nesta análise estão 28 medidas de estruturas planares e lineares. As planares são representadas pela foliação contínua regional (S_n) e as estruturas lineares são representadas por eixos das dobras e lineações minerais, contida nos planos da foliação contínua regional (S_n).

A foliação contínua (S_n) é a feição deformacional mais evidente e persistente na área, condicionando a disposição espacial e estratigráfica dos litotipos observados. A foliação é bem marcada pela alternância de bandas máficas e félsicas, com espessuras que normalmente variam de milimétricas a centimétricas, além da orientação dos cristais de biotita e quartzo. A foliação se manifesta sistematicamente de maneira concordante com o bandamento gnáissico. São observadas também dobras intrafoliais estruturadas na foliação contínua (S_n). Essas dobras são caracterizadas como fechadas a isoclinais com planos axiais orientados segundo os planos de foliação. Por vezes essas dobras se manifestam como “dobras sem raízes”.

Os dados estruturais foram sistematizados de acordo com o comportamento estrutural das unidades geológicas mapeadas, os quais foram subdivididos em setores estruturais: Setor I e Setor II (Figuras 9A e 9B).

Levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

No Setor I a foliação contínua (S_n) é marcada pela presença de dobras intrafoliares e apresenta direção preferencial NNW-SSE com mergulhos de médio ângulo para nordeste (NE). Já no Setor II é observada uma mudança no trend da foliação contínua (S_n) que passa a representar direção preferencial NNE-SSW com mergulhos de médio ângulo para sudeste (SE)

O padrão de dobras isoclinais a fechadas intrafoliais é observado nos primeiros pontos do caminhamento (Setor I, Pontos 01 a 04), com evidente atenuação ao decorrer do percurso (Setor II, Pontos 05 a 10). No litotipo Gnaise com enclaves máficos (Setor I) as dobras intrafoliares ocorrem de forma sistemática concordantes com a foliação contínua (S_n), são centimétricas a decimétricas, por vezes apresentando vergência para WSW (Figuras 10A, 10B e 10C). Dobras isoclinais também ocorrem na forma de dobras parasíticas alojadas nos flancos de dobras maiores (métricas), indicando também vergência para WSW. Também é comum a presença de diques quartzo-feldspáticos com espessuras que variam de centimétricos a decimétricas e que se apresentam discordantes ao bandamento.

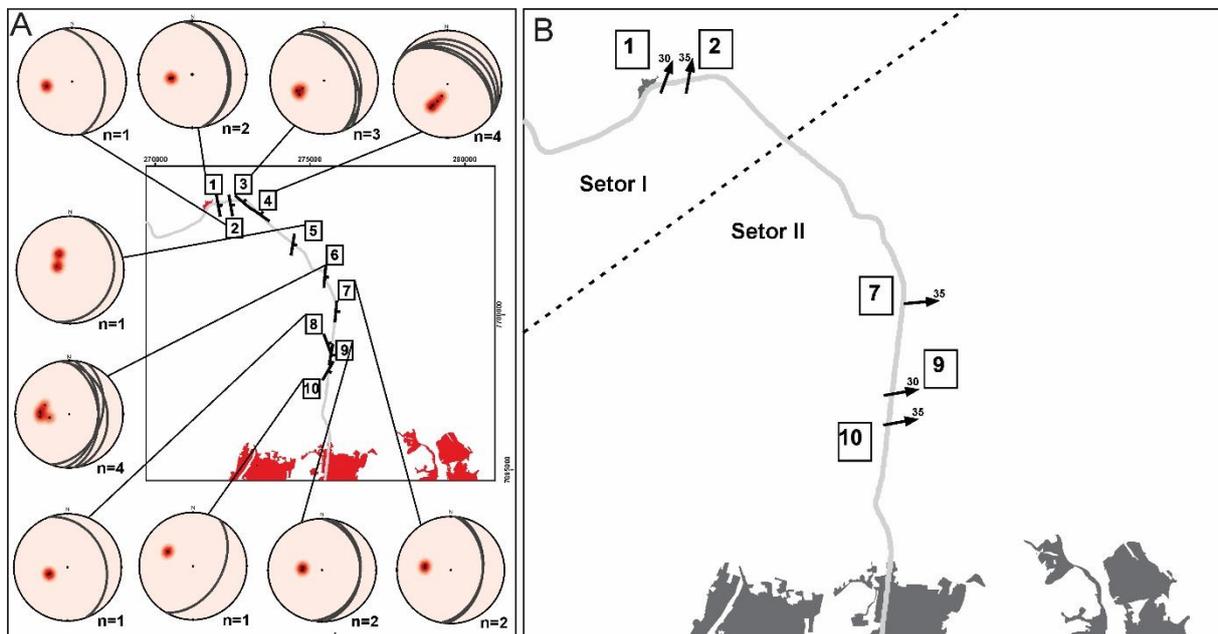


Figura 9. (A) Estereogramas da foliação contínua regional (S_n) dos pontos estudados. (B) Rumo e caimento das estruturas lineares ao longo do levantamento. (Projeção polar e ciclográfica em semiesfera inferior).

A concordância espacial dos componentes dessas dobras com a foliação demonstra a transposição de estruturas pretéritas. O mecanismo de dobramento das dobras individualizadas no Setor I se assemelha à um mecanismo de cisalhamento simples. Essas dobras formam-se por achatamento e adelgaçamento de dobras preexistentes, ou por rotação de segmentos de camada em resposta a presença de um gradiente de taxa de deformação oblíquo aos planos de foliação (PASSCHIER et al., 1993).

No litotipo Plagioclásio biotita gnaise (Setor II) as dobras intrafoliais se tornam escassas, e dessa forma a foliação se torna contínua e homogênea. Esta diminuição da presença de estruturas dobradas ao longo do caminhamento pode estar diretamente ligada a mineralogia dos protólitos que deram origem aos litotipos hoje existentes.

Assim como nas estruturas planares apresentadas no tópico anterior ocorre uma mudança significativa no sentido das estruturas lineares nos setores estruturais, como pode ser observado na Figura 9B.

O Setor I apresenta lineação do tipo lineação mineral marcada pelo estiramento dos cristais de biotita, sillimanita e quartzo, que por vezes conferem a rocha um padrão de textura

de tectonitos do tipo L. As lineações apresentam rumo para NE, com ângulos de 30° e caimentos de 35° em média.

Já no Setor II é observada uma mudança no rumo das lineações minerais, que são marcadas pelo estiramento de cristais de biotita, e apresentam rumo para SE, com ângulos de 20° e caimentos de 40° em média.

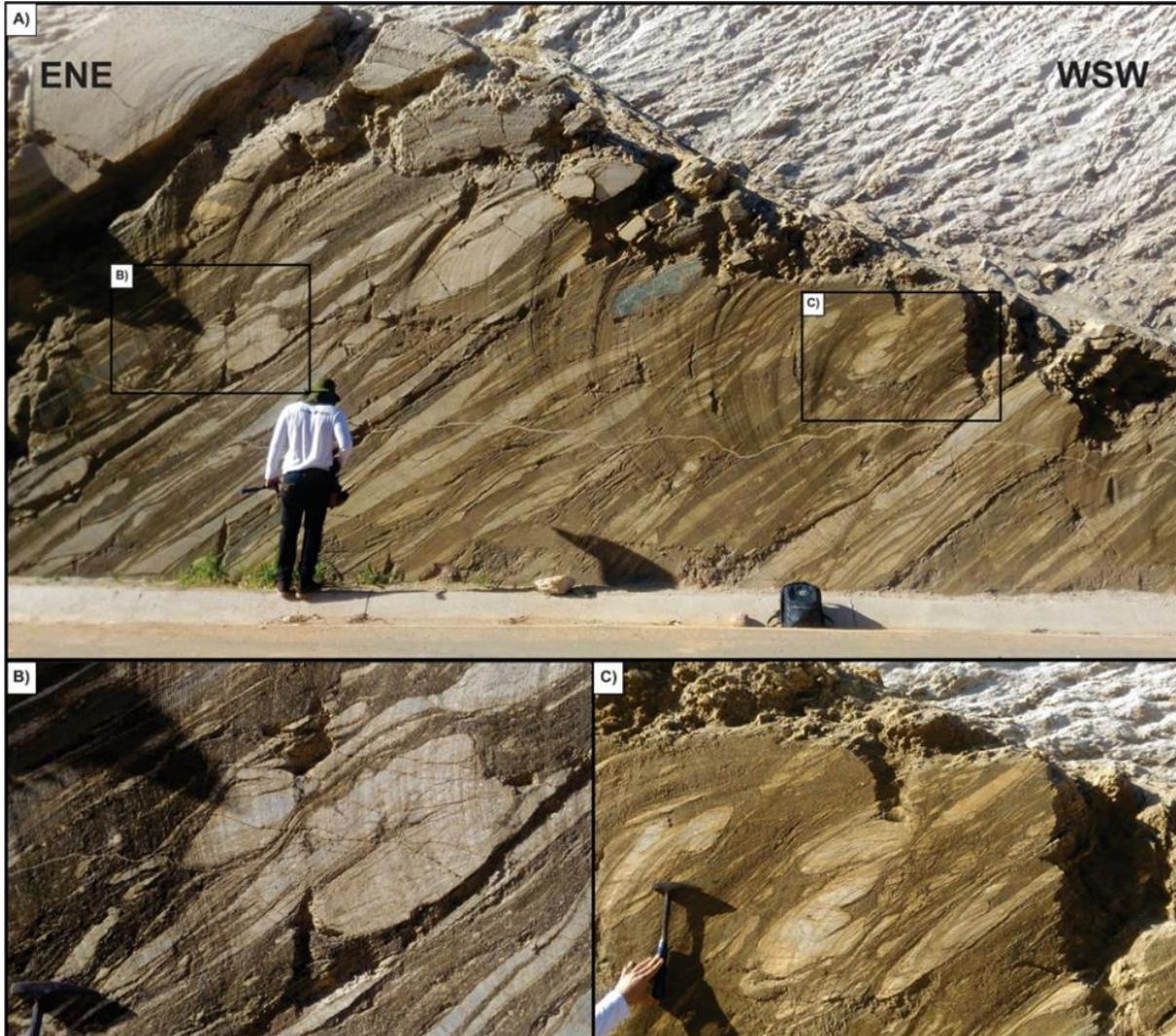


Figura 10. (A) Bandamento gnáissico com estrutura descontínua e dobrada. B e C: Dobras intrafoliais com vergência pra WSW.

Desta forma, a análise estrutural e petrográfica permitiu confeccionar o mapa geológico da região levantada (Figura 11), bem como o perfil litoestrutural de direção NW-SE (Figura 12), no qual estão apresentadas os litotipos Gnaiss com enclaves máficos e Plagioclásio biotita gnaiss e dados estruturais coletados em campo.

Os litotipos mapeadas neste trabalho, embora estejam em escala de trabalho de maior detalhe, possuem certa concordância com os trabalhos já existentes na região. O litotipo nomeado como Gnaiss com enclaves máficos pode ser correlacionada a unidade formal Pps8 de Silva (1993), considerando que em ambos foram verificadas a presença de bandamento gnáissico se destaca pela alternância de bandas félsicas e máficas descontínuas e dobradas. O litotipo Plagioclásio biotita gnaiss pode ser correlacionada a unidade formal Pps3 de Silva (1993), considerando que em ambos foram verificadas a presença de bandamento gnáissico bem marcado pela alternância de bandas félsicas e máficas contínuas e pouco deformadas.

Levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

Segundo Silva (1993), as unidades de mapeamento Pps8 e Pps3 possuem origem ortoderivada, embora ocorra a frequente intercalação de seqüências metassedimentares (quartzitos, calcissilicáticas e mármore). Neste trabalho interpretamos que, o litotipo Gnaisses com enclaves máficos a identificação de uma assembleia mineral aluminosa (presença de sillimanita) e a variedade de litotipos, remetem a um protólito de origem sedimentar. Já no litotipo Plagioclásio biotita gnaisse foi identificada uma assembleia mineral que remete a um protólito de origem ígnea, evidenciada principalmente pela assembleia mineral, composta essencialmente por plagioclásio, quartzo e biotita, e pela textura granoblástica da rocha.

A análise estrutural permitiu observar dois padrões de estruturas, sendo um marcado pela intensa deformação da foliação que apresenta dobras intrafoliares com direção preferencial NNW-SSE e mergulho para nordeste (NE), e outro marcado pela mudança no trend da foliação, que se torna contínua e passa a apresentar direção preferencial NNE-SSW com mergulhos para sudeste (SE).

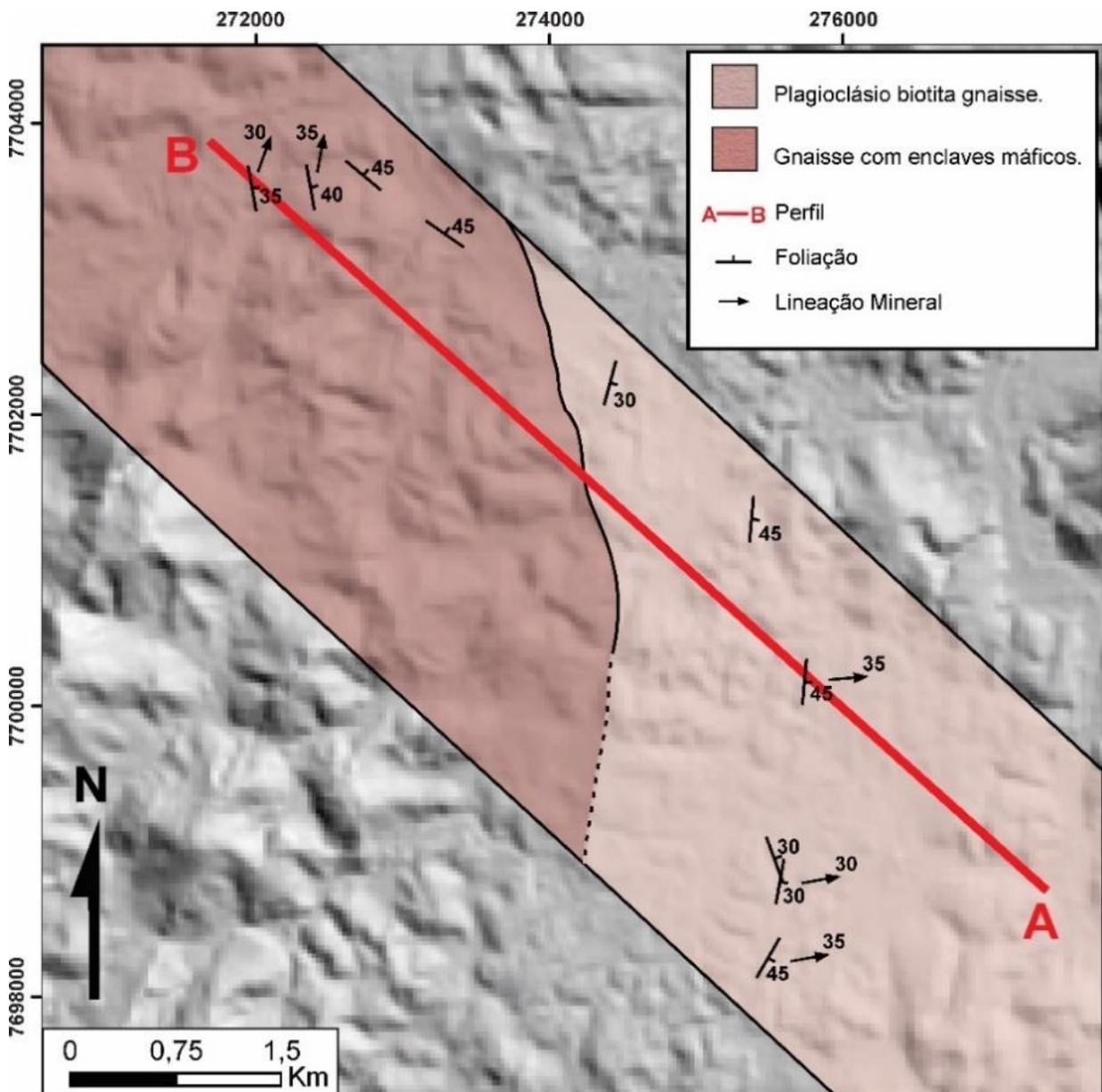


Figura 11. Mapa geológico da área de trabalho.

Com base nos dados litoestruturais, foi possível traçar um modelo de evolução crustal para a área de estudo. Na orogênese proposta, são apresentadas 3 (três) fases, descritas a seguir e sumarizadas no Quadro 1.

Em um primeiro evento (E1) a área foi relacionada a um ambiente de bacia no qual ocorreram processos de sedimentação, dando origem ao protólito das rochas do Complexo Paraíba do Sul, e magmatismo básico, relacionado aos enclaves máficos.

Após esse estágio ocorreu o fechamento da bacia que deu origem as rochas paraderivadas do Complexo Paraíba do Sul. O processo de subducção gerou magmatismo ácido a intermediário que deram origem ao o protólito do Plagioclásio biotita gnaisse e o bandamento por injeção no litotipo Gnaisse com enclaves máficos. A evolução do processo de subducção levou a colisão do arco magmático e assim ocorreu um processo deformacional de caráter regional. Este estágio (E2) foi responsável pela geração da foliação (Sn), dobras apertadas a isoclinais (Fn) e lineações minerais (Ln). A variação das direções das foliações e do rumo das lineações minerais (Ln) entre os setores estruturais pode estar relacionada à heterogeneidade das rochas em relação aos esforços que foram submetidas.

Por fim em um terceiro evento (E3), de relaxamento crustal, ocorreu a intrusão de corpos de origem ígnea granítica, os quais compõem diques leucocráticos, compostos essencialmente por quartzo e feldspato.

CONCLUSÕES

Os aspectos petrográficos macroscópicos e microscópicos permitiram reconhecer dois litotipos na área de estudo: Gnaisse com enclaves máficos e Plagioclásio biotita gnaisse.

O litotipo nomeada como Gnaisse com enclaves máficos apresenta bandamento gnáissico, que se destaca pela alternância de bandas claras e escuras descontínuas e dobradas, além de assembleia mineral aluminosa que remete a um protólito de origem sedimentar. O litotipo Plagioclásio biotita gnaisse apresenta bandamento gnáissico bem marcado pela alternância de bandas félsicas e máficas contínuas, com assembleia mineral que remete a um protólito de origem ígnea, evidenciada principalmente pelas relações texturais.

O litotipo Gnaisse com enclaves máficos pode ser correlacionada a unidade formal Pps8 de Silva (1993). O litotipo Plagioclásio biotita gnaisse pode ser correlacionada a unidade formal Pps3 de Silva (1993). Segundo Silva (1993) ambas possuem origem ortoderivada. A identificação de uma assembleia mineral aluminosa, pela presença de sillimanita e a variedade de litotipos intercalados, remetem a um protólito de origem sedimentar com um bandamento gerado tanto pelo processo de sedimentação quanto por injeção magmática. No litotipo Plagioclásio biotita gnaisse foi identificada uma assembleia mineral que remete a um protólito de origem ígnea, evidenciada principalmente pela mineralogia e textura da rocha.

A análise estrutural permitiu dividir a área de estudos em dois setores. No Setor I a foliação contínua (Sn) se apresenta intensamente deformada pela presença de dobras intrafoliares com direção preferencial NNW-SSE com mergulhos de médio ângulo para nordeste (NE). Já no Setor II é observada uma mudança no trend da foliação contínua (Sn) que passa a apresentar direção preferencial NNE-SSW com mergulhos de médio ângulo para sudeste (SE). A mudança do padrão estrutural entre as unidades mapeadas também sustenta a origem do protólito dessas rochas. O padrão altamente deformado relacionado à unidade Gnaises com enclaves máficos (Setor I) relacionado à uma rocha paraderivada e o padrão de deformação contínuo da unidade Plagioclásio Biotita gnaisse (Setor II) à uma rocha ortoderivada.

Levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

Quadro 1. Modelo de evolução crustal.

Evento geológico	Fase Deformacional	Processo	Produtos	Natureza
E3		Intrusões graníticas indeformadas	Diques quartzo-feldspáticos	Extensional
E2	D _n	Fechamento da bacia e Subducção	Metamorfismos das rochas sedimentares do embasamento (Complexo Paraíba do Sul), rochas ígneas que formaram o protólito do Plagioclásio biotita gnaisse e o bandamento por injeção no Gnaisse com enclaves máficos, Foliação/Bandamento.	Compressional
E1		Formação da bacia, sedimentação pelágica e magmatismo básico	Rochas Sedimentares (protólito Complexo Paraíba do Sul), rochas ígneas básicas (enclaves máficos)	Distensional

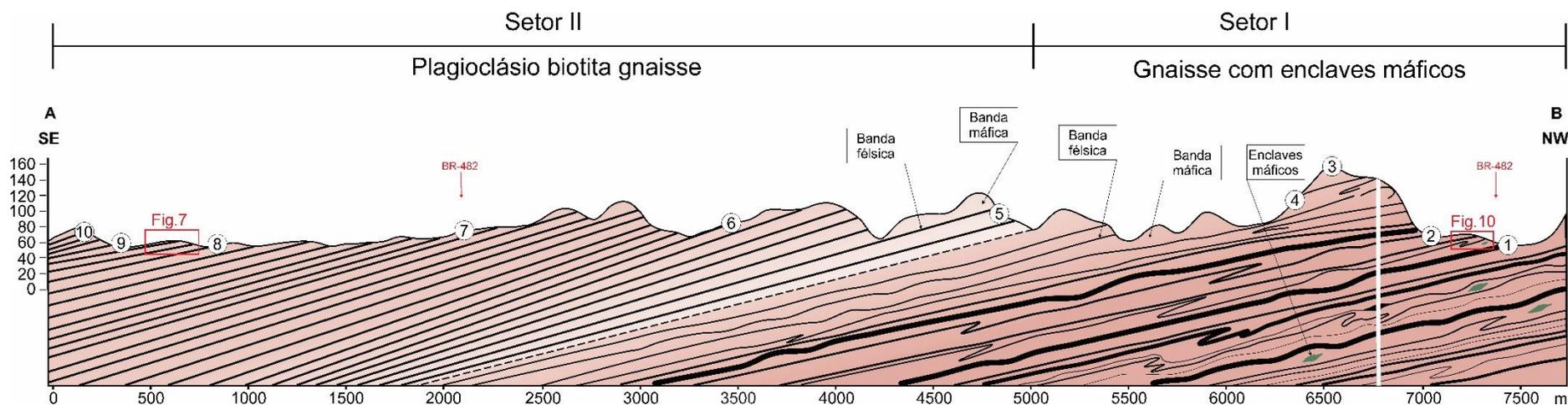


Figura 12. Perfil litroestrutural de detalhe do levantamento realizado com a indicação dos afloramentos detalhados e fotografias de detalhe exibidas ao decorrer do texto.

GEOLOGIA REGIONAL E RECURSOS MINERAIS

Com base nos dados litoestruturais, foi possível reconhecer 3 (três) fases para os eventos geológicos da área: a primeira envolvendo sedimentação e magmatismo básico. A segunda fase de caráter compressional, com metamorfismo das rochas sedimentares do embasamento, magmatismo ácido a intermediário e deformação. A última fase são intrusões graníticas do momento final da amalgamação do Gondwana.

Os resultados obtidos revelaram rochas não descritas com tantos detalhes em trabalhos de mapeamento regional. O levantamento litoestrutural de detalhe demonstra a complexidade das rochas relacionadas ao Complexo Paraíba do Sul, evidenciando a necessidade de realização de mais trabalhos de pesquisa em escala de detalhe na região. Esses dados podem auxiliar no entendimento dos componentes geotectônicos do Orógeno Araçuai na região sul do Espírito Santo.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. **Kinematic evolution of the Araçuai-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.** Precambrian Research, v. 149, n. 1-2, p. 43-64, 2006.

ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. **Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental.** Geonomos, v. 15, p. 25-43, 2007.

ALKMIM, F.F.; KUCHENBECKER, M.; REIS, H.L.S.; PEDROSA-SOARES, A.C. **The Araçuai Belt.** In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.G.; ALKMIM, F.F. (Eds.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil.** Springer International Publishing, p. 255–276, 2017.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian Structural Provinces: an Introduction.** Earth-Science Reviews, v. 17, p. 1-29, 1981.

DEGLER, R.; PEDROSA-SOARES, A.C.; DUSSIN, I.; QUEIROGA, G.; SCHULZ, B. **Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuai-Ribeira orogenic system, Brazil: Hints for Western Gondwana assembly.** Gondwana Research, v. 51, p. 30–50, 2017.

ERSDAC. **Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ASTER GDEM).** 2013. Disponível em: <<http://gds.aster.ersdac.jspacesystems.or.jp>>. Acesso em: 5 mar. 2018.

GROHMANN, C. H.; CAMPANHA, G. A. C.; SOARES JUNIOR, A.V. **OpenStereo: um programa livre e multiplataforma para análise de dados estruturais.** In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, São Paulo (SP), 2011.

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PIUZANA, D.; ARMSTRONG, R.; LAUX, J. H.; CAMPOS, C. M.; MEDEIROS, S. R. **Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuai orogen, Northern Espírito Santo state, Brazil: zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data.** Revista Brasileira de Geociências, v. 34, n. 4, p. 587-592, 2004.

PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A. **Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau.** São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1993. 188 p.

Levantamento litroestrutural de detalhe entre Coutinho e Cachoeiro de Itapemirim, Sul do ES

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil**. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285, 2000.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C. M.; PINTO, C. P. **The Aracuaí - West- Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly**. *Precambrian Research*, v. 110, p. 307-323, 2001.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G.; GRADIM, C.; BELÉM, J.; RONCATO, J.; NOVO, T.; DIAS, P.; GRADIM, D.; MEDEIROS, S.; JACOBHSON, T.; BABINSKI, M.; VIEIRA, V. **Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo**. *Geonomos*, v. 14, n. 2, p. 97-111, 2006.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. *Geonomos*, v. 15, p. 1-16, 2007.

PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; TACK, L.; NOCE, C. M.; BABINSKI, M.; SILVA, L. C.; MARTINS-NETO, M. A. **Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen**. *Geological Society*, v. 294, p. 153-172, 2008.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS, C. P.; NOCE, C.; SILVA, L. C.; NOVO, T.; RONCATO, J.; MEDEIROS, S.; CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G. A.; DANTAS, E.; DUSSIN, I. A.; ALKMIN, F. F. **Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources**. *Geological Society*, v. 350, n. 1, p. 25–51, 2011.

PEIXOTO, E.; PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; DUSSIN, I. A. **A suture-related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly**. *Gondwana Research*, v. 27, n. 2, p. 878–896, 2015.

SILVA, J. N. **Cachoeiro de Itapemirim, Folha SF.24-V-A-V: Estado do Espírito Santo**. Escala 1:100.000. Projeto Cachoeiro de Itapemirim: Brasília: DNPM/CPRM, 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. 1993. 163 p.

TEDESCHI, M.; NOVO, T.; PEDROSA-SOARES, A.; DUSSIN, I. A.; TASSINARI, C.; SILVA, L. C.; GONÇALVES, L.; ALKMIN, F.; LANA, C.; FIGUEIREDO, C.; DANTAS, E.; MEDEIROS, S.; DE CAMPOS, C.; CORRALES, F.; HEILBRON, M. **The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil)**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 167–186, 2016.

VIEIRA V. S.; RAPOZO, F. O.; SOUZA, E. C.; MARQUES, M. T. G. **Cachoeiro de Itapemirim: Folha SF.24-V-A: Estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e Minas Gerais**. Escala 1:250.000 Brasília: CPRM, 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. 1997.

VIEIRA, V. S. **Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí**. 2007. 117 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2007.

VIEIRA, V. S.; MENEZES, R. G. **Geologia e recursos minerais do Espírito Santo: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Espírito Santo**. Belo Horizonte: Serviço Geológico do Brasil-CPRM, 2015. 289 p.

Capítulo 5

Mapeamento geológico em regiões de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, ES

Laíza Onofre Cogo¹; Luiz Felipe Lempê²; Marcos Moulin da Paschoa³; Marcos Vinícius Perdoná⁴

RESUMO. Este trabalho tem por objetivo apresentar os resultados de um mapeamento geológico realizado na escala de 1:25.000 na microrregião do Caparaó, entre os municípios de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, região sul do Espírito Santo. Para alcançar o objetivo proposto, dividiu-se a metodologia de trabalho em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo. Na etapa pré-campo, confeccionou-se um mapa topográfico base, obteve-se a ortofoto da área e analisou os possíveis caminhamentos que poderiam ser realizados. Na etapa de campo, realizaram-se atividades de campo na área de estudo; e, por fim, na etapa pós-campo, houve a confecção do mapa geológico final. A compilação dos dados coletados em campo permitiu a confecção do mapa geológico da área de estudo. A área mapeada encontra-se em um contexto de rochas metamórficas de alto grau atinentes a uma zona de cisalhamento dúctil relacionada ao Lineamento Guaçuí de direção NE-SW, o qual recobre porções adjacentes que sofrem influência da mesma, podendo nelas ser encontradas rochas metamórficas em diferentes graus de deformação. Nesse contexto, portanto, as rochas que afloram na área de estudo foram classificadas em três unidades: Biotita Metagranitoide Mesocrático; Metatexito; e Ultramilonito.

PALAVRAS-CHAVE. Geologia Regional; Lineamento Guaçuí; Estruturas.

INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento Guaçuí, relacionada ao Lineamento Guaçuí, possui direção NE-SW e encontra-se localizada na porção meridional do domínio estrutural do Núcleo Cristalino do Orógeno Araçuai, definido por Alkmim et al. (2006). Na região e porções adjacentes podem ser encontradas rochas metamórficas em diferentes graus de deformação. Os principais trabalhos realizados na região foram os levantamentos da Folha Cachoeiro de Itapemirim (SF.24-V-A) 1:250.000 por Vieira (1997) e da Folha Espera Feliz (SF.24-V-A) 1:100.000 por Horn (2007).

Devido à complexidade geológica da região, faz-se necessário a realização de novos estudos em escala de maior detalhe para contribuir com o avanço do conhecimento geológico-estrutural da área. Dessa forma, o objetivo do trabalho foi elaborar um mapa geológico de semidetalhe na escala de 1:25.000, como também a caracterização da petrografia macroscópica das unidades de mapeamento reconhecidas em campo e suas análises estruturais, contribuindo,

¹Geóloga formada pela Universidade Federal do Espírito Santo; Castelo, ES, Brasil - laizaonofre.geo@gmail.com;

²Geólogo formado pela Universidade Federal do Espírito Santo; Serra, ES, Brasil - luizfelipelemepe@live.com;

³Geólogo formado pela Universidade Federal do Espírito Santo; Alegre, ES, Brasil - marcosmoulin96@gmail.com;

⁴Geólogo formado pela Universidade Federal do Espírito Santo; São Domingos do Norte, ES, Brasil - mvperдона95@gmail.com

Mapeamento geológico em regiões de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, ES

assim, para a interpretação e o entendimento dos eventos deformacionais e da evolução geológica da região.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada na microrregião do Caparaó, sudoeste do Espírito Santo, situando-se entre os municípios de Guaçuí, Alegre e Ibitirama. O seu acesso a partir da capital Vitória é viabilizado seguindo o sentido sul da rodovia BR-101 até o município de Cachoeiro de Itapemirim, a partir de onde se prossegue o caminhamento pela rodovia ES-482 até o município de Alegre. Logo depois, o caminhamento segue rumo ao distrito de Celina e muda-se o trajeto para a rodovia ES-387, que corta a área em sentido sul-norte em sua porção central. Também é possível acessar a área a partir das rodovias ES-185, ES-484, ES-181 e posteriormente prosseguindo pela ES-387. A Figura 1 mostra o mapa de localização e vias de acesso à área de mapeamento.

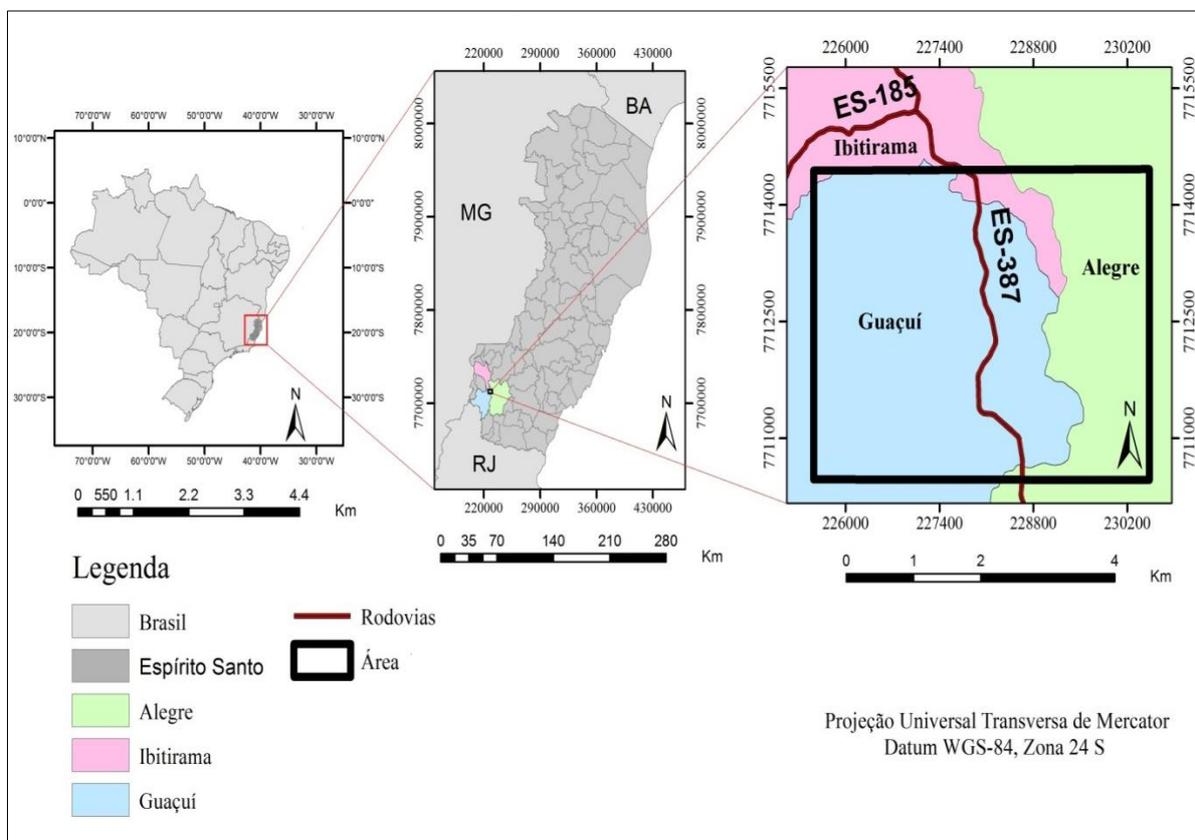


Figura 1. Mapa de localização e principais vias de acesso à área de estudo. Fonte: Autores, 2017.

GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo é caracterizada pelo predomínio de patamares escalonados e ocorrência de mares de morros com grande frequência, cuja cobertura pedológica é geralmente profunda, visto que toda a região é bastante afetada pelas ações intempéricas. As drenagens geralmente apresentam padrões dendríticos, salvo as exceções em que se encontram encaixadas nas feições lineares do relevo (IJSN, 2012).

No contexto geotectônico, a área de mapeamento se situa na Província Mantiqueira, estando inserida no domínio interno do Orógeno Araçuai, que é marcado por um sistema de

grandes zonas de cisalhamento. A área de mapeamento encontra-se na Zona de Cisalhamento Guaçuí relacionada ao Lineamento Guaçuí, cobrindo também porções adjacentes que sofrem influência da mesma. Esta ampla zona de cisalhamento está inserida em um sistema de lineamentos que se estende da Bahia até o estado do Rio de Janeiro (HORN, 2007).

A Província Mantiqueira, inicialmente definida por Almeida et al. (1977), constitui um sistema orogênico diacrônico que foi gerado durante a Orogenia Neoproterozoica Brasiliano-Pan Africana, que resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (BRITONEVES et al., 1999; HEILBRON et al., 2004). Esta entidade geotectônica se estende por uma faixa de 3.000 km com direção NE-SW (DELGADO et al., 2003). Ela é constituída pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, que se distribuem desde o sul do Estado da Bahia até o Estado do Rio Grande do Sul, sendo subdividida em três seguimentos (Figura 2A), sendo eles: Setentrional, Central e Meridional (HEILBRON et al., 2004).

A área de estudo está localizada do seguimento Setentrional, sendo este composto pelo Orógeno Araçuaí. Segundo Pedrosa-Soares et al. (2001), durante o Mesozoico, as faixas Araçuaí e Congo Ocidental consistiam em um único orógeno brasiliano-panafricano chamado de Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, e após a abertura do Oceano Atlântico, a faixa Araçuaí adquiriu mais de dois terços do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, como mostra a Figura 2B.

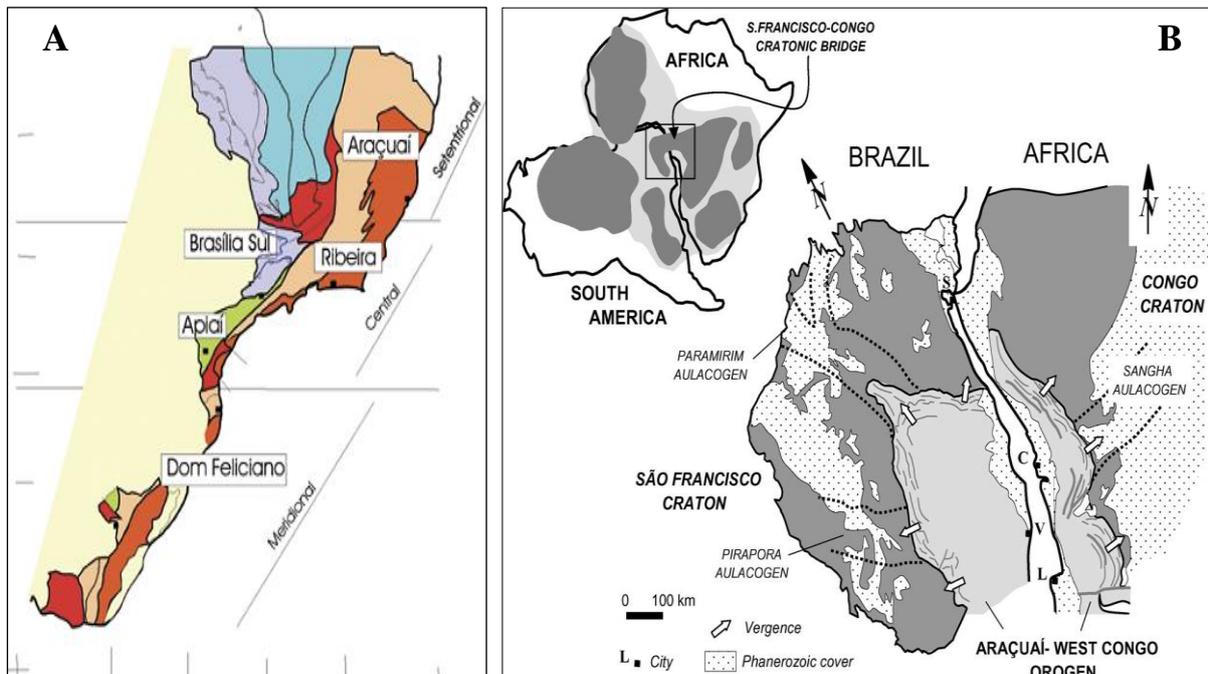


Figura 2. (A) Província Mantiqueira subdividida em seus segmentos Setentrional, Central e Meridional. Fonte: Heilbron et al. (2004). (B) Orógeno Araçuaí - Congo Ocidental na região central do paleocontinente Gondwana, e sua localização em relação aos Crátons São Francisco e Congo. V = Vitória, S = Salvador; L = Luanda; C= Cabinda. Fonte: Alkmim et al. (2006).

De acordo com Noce et al. (2007), o embasamento do Orógeno Araçuaí evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos durante o processo orogênico Paleoproterozoico que estendeu-se entre 2,2 – 2,0 Ga, incluindo basicamente os complexos Guanhões, Gouveia, Porteirinha, Mantiqueira e Juiz de Fora, sendo que estas unidades estão sobrepostas pelas rocha supracrustais neoproterozoicas dos grupos Rio Doce e Macaúbas.

O evento orogênico Brasiliano no Orógeno Araçuaí foi subdividido por Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000) em quatro fases geotectônicas, sendo elas: pré-colisional (ca.

Mapeamento geológico em regiões de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, ES

630-585 Ma); sin-colisional (ca. 585-560 Ma); tardi-colisional (ca. 560-530 Ma); e pós-colisão (ca. 530-480 Ma). Baseando-se em relações de campo, características estruturais, dados geoquímicos e geocronológicos, os mesmos autores agruparam os granitos deste orógeno em cinco suítes intrusivas, sendo elas:

- **G1** - Estágio pré-colisional: com processos de formação do arco magmático calcio-alcálico, sendo constituída por tonalito, granodiorito, thondjemito e diorito subordinado, com enclaves máficos.

- **G2** - Estágio sin-colisional: corpos graníticos do tipo S afetados pela deformação dúctil regional e registram foliação Sn. Também compreende granitos do tipo I formados por fusão obtida a partir da migmatização do embasamento Paleoproterozoico.

- **G3** - Estágio tardi a pós-colisional: granitogênese formando granitos do tipo S, sendo a rocha mais comum o leucogranito com granada e/ou cordierita, com ausência da foliação Sn.

- **G4** - Estágio pós-colisional: ao longo do setor centro-norte do orógeno Araçuai e não ocorre no estado do Espírito Santo. Engloba intrusões tipo S, parcialmente rasas com evidências de fácies metamórficas de anfíbolito a xisto verde.

- **G5** - Estágio pós-colisional de plutonismo tardio: relacionada ao colapso extensional do orógeno entre 535 e 480 Ma. É constituída de intrusões graníticas do tipo I, sem foliação regional Sn, com composição predominantemente granítica e charnockítica, além de termos enderbíticos e mais básicos subordinados.

A compilação dos trabalhos de Vieira (1997) e Horn (2007) permitiu a identificação da litoestratigrafia da área de estudo, compreendendo rochas da Região do Lineamento Guaçuí, Grupo Andrelândia, Complexo Paraíba do Sul, Rochas Intrusivas Gnaissificadas e Coberturas Superficiais do Neógeno.

As rochas da região do Lineamento Guaçuí foram formadas no Proterozoico e são rochas principalmente do Complexo Paraíba do Sul (Domínio Metassedimentar: rochas metamórficas aluminosas de alto grau e Domínio Metavulcano-sedimentar: biotita-gnaisses; biotita-anfíbólio gnaisses; biotita-hornblenda gnaisses; e anfíbólio-biotita gnaisses) e do Grupo Andrelândia (sillimanita-granada paragnaisse e granada paragnaisse) e diversos corpos ígneos que foram afetadas por um movimento transpressional dextral, gerando uma ampla variedade de rochas com diferentes graus de deformação que são subdivididas em três zonas, sendo elas: zona marginal, zona intermediária e zona central (HORN, 2007).

As rochas da faixa marginal da área de influência mais proeminente do Lineamento Guaçuí (*PRgumil*) são constituídas por migmatitos e gnaisses migmatizados podendo exibir foliação milonítica que se torna mais desenvolvida em direção à zona central. A faixa de rochas da zona intermediária (*PRgumil2*) é composta por milonitos indiferenciados formados a partir de gnaisses e migmatitos, podendo conter partes fundidas com material quartzo-feldspático. Sua foliação possui direção N-S. A zona central possui uma faixa de rochas (*PRgumil3*) extremamente milonitizadas com acentuada recristalização apagando as estruturas anteriores. São compostas por ultramilonitos e blastomilonitos com foliação muito penetrativa (HORN, 2007).

METODOLOGIA

A metodologia desse trabalho baseou-se em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo. Nesse sentido, a etapa de pré-campo foi caracterizada inicialmente por estudos prévios sobre a geologia regional e geomorfologia da área. Foi realizada a confecção de uma base cartográfica utilizando o programa ArcMap 10.3, na escala de 1:25.000, por meio da obtenção dos *shapefiles* de curvas de nível, rodovias, estradas vicinais, drenagens e áreas urbanizadas disponibilizadas no site do GEOBASES e configurados para o sistema de projeção UTM e datum WGS-84, zona 24 S.

Foi obtida uma ortofoto da área pertencente ao ortofotomosaico 2012/2015 produzido pelo IEMA, com resolução espacial de 0,25 metros, e através dela foi realizada uma fotointerpretação da área, na escala de 1:25.000, para a análise de elementos de relevo e de drenagem.

A etapa de campo ocorreu durante seis dias, entre os meses de maio e junho de 2017, e consistiu na identificação e descrição das rochas encontradas em campo. Assim, para essa atividade, utilizaram-se os seguintes materiais: bússola para medição da atitude de estruturas como foliações, lineações e dobras; GPS configurado para o sistema de projeção UTM e datum WGS-84, zona 24K; marreta e ponteira para a coleta de amostras; equipamentos de uso pessoal como caderneta, lupa, canivete, transferidor, celular com câmera; e a base cartográfica na escala de 1:25.000 confeccionada na etapa de pré campo. Em todos os afloramentos foram coletadas amostras para descrição petrográfica.

Na etapa pós-campo reuniram-se as informações obtidas nas fases anteriores, principalmente a de campo, e confeccionou-se um relatório final acerca das litologias encontradas. Posteriormente foram feitos os tratamentos dos dados estruturais obtidos em campo, gerando a partir do *software* Stereonet 7, estereogramas e diagramas de roseta que foram devidamente analisados e interpretados. Por fim, confeccionou-se o mapa geológico da área e seu respectivo perfil geológico na seção NW-SE.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Biotita Metagranitoide Mesocrático

Essa unidade aflora em toda a extensão leste da área e na porção norte central. Os afloramentos são muito homogêneos ocorrendo na forma de lajedos e paredões. Nos lajedos, (Figura 3A) as dimensões raramente ultrapassam 20 metros de comprimento por 10 de largura. Os paredões possuem geralmente estas mesmas dimensões e a altura raramente ultrapassa 5 metros.

A mineralogia é a comum para um granitoide, composta principalmente por quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio e biotita. O quartzo é granular, com granulação média, incolor e de brilho predominantemente vítreo, possuindo contatos entre os grãos dos tipos pontual, reto e tríplice a 120°.

O álcali-feldspato é idioblástico a hipidioblástico, de granulação média e possui coloração branco-amarelada. Possui contato entre os grãos reto ou pontual e por vezes apresenta o início do processo de triclinização. O plagioclásio é xenoblástico, ocorrendo como um aglomerado muito fino de minerais cuja coloração é esbranquiçada, muitas vezes marcada pela alteração para caulinita. A biotita é idioblástica a hipidioblástica, hábito lamelar, e raramente apresentava-se alterada. Possui ainda como minerais acessórios: granada, titanita e minerais opacos.

Possui em alguns locais xenólitos máficos, cuja composição é biotita, em percentuais acima de 85 a 90%, quartzo e álcali-feldspato, representando corpos que geralmente não possuem mais do que 1 metro de comprimento e parece não estar intrudidos de acordo com as orientações dos planos de foliação milonítica, que possui atitude média, em dip direction/dip, de 115°/63°.

Veios de quartzo centimétricos (Figura 3D) são mapeados em alguns afloramentos, mas não possuem um *trend* de ocorrência na área. Fraturas são encontradas, mas não costumam percorrer toda a extensão dos afloramentos. Há a presença de dobras centimétricas em alguns afloramentos apresentando vergência para NE.

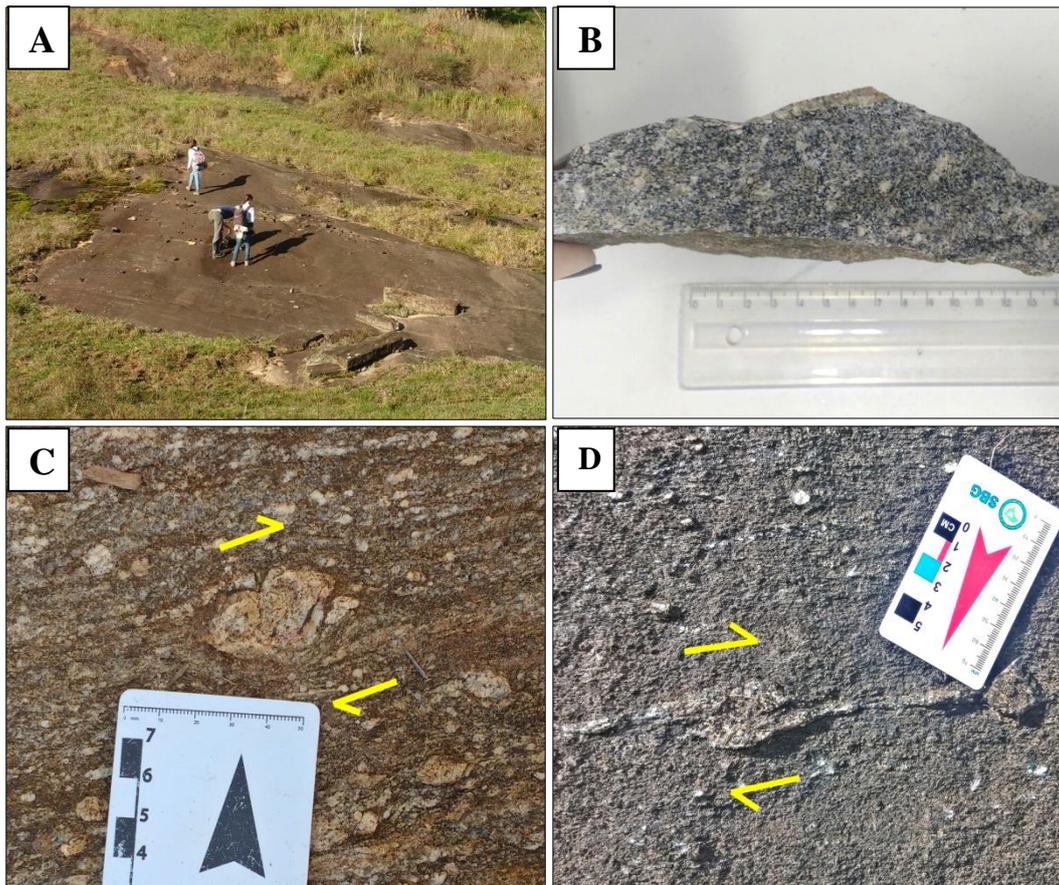


Figura 3. (A) Afloramento do tipo lajedo onde comumente ocorre o biotita metagranitoide mesocrático. (B) Amostra de mão em que é possível observar a foliação milonítica incipiente com ausência de bons indicadores cinemáticos. (C) Veio de quartzo deformado com cinemática destal. (D) Foliação milonítica com destaque para o porfiroclasto de álcali-feldspato do tipo delta atuando como indicador cinemático destal. Fonte: Autores, 2017.

Metatextito

Esta unidade (Figura 4) ocorre em toda a porção oeste da área e os afloramentos são dos tipos bloco, lajedo e principalmente do tipo paredão, raramente ultrapassando 25 metros de comprimento, 10 de largura e 5 metros de altura. A fusão parcial da rocha é o que mais chama atenção nos afloramentos mapeados e observa-se que as estruturas de pré-fusão parcial foram bem preservadas, sendo estas mais abundantes que as porções neoformadas.

Ocorrem metatextitos tanto do tipo *patch* como também do tipo estromático, que se encontram milonitizados. Em determinados afloramentos, a migmatização é muito mais evidente com a segregação de leucossoma e melanossoma. Entretanto, no restante da área, o que se observa são porções pertencentes separadamente a cada uma dessas partes. O melanossoma é representado por piroxênio ou anfibólio idioblástico, de granulação média, comumente preto ou verde escuro e de brilho vítreo. Essa porção do migmatito encontra-se tanto em aglomerados de cristais em porções individualizadas estreitas com cerca de 20 centímetros de largura, tanto em cristais individuais ou uma pequena aglomeração destes dentro do leucossoma.

O leucossoma possui textura granoblástica e é caracterizado por apresentar cristais de álcali-feldspato branco-amarelados de granulação majoritariamente grossa, brilho vítreo e clivagem em 90°, além de quartzo, também com granulação predominantemente grossa e brilho que varia de gorduroso a vítreo. O *residuum* ou o paleossoma (difícil distinção em campo) é

mesocrático e ocorre em granulação fina, sendo composto por álcali-feldspato, quartzo, biotita e plagioclásio.

Veios de quartzo ocorrem com certa frequência, encaixados nos planos de foliação milonítica, sendo de dimensões centimétricas. Fraturas, embora vistas, não são tão características como na unidade anteriormente descrita. Indicadores cinemáticos de granada, quartzo e álcali-feldspato, sendo estes os mais comuns, possuem cinemática destal. A atitude média, em dip direction/dip, para esta unidade é 110°/60°.



Figura 4. (A) Afloramento do tipo paredão onde comumente ocorre a Unidade Metatexito, sendo possível observar algumas feições de fusão parcial. (B) Leucossoma com dobras fechadas na forma de M, S e Z, apresentando vergência para NE. (C) Segregação entre leucossoma, melanossoma e *residuum* em afloramento de metatexito encontrado. (D) Foliação milonítica e porfiroclasto de granada, do tipo sigma, atuando como indicador cinemático sinistral no Metatexito. Fonte: Autores, 2017.

Ultramilonito

A Unidade Ultramilonito (Figura 5) é caracterizada por apresentar alto grau deformacional, cuja matriz recrystalizada corresponde a mais de noventa por cento da rocha (90%). Encontra-se ao longo de toda a área, sendo disposta nas porções centrais como uma "faixa" de *trend* NE-SW. Os seus afloramentos são representados tanto por cortes de estrada, paredões e principalmente lajedos de extensões muito variadas, mas que raramente ultrapassam 20 metros de comprimento, 15 de largura e 10 metros de altura.

A presença de estruturas é variada, sendo mapeados veios de quartzo de dimensões centimétricas que aproveitavam a foliação milonítica para cristalizarem, assumindo, desta forma, as mesmas medidas de mergulho e de direção de mergulho dos planos de foliação da

Mapeamento geológico em regiões de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, ES

rocha. Fraturas não são tão frequentes, mas quando ocorrem, perfazem praticamente toda a extensão do afloramento, e em alguns casos, exibem padrões conjugados. No tocante à mineralogia, não se observa um padrão na ocorrência de granada, visto que esta ocorre de maneira aleatória na área.

Cristais de piroxênio e/ou anfibólio foram encontrados em alguns locais, tendo coloração cuja tonalidade varia de verde a preto. Os outros minerais encontrados foram biotita, de grãos muito pequenos e parcialmente alterados em alguns afloramentos; plagioclásio, de granulação fina, coloração branca e muitas vezes alterado para caulinita; álcali-feldspato, de granulação média e de coloração amarelada, tendo clivagem em 90° bem marcada em alguns grãos, e quartzo, incolor, de brilho vítreo a gorduroso, estando comumente estirado sob a forma de *ribbons*. As foliações S e C estavam praticamente paralelizadas, evidenciando a intensidade de deformação pela qual a rocha foi submetida.

Porfiroclastos de álcali-feldspato e quartzo são os indicadores cinemáticos mais comuns nesta unidade e, embora a granada tenha ocorrência restrita, também assume este papel. Todos eles, porém, ocorrem tanto de maneira sinistral e como dextral (principalmente). Lineações de estiramento foram mapeadas em apenas um ponto para esta unidade, pois nele havia uma seção de corte paralela ao eixo x de maior estiramento, sendo assim, ideal para medição. Elas possuem atitudes médias em notação dip direction/dip de $35^\circ/08^\circ$, o que evidencia baixos ângulos de mergulho e strike NE-SW, concordante ao cisalhamento regional.



Figura 5. (A) Afloramento do tipo lajedo onde ocorre o Ultramilonito, com destaque para a foliação milonítica bem marcada. (B) Amostra de mão da Unidade Ultramilonito com destaque para os grãos estirados e as foliações S e C praticamente paralelizadas. (C) Lineação de estiramento presente no ultramilonito. Fonte: Autores, 2017.

Análise Estrutural

As foliações miloníticas encontradas na Unidade Ultramilonito dispõem de um intervalo de medidas em dip direction/dip de direção de mergulho entre 100 a 115° na região mais ao norte, enquanto na região mais ao sul, apresenta medidas entre 120 a 130° . O mergulho das camadas nessa unidade apresenta uma variação entre 58 a 75° . A distribuição de Fisher mostra

uma densidade máxima em $108^{\circ}/56^{\circ}$ e pela análise do diagrama de rosetas, observam-se maior frequência de medidas para SE (Figura 6A). Os indicadores cinemáticos ocorrem como porfiroclastos de álcali-feldspato centimétricos nas rochas, em que na seção de maior estiramento ou subparalela a esta, é possível averiguar a cinemática do movimento, principalmente dextral.

Na Unidade Metatextito, a foliação se mostra bem evidente nos afloramentos com medidas mais expressivas de direção de mergulho entre 117 a 122° , podendo chegar a 140° . Já o mergulho das rochas apresenta majoritariamente medidas entre 58 a 66° , entretanto, podem chegar pontualmente a 22° . A distribuição de Fisher mostra uma densidade máxima em $114^{\circ}/63^{\circ}$ e o diagrama de rosetas mostra que a frequência das medidas evidencia um *trend* para SE (Figura 6B).

Os indicadores cinemáticos se caracterizam por porfiroclastos de quartzo e álcali-feldspato, podendo ou não estar associados com granada, sendo que esta, eventualmente, pode ocorrer indicando a cinemática do movimento. Indicam uma cinemática sinistral, contudo em determinadas seções podem também indicar uma cinemática dextral. O bandamento composicional presente nessas rochas pode mostrar dobras, usualmente fechadas, sendo claramente evidenciadas na superfície dos afloramentos. Mostram dobras secundárias em forma de M, S e Z. A direção da vergência dessas dobras é coincidente com a foliação milonítica, ambas com *trend* para NE. Nota-se que em algumas porções, as dobras formadas pelo bandamento composicional tornam-se mais intensamente deformadas e irregulares, seguindo um padrão caótico sem uma direção preferencial e raiz.

A Unidade Biotita Metagranitoide Mesocrático, apesar de mostrar evidente foliação em alguns afloramentos, nas análises feitas em amostra de mão, as relações de corte refletem uma foliação incipiente, através da orientação preferencial da biotita, mostrando direção de mergulho próximo da unidade descrita anteriormente. O mergulho das camadas nessa unidade, majoritariamente mostra medidas acima de 70° podendo chegar a valores por volta de 82° . A distribuição de Fisher mostra uma densidade máxima em $114^{\circ}/63^{\circ}$ e o diagrama de rosetas representantes dessa unidade indica maiores frequências para SE (Figura 6C). Os indicadores cinemáticos comuns são os porfiroclastos de plagioclásio, que possuem tamanhos centimétricos e indicam principalmente uma cinemática dextral.

Em um ponto foi encontrado um dique granítico de granulação fina, com cerca de 1 metro de largura, que estava concordante com o mergulho das camadas da Unidade Biotita Metagranitoide Mesocrático, porém não apresentava foliação. No afloramento era nítido o contato entre o dique e a outra rocha devido à diferença de textura e estrutura.

No que se refere a estruturas rúpteis, frequentemente ocorrem fraturas que interceptam em alto ângulo as foliações presentes nas rochas, apresentando mergulho sub-vertical, porém podem ocorrer sub-horizontalizadas. Pela distribuição de Fisher e o diagrama de roseta, a análise dessas estruturas mostram maior frequência e densidade dos planos para NW-SE. (Figura 6D). Nas regiões em que o processo metamórfico e deformacional ocorreu de forma menos intensa, como visto na Unidade Biotita Metagranitoide Mesocrático, observa-se um caráter metaígneo com foliação demarcada pelos planos de biotita.

A partir da interpretação das estruturas vistas em campo, foram identificadas três fases deformacionais. A primeira fase (Dn-1) originou um bandamento composicional nas rochas da Unidade Metatextito.

A segunda fase deformacional de esforço compressivo oblíquo (Dn) com eixo de maior esforço de direção NW-SE cisalha as rochas, sendo responsável pela formação de uma foliação milonítica de *strike* NE-SW relacionado ao metamorfismo dinâmico da zona de cisalhamento, no qual se observa nas rochas presentes na Unidade Ultramilonito e Metatextito, assim como também nas rochas mais distantes do núcleo do cisalhamento, como a Unidade Biotita Metagranitoide Mesocrático. No decorrer deste evento deformacional, ocorre fusão parcial dos

Mapeamento geológico em regiões de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, ES

metatexitos e a porção leucocrática do bandamento composicional presente nas rochas desta unidade é transposta, formando dobras assimétricas interfoliárias sobre a foliação milonítica. A progressão do processo deformacional causa flancos estirados e rompidos, por vezes formando *necks*.

A última Fase deformacional (Dn+1) é responsável pela formação de estruturas rúpteis e, geralmente, cortam em alto ângulo a foliação, sendo que também, não usualmente, ocorrem subparalelas a esta. Essa fase deformacional correlaciona-se aos eventos pós-tectônicos, relacionadas ao relaxamento crustal do orógeno, quando as rochas se encontravam já estabelecidas.

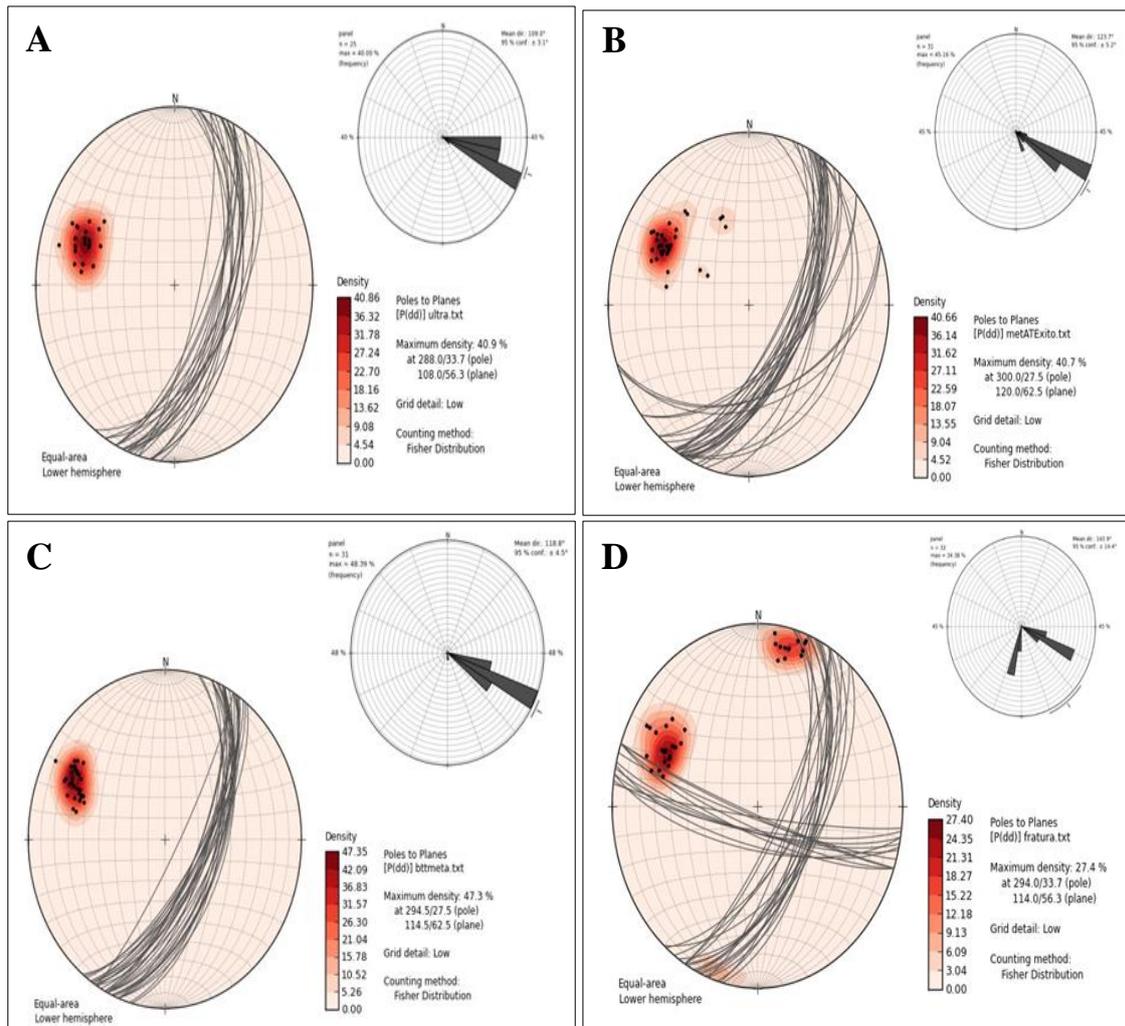


Figura 6. Representação das medidas de estruturas em estereogramas com distribuição de Fisher e diagramas de roseta. (A) Foliação do ultramilonito. (B) Foliação milonítica do metatexitos. (C) Foliação milonítica do biotita metagranitoide mesocrático. (D) Representação das duas direções de fraturas, sendo predominante as de direção NW-SE. Fonte: Autores, 2017.

Mapa Geológico

Com reunião de informações geológicas obtidas por meio desta, foi possível realizar o mapa geológico final para a área, que se encontra na Figura 7. A unidade ocorre na porção central da área, ao longo da Zona de Cisalhamento Guaçuí, ao passo que a Unidade Biotita

Metagranitoide Mesocrático está mapeada mais na porção leste da área de pesquisa. A Unidade Metatexito, por sua vez, tem sua ocorrência catalogada na porção oeste.

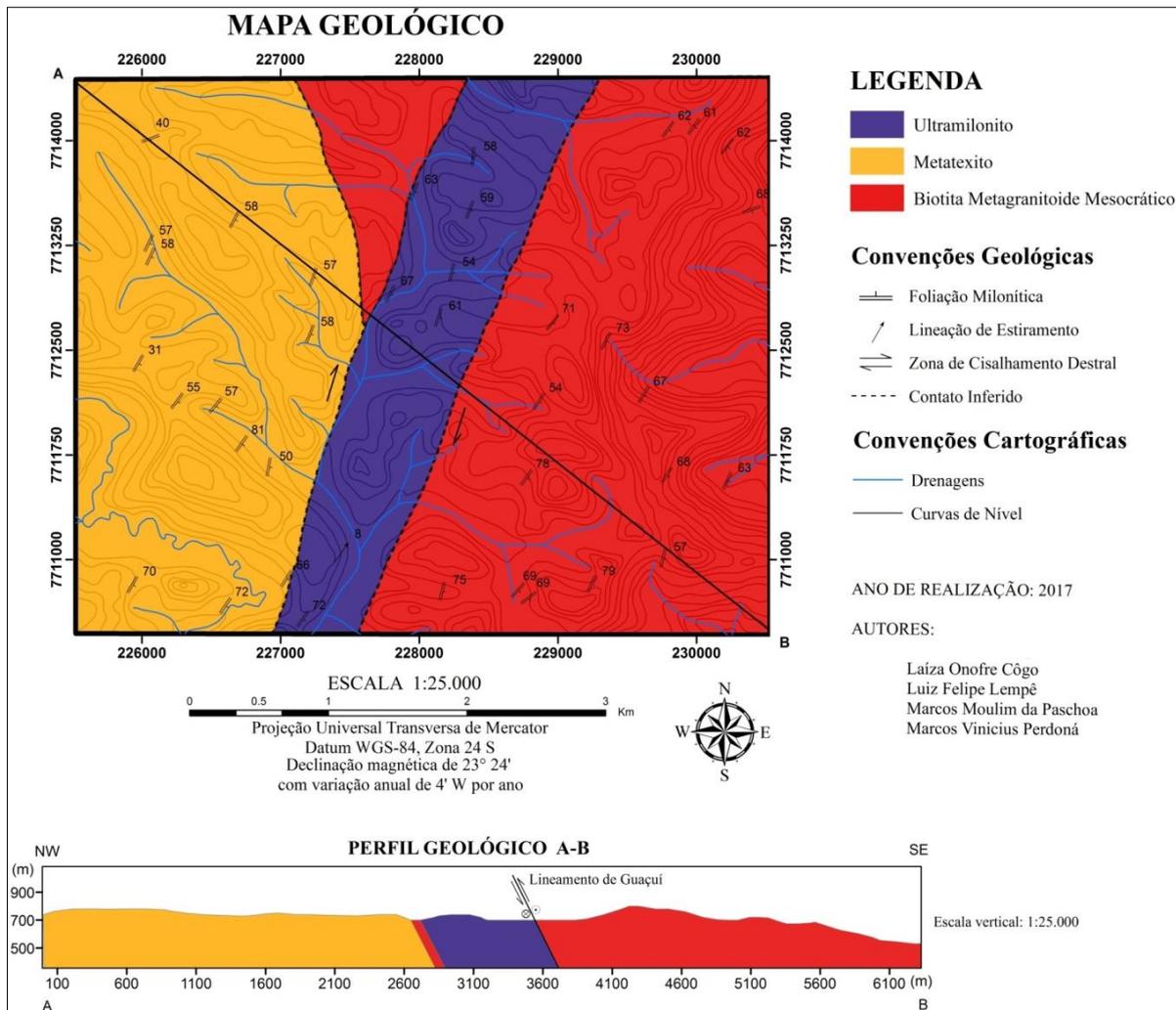


Figura 7. Mapa geológico final gerado para a área de estudo. Fonte: Autores, 2017.

CONCLUSÃO

A Folha Espera Feliz 1:100.000 (HORN,2007) reconhece para a área de mapeamento rochas que são enquadradas no Complexo Paraíba do Sul, ou então, sendo referentes ao Ortognaisse Estrela, ou classificadas como milonitos e migmatitos, além de depósitos aluvionares nas bacias dos rios. Como a escala do mapeamento adotada é significativamente maior (1:25.000), algumas unidades cartografadas pela bibliografia não foram encontradas.

Desta forma, dentre as unidades a maior parte da Unidade Biotita Metagranitoide Mesocrático correlaciona-se no que a literatura adotada chama de Complexo Paraíba do Sul. Evidências em campo comprovam parcialmente esta relação, já que as rochas mapeadas não apresentam o bandamento composicional descrito pela literatura, não podendo ser classificadas como gnaisses, como a mesma sugere, entretanto, a composição mineralógica está de acordo, uma vez que alguns afloramentos da unidade mapeada possuem abundância em granada, e em raros casos, muscovita.

O Biotita Metagranitoide Mesocrático também tem sua ocorrência na região que a Folha Espera Feliz (HORN, 2007) denomina Ortognaisse Estrela, que geralmente está associado a cotas de, em média, 600 metros de amplitude e localiza-se a leste da região do Lineamento

Mapeamento geológico em regiões de Alegre, Guaçuí e Ibitirama, ES

Guaçuí. Cabe ressaltar que a observação anteriormente feita sobre o bandamento composicional também cabe neste caso, de modo que não é plausível classificar as rochas como gnaisses, mas sim metagranitoides. A associação de milonitos e migmatitos está condizente com a literatura.

A Unidade Ultramilonito possui porfiroclastos de cinemática preferencialmente dextral, foliações S e C que se entruncam e lineações minerais e de estiramento. Já o Metatexito, de ocorrência na porção oeste da área, está relacionado com o que a Folha Espera Feliz chama de zona marginal da região do Lineamento de Guaçuí, com estruturas de fusão parcial do tipo *patch* ou estromático.

O mapa geológico final da área prescreve a ocorrência de biotita metagranitoide mesocrático em predominância na porção leste da área, ao contrário da Unidade Metatexito, cujo mapeamento se deu na porção oeste. Em direção NE-SW e estando mapeada em toda a área está a Unidade Ultramilonito, que praticamente divide em escala de mapa as duas unidades anteriormente descritas.

De acordo com o modelo de evolução crustal da área, assim como a estratigrafia dos litotipos, as rochas representantes das unidades mapeadas correlacionam-se ao granitoide gerado no início da edificação orogênica, classificado como estágio pré-colisional-G1, de acordo com Pedrosa Soares et al. (2007).

As estruturas presentes nessas unidades estão relacionadas ao quarto evento proposto por Pedrosa Soares et al. (2007), em que o escape lateral da porção sul acomodado por cisalhamento forma um sistema de transcorrência dextral de *trend* NE, sendo esta fase deformacional, relacionada ao evento deformacional D3 da Folha Espera Feliz, de Horn (2007). Este evento também é responsável por obliterar as foliações formadas no Biotita Metagranitoide Mesocrático e gerar as unidades Ultramilonito e Metatexito, que se formam durante o estágio de escape lateral relacionadas ao metamorfismo dinâmico da zona de cisalhamento, sendo a última unidade, gerada por fusão parcial. As fraturas encontradas em todas as unidades estão relacionadas ao último deformacional, definido na Folha Espera Feliz (Horn, 2007) como D5.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A.C.; PERES, G.G.; CRUZ, S.; WHITTINGTON, A. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the neoproterozoic assembly of Gondwana.** Precambrian Research, Amsterdam, v.149, n.1, p. 43-63, set. 2006.

BRITO-NEVES, B.B.; CAMPOS-NETO, M.C.; FUCK, R. **From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage.** Episodes, Seul, v. 22, n. 3, p.155-199, set. 1999.

DELGADO, I.M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil:** texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. cap. 5, p. 227-335.

GEOBASES - **Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo.** Vitória: INCAPER, 2017. Disponível em: <<http://www.geobases.es.gov.br>>. Acesso em: 14 jul. 2020.

HEILBRON, M.L.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C., TROUW, R.A.J.; Janasi, V.A. **Província Mantiqueira.** *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Ed.). **Geologia do**

GEOLOGIA REGIONAL E RECURSOS MINERAIS

Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. cap. 13, p. 203-234.

HORN, A.H. **Geologia da folha Espera Feliz SF.24-V-A-IV, Escala 1:100.000.** Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil- PLGB. Brasília: CPRM/UFMG, 2007.

IJSN - Instituto Jones Santos Neves. **Nota Técnica: Mapeamento geomorfológico do estado do Espírito Santo.** Vitória: IJSN, 2012. Disponível em: <http://www.ijsn.es.gov.br/ConteudoDigital/20120718_ij01271_notatecnica28.pdf>. Acesso em: 14 jul. 2020.

NOCE, C.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SILVA, L.C.; ALKMIM, F.F.O **Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí.** Geonomos, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 17-23, jul. 2007.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; WIEDEMANN C.M.; PINTO, C.P. **The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly.** Precambrian Research, Amsterdam, v. 110, n. 1, p. 307-323, ago. 2001.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; SILVA, L.C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977.** Geonomos, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 1-16, jul. 2007.

VIEIRA, V. S. **Cachoeiro de Itapemirim, Folha SF.24-V-A-V: Estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, Escala 1:100.000.** Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília: DNPM/CPRM, 1997.

Capítulo 6

Perfil produtivo das rochas ornamentais no ES, com destaque para os pólos Nova Venécia e Cachoeiro de Itapemirim

Suzana Donna Gaburo¹; Clayton Ricardo Janoni²

RESUMO. O Espírito Santo é o principal estado produtor de rochas ornamentais do país, atingindo a categoria de maior processador e exportador de rochas ornamentais do Brasil, sua participação na economia representa 79,37% do total do faturamento de rochas ornamentais exportadas do país. Os municípios de Nova Venécia, São Gabriel da Palha, Vila Pavão, Águia Branca, Barra de São Francisco, Ecoporanga e São Domingos do Norte localizados na região norte-noroeste capixaba, configuram um dos maiores polos de extração de rochas ornamentais da região sudeste do Brasil, especificamente quanto às rochas graníticas mais bem consideradas em termos de revestimento e ornamentação. Por sua vez, no Sul do estado, o município de Cachoeiro de Itapemirim, detém as maiores reservas de mármore e rochas graníticas, e forma em conjunto com os municípios de Alegre, Afonso Cláudio, Castelo, Vargem Alta e Venda Nova do Imigrante, outro importante polo produtor. Devido aos processos geológicos que influenciaram diretamente nos produtos ornamentais, aliado a sua ampla distribuição geográfica, este trabalho tem como propósito estabelecer uma comparação entre os polos de rochas ornamentais do estado, se pautando em uma abordagem produtiva, além de uma análise temporal quanto ao panorama de áreas requeridas junto a ANM - Agência Nacional de Mineração, no período entre 2009 e 2019, como elemento comprobatório ao perfil de destaque do Espírito Santo no cenário nacional. Conclui-se que o Espírito Santo é o estado que possui um alto potencial geológico-geotectônico e detém as maiores reservas lavráveis de mármore e granito do Brasil. Se tornou líder no setor de rochas ornamentais e atualmente comporta o maior parque industrial de beneficiamento da América latina, localizado em Cachoeiro de Itapemirim. Os principais municípios produtores são Ecoporanga, Barra de São Francisco, Cachoeiro de Itapemirim e Vila Pavão. A extração e beneficiamento de mármore e granito estimularam o desenvolvimento do estado e incentivaram a criação de milhares de empregos.

PALAVRAS-CHAVE. Rochas ornamentais, Produção.

INTRODUÇÃO

O Espírito Santo é o principal produtor e o maior processador e exportador de rochas ornamentais do Brasil, possui participação significativa na economia equivalente a 79,37% do total de exportações brasileiras (ABIROCHAS, 2018). O setor produtivo de rochas do Estado se configura em dois polos de extração de rochas ornamentais, sendo: polo Nova Venécia, e o polo Cachoeiro de Itapemirim. Em termos geológicos, ambos polos possuem produtos pétreos de rochas graníticas, entretanto, o NV se destaca devido a maior diversidade de granitos, enquanto o polo sul se destaca pelas faixas de rochas carbonáticas constituídas por mármore calcítico e dolomítico. Devido aos processos geológicos que influenciaram diretamente nos produtos ornamentais, aliado a distribuição geográfica dos mesmos no Espírito Santo, este

¹Aluno de Graduação no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo - suzanadonna2@gmail.com;

²Professor no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo - cr.janoni@gmail.com

Perfil produtivo das rochas ornamentais no ES, com destaque para os pólos Nova Venécia e Cachoeiro de Itapemirim

trabalho tem como propósito estabelecer uma análise produtiva dos polos de rochas ornamentais no norte e sul do estado, além de uma análise temporal quanto ao panorama de áreas requeridas junto a ANM - Agência Nacional de Mineração, no período entre 2009 e 2019, como elemento comprobatório ao perfil de destaque do Espírito Santo no cenário nacional.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O setor produtivo de rochas do Espírito Santo, se configura em dois polos de extração de rochas ornamentais, sendo: polo Norte/Nova Venécia, e o polo Sul/Cachoeiro de Itapemirim. O polo norte engloba os municípios de Nova Venécia, São Gabriel da Palha, Vila Pavão, Águia Branca, Barra de São Francisco, Ecoporanga e São Domingos do Norte localizados na região norte-noroeste capixaba. O polo sul engloba os municípios de Cachoeiro de Itapemirim, Alegre, Afonso Cláudio, Castelo, Vargem Alta e Venda Nova do Imigrante. A Figura 1 destaca os polos produtores de rochas ornamentais do Estado do Espírito Santo, bem como os municípios que os configuram.



Figura 1 – Mapa do Estado do Espírito Santo com destaque para os polos de extração de rochas ornamentais Norte e Sul, e seus respectivos acessos (Fonte: DNIT, 2012).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Geologia do estado do Espírito Santo no contexto da Plataforma Sul-Americana

O Estado do Espírito Santo é notável pela sua diversidade geológica com potencial comprovado para produção de rochas ornamentais e petróleo, assumindo destaque no cenário mineral nacional. A compartimentação tectônica do Estado do Espírito Santo traz um recorte geológico exclusivamente proterozoico onde resguarda a presença de alguns núcleos granulitizados remanescentes de orógenos paleoproterozoicos, como por exemplo o Complexo Caparaó (CPRM, 2015).

Grande parte do Estado do Espírito Santo é situado nos domínios do Orógeno Araçuai do Sistema de Orógenos Brasileiro III ou Setor Norte da Província Estrutural Mantiqueira e no contexto do Ciclo Orogênico Pan Africano/Brasiliano, representado por cinturões móveis, faixas de dobramentos ou orógenos paleoproterozoicos a cambrianos formados durante a aglutinação do Gondwana Ocidental. Ao longo deste cinturão orogênico se desenvolveu uma granitogênese intensa associada a formação do arco magmático, assim configurando as intrusões ou suítes de rochas granitóides, produzidas para fins ornamentais.

São bem distintos os dois domínios na estruturação geológica do Estado do Espírito Santo, atestada pelos terrenos pré-cambrianos e fanerozoicos, para uma melhor visualização do enquadramento geológico capixaba num cenário geotectônico, é necessária uma compreensão sobre a Plataforma Sul-americana e suas províncias estruturais brasileiras, sobre as quais entende-se como grandes regiões que manifestam feições de evolução estratigráfica, tectônica, metamórfica e magmática diferentes das apresentadas pelas províncias adjacentes.

Schobbenhaus e Brito Neves (2003) dividem as províncias brasileiras em dois conjuntos tectono-estratigráficos distintos: a porção norte-nordeste que compreende o Cráton Amazonas, com idade e composição pré-Brasiliiana (Arqueano ao Mesoproterozoico); e a porção central e centro-oriental do Brasil, de domínio Brasileiro e idade Neoproterozoica.

Província Mantiqueira e o Orógeno Araçuai

O Espírito Santo está localizado no Escudo Atlântico, inserido na Província Mantiqueira, que se estende ao longo da região costeira entre o sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, por mais de 3.000 km e direção NE-SW. Esta unidade geotectônica faz limite com a Província Tocantins, Cráton do São Francisco, Bacia do Paraná e com as bacias costeiras do Espírito Santo-Mucuri, Campos, Santos e Pelotas, sendo compartimentada em três domínios estruturais: central, setentrional e meridional (HEILBRON et al., 2004).

A Província Mantiqueira (Figura 2) engloba os orógenos Araçuai, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel. Desenvolveu-se a partir da amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental, de idade neoproterozoica-cambriana, durante a orogênese Brasileira-Pan Africana. Em Almeida (1977) define a Faixa Araçuai como sendo a faixa de dobramentos edificada paralelamente à margem sudeste do Cráton do São Francisco, durante a Orogênese Brasileira.

De acordo com Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares et al. (2001, 2006, 2007, 2011), a evolução do Orógeno Araçuai pode ser compartimentada em quatro estágios, que são: pré-colisional, sin-colisional, tardi-colisional e pós-colisional. Durante estes estágios evolutivos se edificou o arco magmático de margem ativa e conseqüentemente toda a granitogênese relacionada ao orógeno.

Perfil produtivo das rochas ornamentais no ES, com destaque para os pólos Nova Venécia e Cachoeiro de Itapemirim

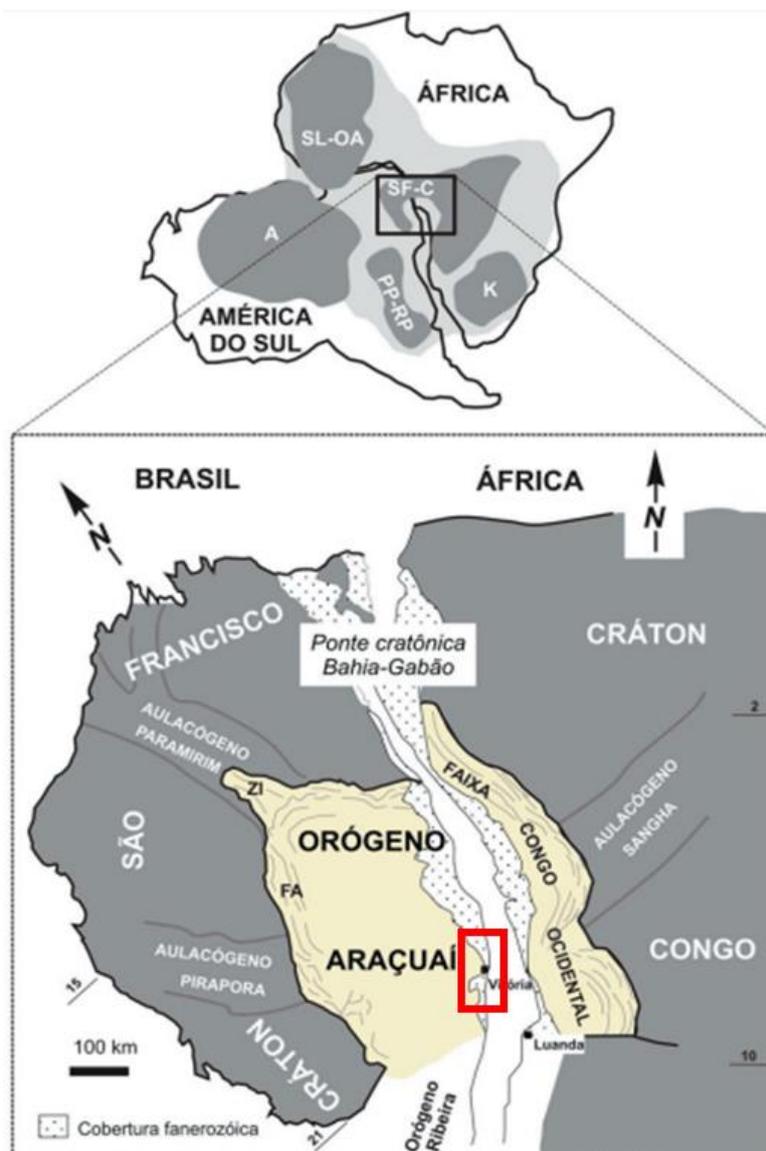


Figura 2 – Imagem mostrando o orógeno Araçuai na região central do Paleocôntinente Gondwana, destacando em vermelho o Espírito Santo (Fonte: modificado de Pedrosa-Soares et al. 2007).

METODOLOGIA

Este trabalho se trata de uma pesquisa pautada no método dedutivo e dialético, visando responder os questionamentos previamente definidos à cerca de um objeto hipotético (POPPER, 1975). A pesquisa tem com eixo investigativo, o estabelecimento de uma análise exploratória, legal e produtiva frente as diversas interfaces que configuram os dois polos de extração e beneficiamento de rochas ornamentais do Estado do Espírito Santo.

O desenvolvimento do trabalho se fundamentou em duas etapas, 1) Planejamento com definição de bases teóricas e 2) Análise dos dados minerários, sendo esses dados produtivos e legais.

O planejamento inicial consta a pesquisa bibliográfica que foi desenvolvida a partir de material já elaborado, constituído de livros, artigos científicos e outras fontes de pesquisa como revistas e sítios eletrônicos.

A análise temporal de dados minerários, que consiste no tratamento e interpretação dos dados através de métodos estatísticos e processuais. A base fundamental de informações

consiste nos Processos Minerários de rochas ornamentais dos polos de Nova Venécia e Cachoeiro de Itapemirim, entre os anos de 2009 e 2019. O polo norte engloba os municípios de Nova Venécia, São Gabriel da Palha, Vila Pavão, Águia Branca, Barra de São Francisco, Ecoporanga e São Domingos do Norte. O polo sul engloba os municípios de Cachoeiro de Itapemirim, Alegre, Afonso Cláudio, Castelo, Vargem Alta e Venda Nova do Imigrante.

Os dados foram obtidos na plataforma SIGMINE (Sistema de Informação da Mineração) e o Cadastro Mineiro do Departamento Nacional de Produção Mineral/Agência Nacional de Mineração (DNPM/ANM), estes apresentam-se no Apêndice.

Através do tratamento de dados, foram obtidos gráficos com probabilidades estatísticas mediante as informações obtidas, promovendo uma discussão produtiva do setor de rochas ornamentais no ES, e com isso identificando aspectos positivos e negativos que o setor enfrentou ao longo de dez anos.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Processos minerários do ES e o mercado brasileiro de exportações

Devido à crise do mercado imobiliário dos EUA em 2008 houve uma recessão da economia mundial, recuaram tanto a produção quanto as exportações brasileiras de rochas ornamentais. Entretanto a partir de 2009 registrou-se um expressivo aquecimento no mercado imobiliário brasileiro, que se tornou um alvo para os grandes fornecedores mundiais de revestimentos, bem como uma alternativa real para as exportações. O setor mineral experimenta uma retomada do número de áreas requeridas para pesquisa mineral, exatamente junto ao setor de rochas ornamentais, e é considerado neste estudo o momento inicial de análise nesta relação temporal até 2019 (Figura 3).

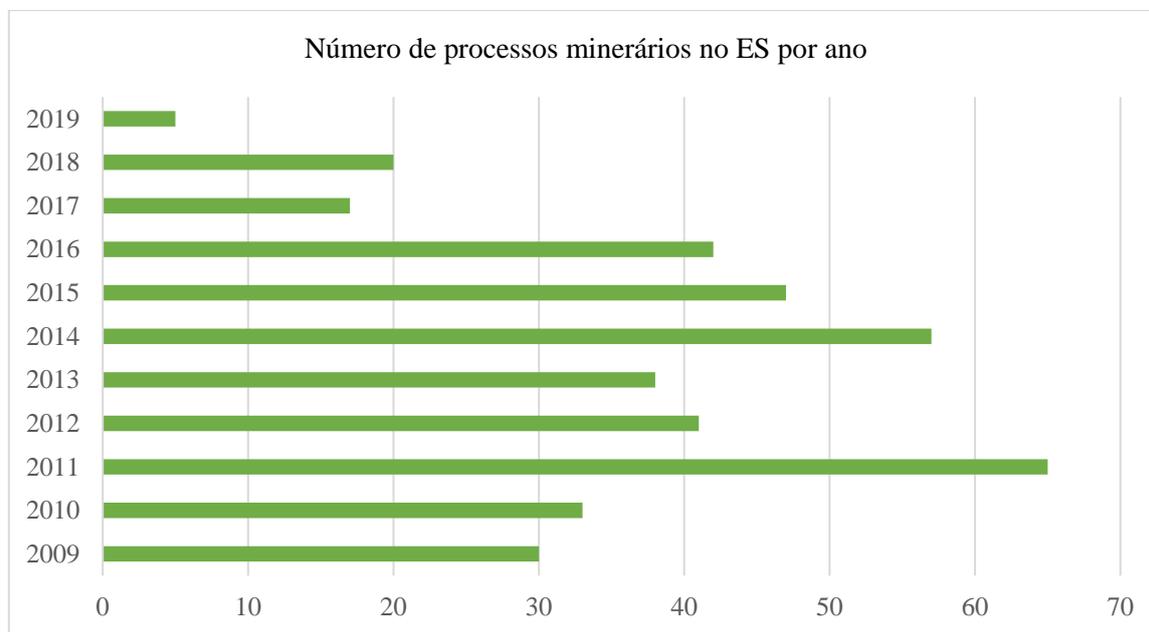


Figura 3 – Gráfico do número de processos minerários no Espírito Santo entre 2009 e 2019.

Considera-se que o desempenho brasileiro recente do setor de rochas ornamentais, nos mercados interno e externo, tenha sido mais condicionado por fatores estruturais da economia nacional e da demanda mundial de revestimentos do que pelos problemas e deficiências do próprio setor. Vale ressaltar que o mercado funciona de acordo com o número de

Perfil produtivo das rochas ornamentais no ES, com destaque para os pólos Nova Venécia e Cachoeiro de Itapemirim

empreendimentos em atividade, o número de processos minerários é apenas um indicativo que varia de acordo com o mercado de rochas ornamentais.

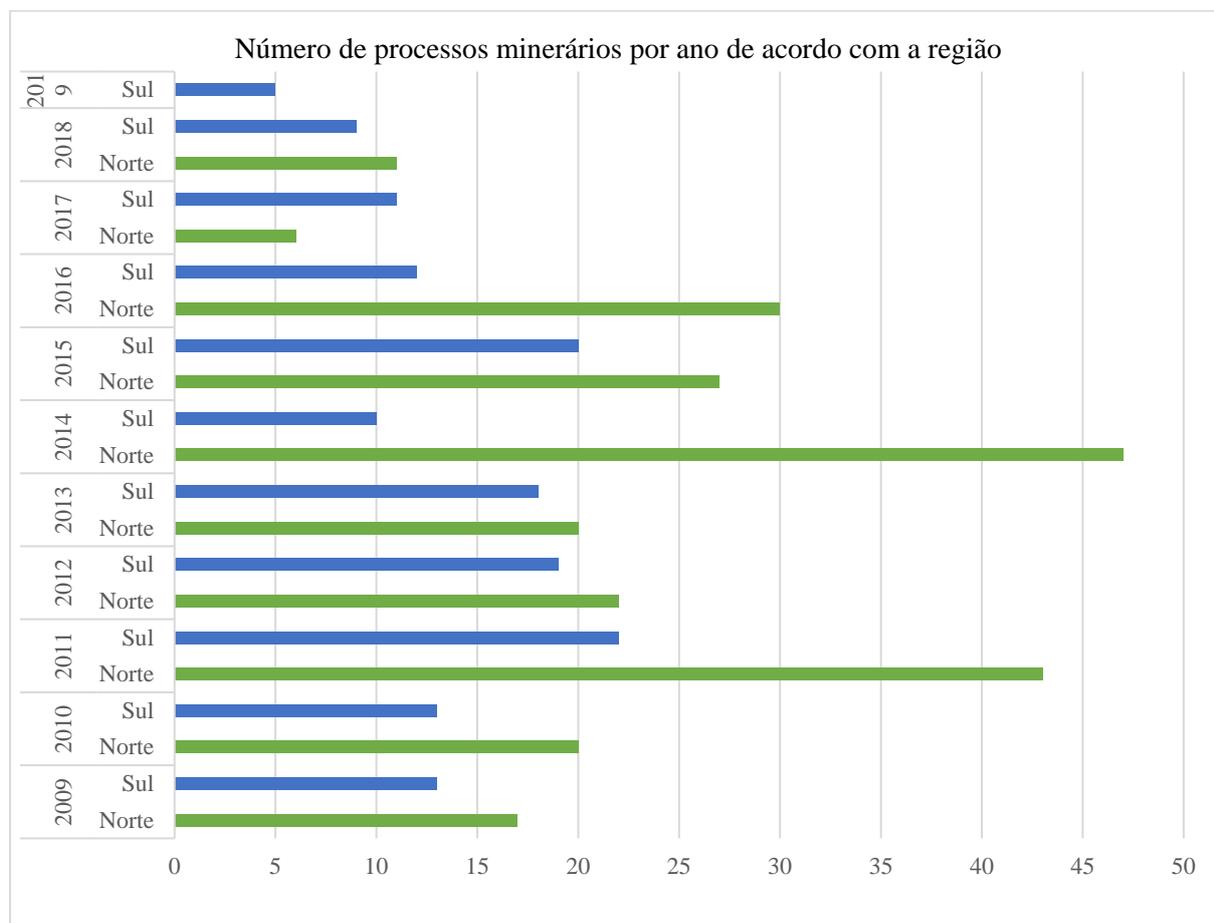


Figura 4 – Gráfico indicando o número de processos minerários entre os anos de 2009 e 2019 de acordo com a regiões norte e sul do estado do ES.

A região norte se destaca pelo maior número de processos minerários (Figura 1), apenas em 2017 houve uma queda no número de requerimentos em relação a região sul, entretanto no ano seguinte a região norte se destacou novamente. Este fato se deve possivelmente pela queda dos valores destes bens minerais no mercado internacional, refletindo numa baixa de procura e interesse de requerimento de áreas, perfazendo assim uma variação no ciclo produtivo no setor na região norte.

O norte do estado possui as maiores jazidas de granito e este tipo de material tem sido extraído ao longo de décadas mesmo com as variações do mercado, devido sua alta qualidade, características de revestimento e valor de mercado. Em contrapartida, nos últimos anos o mármore se tornou uma tendência em termos de materiais de revestido, aumentando a procura desse tipo de material e elevando do seu valor no mercado.

Os municípios produtores serão avaliados a partir dos números de processos minerários em seu território. Os municípios que se destacam com o maior número de áreas requeridas e principais produtores são Ecoporanga, Barra de São Francisco, Cachoeiro de Itapemirim e Vila Pavão. Entretanto, os municípios com os menores números de áreas requeridas são Venda Nova do Imigrante, São Domingos do Norte, Águia Branca e São Gabriel da Palha (Figura 5).

No geral, o polo de rochas ornamentais do Norte apresenta o maior número de áreas requeridas dentro dos municípios que o compõe, cerca de 243 processos minerários. Enquanto o polo sul de Cachoeiro de Itapemirim apresentou 153 processos.

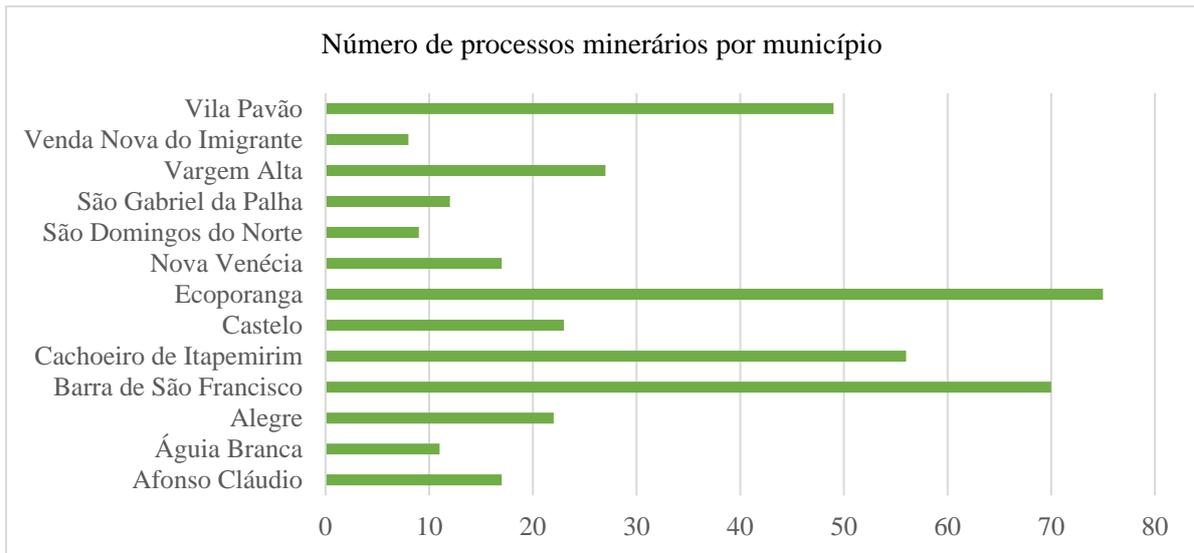


Figura 5 – Gráfico indicando o número de processos minerários por município.

As substâncias mais requeridas no estado (Figura 6) são Granito, Mármore e Gnaisse. A região sul se destaca devido à variedade de rochas que apresentam coloração mais clara, textura mais homogênea como Quartzito, Sienito e Mármore. O município de Cachoeiro de Itapemirim se destaca como maior polo de extração e beneficiamento onde concentram-se as maiores jazidas de mármore do estado. O beneficiamento de quase toda a produção do Espírito Santo ocorre em Cachoeiro de Itapemirim, com o qual o aumento da demanda internacional pelos granitos brasileiros acarretou também a consolidação e expansão da indústria de beneficiamento no aglomerado sul e a conseqüente necessidade de empresas fornecedoras de equipamentos e insumos e prestadoras de serviços para seu parque industrial.

No norte do estado, no polo de Nova Venécia se destacam rochas com coloração e textura mais diversificados, como Granito, Migmatito e Gnaisse, também possui as maiores jazidas de granito do estado, bem como sua extração. Em Nova Venécia concentra o polo processador e beneficiador do material extraído destas localidades que o compõe e segue na forma de chapas de revestimento prontas para a exportação.

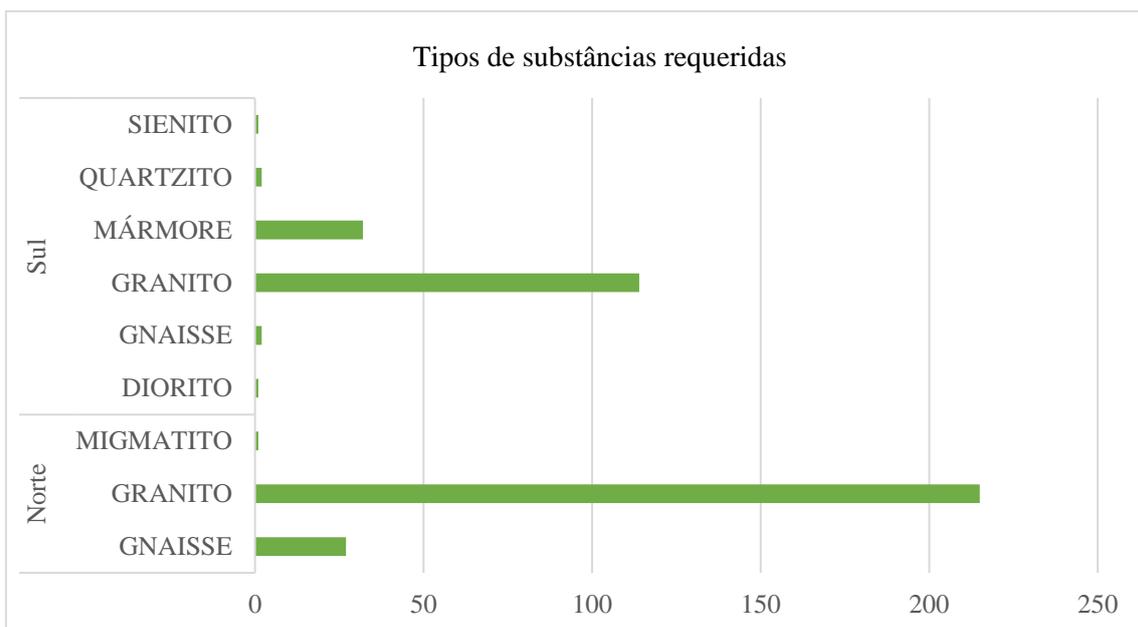


Figura 6 – Gráfico indicando os tipos de substâncias requeridas no estado (2009-2019).

Perfil produtivo das rochas ornamentais no ES, com destaque para os pólos Nova Venécia e Cachoeiro de Itapemirim

CONCLUSÃO

O Espírito Santo possui uma grande importância no setor de rochas ornamentais, é o estado que possui um alto potencial geológico-geotectônico e detém as maiores reservas lavráveis de mármore e granito do Brasil (ABIROCHAS, 2018). A partir do ano 2009 houve um aumento da demanda internacional pelos granitos brasileiros onde o estado se tornou líder no setor, sua produção de rochas ornamentais se apoia em regiões com impacto de logística e mercado regional, denominadas neste trabalho Polo Norte e Sul.

A extração e beneficiamento de mármore e granito estimularam o desenvolvimento do estado e incentivaram a criação de milhares de empregos. Os principais municípios produtores são Ecoporanga, Barra de São Francisco, Cachoeiro de Itapemirim e Vila Pavão. O Polo Norte apresenta o maior valor de produção mineral do estado enquanto o Polo Sul comporta o maior parque industrial de beneficiamento de rochas da América Latina, localizado em Cachoeiro de Itapemirim.

O mercado de rochas ornamentais tem uma peculiaridade em relação ao dos outros minérios, uma vez que as características estéticas das rochas extraídas estão intrinsicamente ligadas ao seu valor comercial, as substâncias mais requeridas no estado são Granito, Mármore e Gnaiss.

Os impactos socioeconômicos positivos e negativos decorrentes da atividade de mineração no estado, resumem principalmente à alteração do espaço físico no qual está instalada a pedreira e a dinâmica social. Dos impactos ao meio podemos citar alterações paisagísticas, alterações na forma de uso do solo, emissão de poeira e águas turvas (porém todas de baixa expressão). Quanto aos impactos socioeconômicos, destaca-se o aumento da oferta de empregos, incremento da atividade econômica do estado, indução ao desenvolvimento local e consequentemente aumento da arrecadação tributária, além da especialização da mão de obra local (o estado se tornou referência no mercado ao longo dos anos).

REFERÊNCIAS

ABIROCHAS, 2018. **O Setor Brasileiro de Rochas Ornamentais**. Disponível em: http://abirochas.com.br/wpcontent/uploads/2018/06/balancos/Informe_01_2018_Balanco_2017_v2.pdf. Acesso em junho de 2018.

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

CPRM, 2015. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais**. / Valter Salino Vieira, Ricardo Gallart de Menezes, Orgs. - Belo Horizonte.

HEILBRON, M.L., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R. & JANASI, V.A. 2004. **Província Mantiqueira**. Em: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & BritoNeves, B.B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano**. São Paulo, Editora Beca.

PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., ALKMIN F.F., SILVA L.C., BABINSKI M., CORDANI U., CASTAÑEDA C. 2007. **Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Geonomos, 15: 1-16.

PEDROSA-SOARES A.C., WIEDEMANN-LEONARDOS C.M. 2000. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.** In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), Tectonic Evolution of South America. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.

PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS C.P., NOCE C.M., SILVA L.C., NOVO T., RONCATO J., MEDEIROS S., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., DANTAS E., DUSSIN I., ALKMIN F.F. 2011. **Late Neoproterozoic- Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian pegmatite province and related mineral resources.** Geological Society, London, Special Publications. V 350: 25-51.

PEDROSA-SOARES, A. C., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G., GRADIM, C., BELÉM, J., RONCATO, J., NOVO, T., DIAS, P., GRADIM, D., MEDEIROS, S., JACOBHSON, T., BABINSKI, M. & VIEIRA, V. 2006. **Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo.** Geonomos, 14 (2): 97-111.

PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., WIEDEMANN C.M., PINTO C.P. 2001. **The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An Overview of a Confined Orogen Formed During Gondwanland Assembly.** Precambrian Research, 110: 307- 323.

POPPER, K. R. A. **Conhecimento objetivo.** Belo Horizonte: Itatiaia; São Paulo: Edusp, 1975.

SCHOBENHAUS, C., & BRITO NEVES, B. (2003). Capítulo I **A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana Introdução ao conceito de Plataforma.** Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Do Brasil, 5–25.

Capítulo 7

Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins-ES

Marcos Vinícius Perdoná¹; Ualisson Donardeli Bellon²; Jenesca Florêncio Vicente de Lima³

RESUMO. A petrografia macroscópica é uma etapa de grande importância para qualquer trabalho de geologia, sendo uma das muitas especialidades dos geólogos formados em universidades federais como a do Espírito Santo (UFES). Graças à complexidade geológica dos maciços do sul capixaba, esta etapa ganha ainda mais importância e relevância no meio. Este trabalho procura caracterizar macroscopicamente as rochas encontradas no Parque Estadual de Pedra Azul e em seus arredores e estabelecer uma conexão com trabalhos anteriormente realizados na área. O mapeamento geológico fora realizado durante 5 dias, mediante a análise em campo dos afloramentos e a coleta e posterior estudo das amostras de mão mais representativas. O mapeamento permitiu agrupar as rochas em 4 unidades litodêmicas, denominadas da seguinte forma: Sieno/Monzogranito, Diorito, Híbrida e Encaixante. Os resultados mostram muitas conexões com bibliografias anteriores, principalmente quanto à ocorrência e caracterização das feições de mistura de magmas, entretanto não há um consenso quanto à granulação dos litotipos, já que a bibliografia-base prescreve a não ocorrência de texturas inequigranulares porfíricas e/ou seriadas, sendo estas mapeadas nas unidades Sieno/Monzogranito e Diorito.

PALAVRAS-CHAVE. Unidades Litodêmicas, Mapeamento, Complexo Intrusivo.

INTRODUÇÃO

A granitogênese no Estado do Espírito Santo chama a atenção visto a complexidade das relações de contato entre os litotipos, bem como a grande variedade de forma e ocorrência destes. Este é o caso dos complexos intrusivos que ocorrem no sul capixaba, tal como o de Pedra Azul, cujo mapeamento fora realizado anteriormente por Wiedemann-Leonardos et al. (2000) na escala 1:25.000, e De Campos et al. (2016). Diante do exposto, este trabalho possui por finalidade descrever petrograficamente e em escala macroscópica as rochas encontradas no Parque Estadual de Pedra Azul e em seus arredores e, posteriormente, realizar uma análise dos resultados junto às bibliografias-base, como os trabalhos de Wiedemann-Leonardos et al. (2000) e De Campos et al. (2016). Espera-se, ao final dos trabalhos, uma caracterização petrográfica completa das litologias da área de pesquisa, de tal forma que o mapeamento de escala 1:35.000 realizado por nós possa servir de parâmetro para futuras pesquisas e projetos na área contemplada por este trabalho.

¹Geólogo com atuação no mercado de rochas ornamentais, São Domingos do Norte, ES – Brasil - mvperdona95@gmail.com;

²Mestrando em Geofísica pela USP, São Paulo, SP – Brasil - ualisson.bellon@usp.br;

³Professora do departamento de Geologia na UFES, Alegre, ES – Brasil - jenesca.lima@ufes.br.

Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins-ES

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O Parque Estadual da Pedra Azul está situado no município de Domingos Martins, na região Centro Serrana do estado do Espírito Santo. O município fica a cerca de quarenta quilômetros da capital Vitória, cujo principal acesso que liga os municípios é a BR 262. O Parque Estadual da Pedra Azul pode ser acessado por esta mesma BR, adentrando na Rota do Lagarto, em Pedra Azul do Aracê, ou, pela rodovia 164 em São Paulo do Aracê. A Figura 01 abaixo mostra a localização da área de estudo.

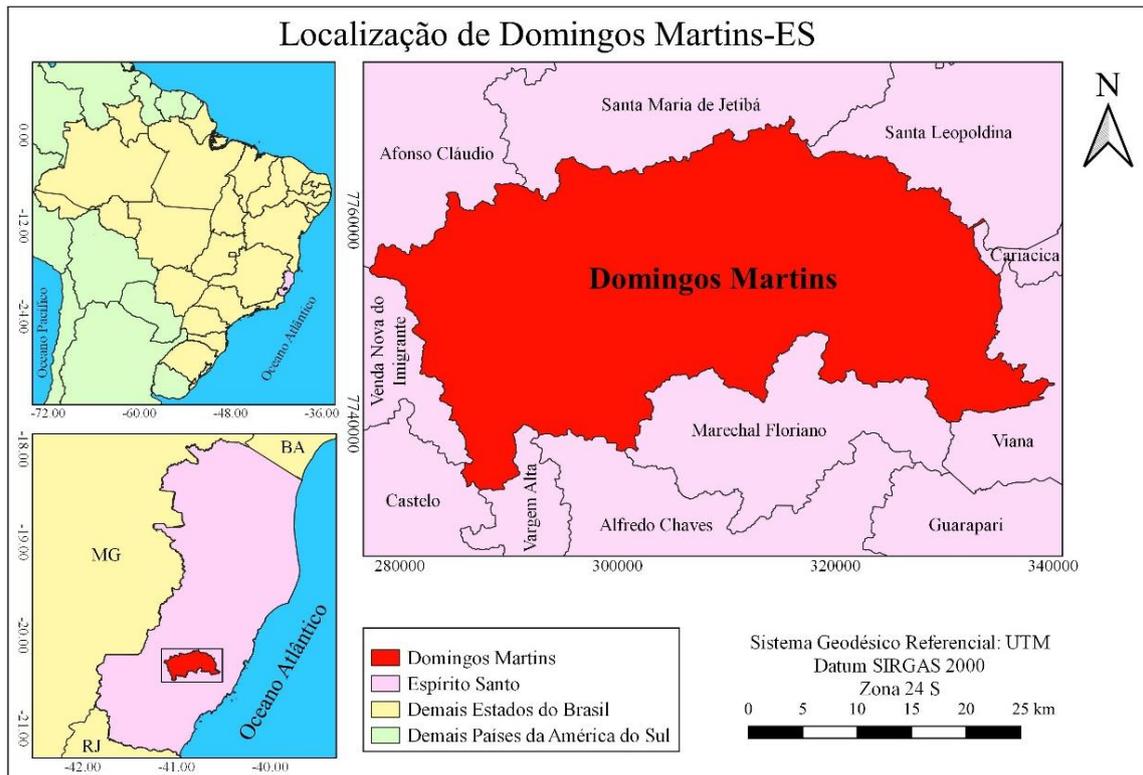


Figura 13. Localização de Domingos Martins, município no qual o Parque Estadual de Pedra Azul se encontra. Fonte: Autores, 2020.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A área de estudo está inserida geotectonicamente no Orógeno Araçuai, porção setentrional da Província Mantiqueira. Afloram na região de interesse rochas pertencentes ao Complexo Intrusivo Pedra Azul, como será abordado adiante neste trabalho.

Província Mantiqueira

Trata-se de um sistema orogênico Neoproterozóico compreendendo grande parte do Sul-Sudeste Brasileiro. Esse sistema engloba as faixas móveis Araçuai, Ribeira, Brasília, Dom Feliciano e São Gabriel. O desenvolvimento e consolidação dessa província é voltada para o Ciclo Brasileiro-Pan-Africano, responsável pelas deformações crustais no Paleocontinente São Francisco. A evolução desta orogenia tem princípio com a supressão diacrônica dos oceanos Adamastor e Goianides, compreendidos entre os paleocontinentes São Francisco e Congo no Proterozóico (HEILBRON et al., 2004).

A partir daí, eventos de subducção foram responsáveis pela gênese de arcos magmáticos,

arco-continente e continente-continente, seguidamente. Mais eventos colisionais prosseguiram até o Paleozóico Superior, dando origem aos Orógenos antes citados (HEILBRON et al., 2004). Mantiqueira, onde o seguimento inferior engloba as Faixas Móveis Dom Feliciano e São Gabriel; a central e superior direita a Faixa Brasília e Ribeira; a Superior esquerda a Faixa Araçuaí e os seguimentos onde a granitogênese orogênica ocorreu (HEILBRON et al., 2004) (Figura 02).

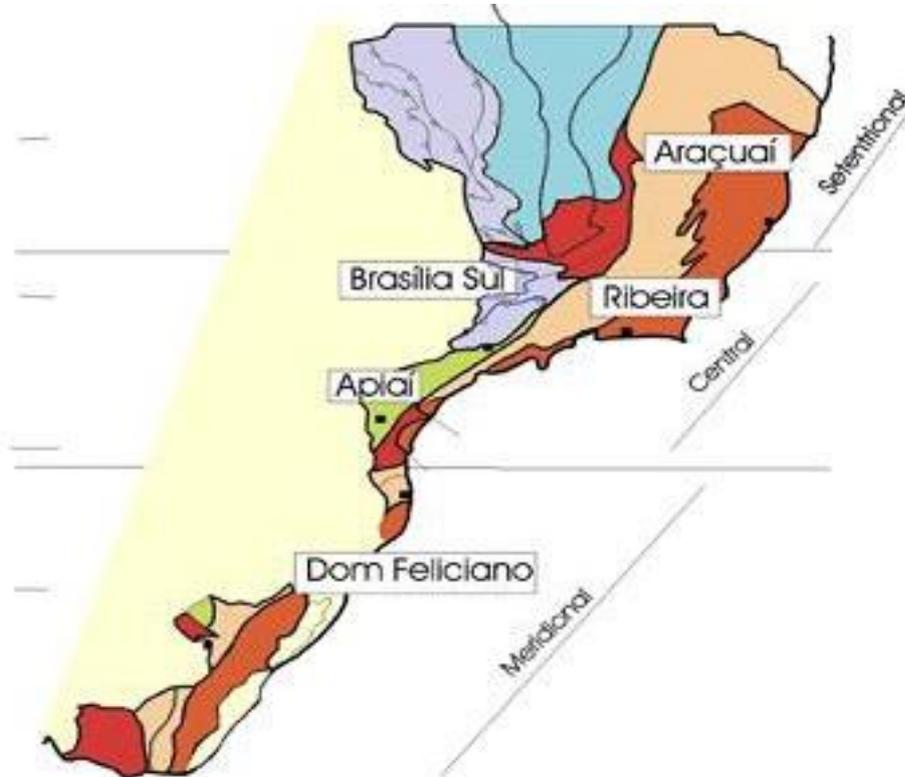


Figura 14. Compartimentação simplificada da Província da Mantiqueira (Heilbron et al. 2004).

Orógeno Araçuaí

Refere-se a um conjunto de produtos geotectônicos de uma orogenia colisional que foi sucessor de um movimento de acreção de margem continental ativa (PEDROSA-SOARES e NOCE 1998; PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS 2000, PEDROSA-SOARES et al., 2001). Este está situado na porção setentrional da Província Mantiqueira, delimitado a E-NE pelo Cráton do São Francisco. Se notadas o direcionamento das estruturas existentes no orógeno, é notável um seguimento que tendem a NE na porção sul, posicionando-se a NNE na fronteira norte da faixa móvel, até atingir a direção N-S (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000).

Pedrosa-Soares et al. (2007) definiu estágios formacionais do Orógeno em questão. A bacia precursora evoluiu iniciada por uma fase de rífte continental, evoluindo para um estágio de margem continental passiva e enfim oceânica. Seguidamente, os estágios orogênicos são determinados de acordo com as fases evolucionais da colisão, sendo quatro: pré, sin, tardi e pós-colisionais. A bacia precursora seria um golfo parcialmente oceanizado (PEDROSA-SOARES et al., 1998, 2001) desembocando no Oceano Adamastor. Desta forma, O Orógeno Araçuaí teria evoluído como um fechamento quebra-nozes. De uma maneira geral, a Faixa Móvel Araçuaí pode ser descrito como composto por rochas graníticas preservadas e

Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins-ES

metamorfizadas em alto grau do litoral até o Atlântico.

A atividade magmática gerada pela fase rifte pode ser representada pela intrusão de diques máficos (MACHADO et al., 1989 citado por PEDROSA-SOARES et al., 2007), granitos anorogênicos (SILVA et al., 2002 e 2007 citado por PEDROSA-SOARES et al. 2007) e xistos verdes básicos (BABINSKI et al., 2005).

Diversas formações representam a deposição sedimentar ocorrida durante as fases de rifteamento. O período limite de sedimentação é datado do Neoproterozóico Superior (BABINSKI et al., 2007 citado por PEDROSA-SOARES et al., 2007). O estado orogênico pré-colisional é representado pela Suíte G1, sendo demarcado como um arco magmático e vulcanismo do Grupo Rio Doce. Essas rochas, participantes de uma suíte calcio-alcalina representando uma margem continental ativa, cuja composição indica fontes magmáticas crustais mantélicas (majoritariamente) datam de 630 e 585 Ma (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

A litologia vulcânica encontrada na Suíte G1 tem consolidação datada de 585 Ma (zircão, U-Pb LA-ICPMS e TIMS) sendo formadas nos estágios finais da geração do arco magmático de composição dacítica (PEDROSA et al., 2007).

O período denominado sin-colisional é expressamente dominado por feições com intrínseca relação a deformações crustais (dobramento e empurrões) com sentido oeste, contra o Cráton do São Francisco e oposto em sentido ao Cráton do Congo (PEDROSA-SOARES et al., 2007). Além disso, o metamorfismo regional caracterizado pelas condições orogênicas foi responsável por gerar uma foliação regional e pulsos granitogênicos cujo produto são rochas ígneas do tipo S, datados entre 582 e 560 Ma. Nesse contexto, denomina-se a Suíte G2 de Pedrosa-Soares et al. (2007), cujo granitos peraluminosos são a principal litologia. Ocorrem como corpos de grande extensão na forma de batólitos e outros corpos concordantes, evidenciando deformação regional (por vezes milonítica e paralela a atitudes de fluxos ígneos). A Suíte G3 é o produto da fusão de rochas paraderivadas, teoria suportada por características petrográficas e estruturais, posicionamento cartográfico e ocorrência de xenólitos da G2 dentre as rochas da G3 (PEDROSA-SOARES et al., 2007). Litotipos comuns são leucogranitos com minerais ricos em alumínio e sendo pobres em filossilicatos micáceos.

Os estágios tardi e pós-colisionais caracterizam a fase final colisional e o relaxamento crustal do orógeno. A Suíte G4 é constituída por granitóides gerados a partir de magmas mais hidratados do que em relação ao G3, cujas rochas estão localmente alojadas e preservam "cúpulas de granito pegmatóide ou raízes de biotita-granito" (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

A Suíte G5 demarca o estágio pós colisional da granitogênese orogênica da Faixa Araçuaí. O plutonismo bimodal de dois estágios, o primeiro charnockítico e enderbítico e outro caracterizado por mistura de magmas e que marca a geração de grandes batólitos (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

Complexo Intrusivo Pedra Azul

O Complexo Intrusivo Pedra Azul é formado por litologias principalmente graníticas, que variam de composição de diorito a sienogranito de textura fina (COSTA-DE-MOURA et al., 1999).

O Complexo Pedra Azul também muda sua litologia das bordas para o centro. Nas bordas e nos picos mais altos, há o domínio de monzogranito, ao passo que em direção ao centro do plúton há várias porções de composição tonalítica e granodiorítica. Os contatos entre os domínios de monzogranito e tonalito/granodiorito são típicos de misturas magmáticas, evidenciados pela estrutura em almofada e em rede, caracterizadas pelo contato de schlieren de granito com rochas mais máficas e de grãos mais finos.

GEOLOGIA REGIONAL E RECURSOS MINERAIS

Eventos tectônicos são utilizados para explicar a presença de sillimanita-quartzitos e granada-sillimanita-biotita gnaisses quartzosos encaixantes, mapeáveis por vários quilômetros no centro do corpo. Trata-se na verdade, de uma zona agmática, formada por veios graníticos que seguem um lineamento de direção SE-NW, identificado por Costa-de-Moura (1999), como uma falha rúptil. Estudos sugerem que pedaços da rocha encaixante se desprenderam e foram parcialmente assimilados e fundidos ao plúton. Está disseminado ao longo de todo o plúton e nas rochas encaixantes, um fraturamento regional NW-SE e NE-SW. Os contatos entre os litotipos e as rochas encaixantes ocorrem por zonas magmáticas que demonstram mecanismos de *stopping* e fusão parcial das rochas encaixantes gerando domínios migmatíticos. Se comparada com outros complexos intrusivos, a maior área de rochas híbridas aflorantes corresponde à Pedra Azul, sendo possivelmente causa dos diferentes níveis de intrusão ou erosão. O fato de haver apenas pequenas áreas de rochas intermediárias máficas que afloram nesta região, deve-se ao simples fato de que grande parte foi erodida e/ou encontra-se em subsuperfície. A Figura 03 mostra o mapa geológico do Complexo Intrusivo Pedra Azul e seu perfil SW-NE.

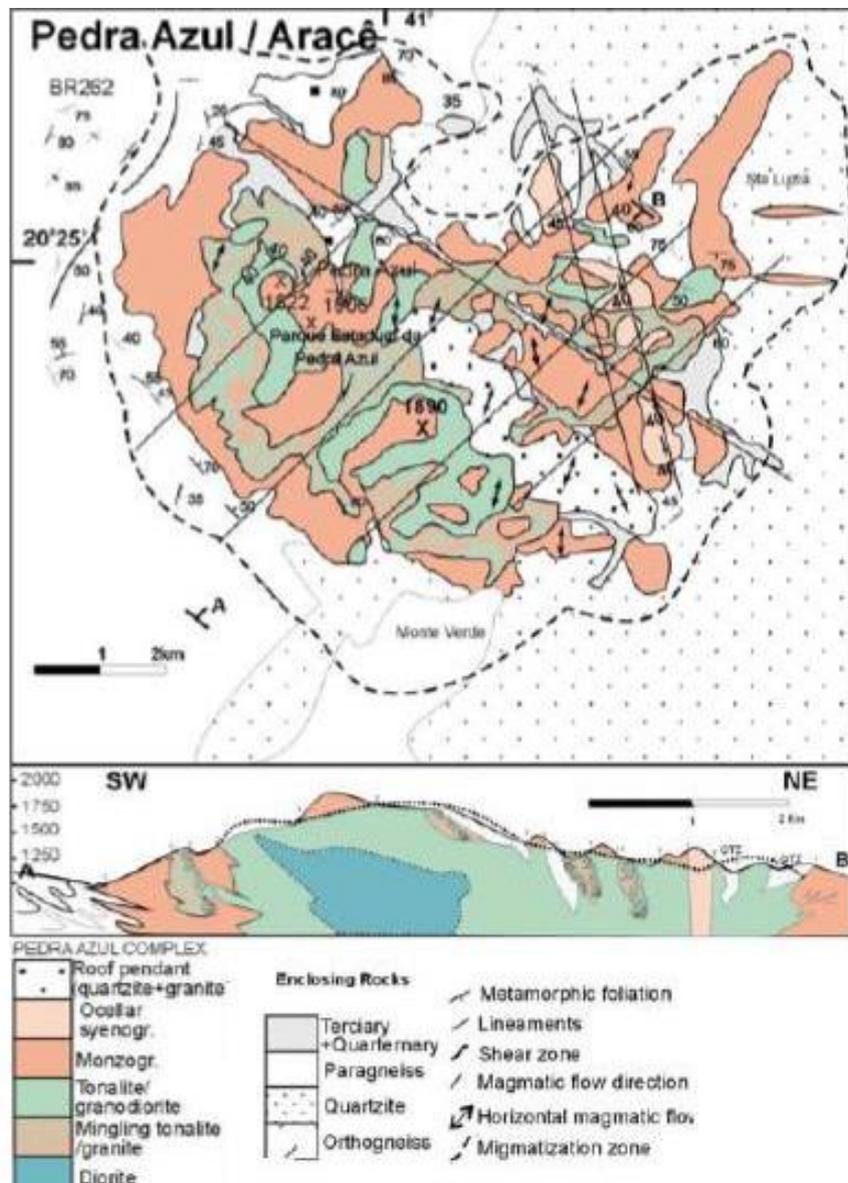


Figura 15. Mapa Geológico e Perfil NW-SE do Complexo Intrusivo Pedra Azul, adaptado de Campos et al. (2016).

Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins-ES

METODOLOGIA

Este trabalho foi realizado em três diferentes etapas: pré-campo, campo e pós-campo. A primeira etapa tratou de reunir informações científicas a respeito de mapeamentos geológicos já realizados no âmbito de estudo através de uma revisão bibliográfica, tendo-se por objetivo encontrar trabalhos-base para estabelecer uma conexão final com estes após os resultados obtidos em campo. Nesta etapa também foram preparados os materiais de ida à campo, tais como mapas de apoio, bússolas, GPS, martelos e agulhas imantadas. Concomitantemente realizou-se a confecção de um mapa preliminar, destacando as possíveis litologias existentes na área (em relação a sua composição químico-mineralógica) e contatos geológicos. Além disso, realizou-se um estudo de caminhamento a ser efetuado na etapa de campo, que consistiu da análise geral da área de estudo notando características morfológicas através das curvas de nível, determinando dessa forma as regiões mais elevadas e de desníveis abruptos e possíveis rotas de acesso.

Uma vez compreendidas tais características do terreno, o trabalho de campo contou com a utilização da imagem de satélite com as devidas demarcações do âmbito de pesquisa e da base cartográfica para o posicionamento de campo. Tendo em vista as folhas descritas, caminhou-se sobre a área e, em pontos específicos, foi demarcado sobre a malha de curva de nível o ponto de localização em questão. Tal demarcação foi efetuada com o auxílio do GPS portátil: esta ferramenta permitiu coletar informações da elevação específica do ponto, tal como as coordenadas UTM necessárias para a demarcação sobre a base cartográfica impressa o ponto referente a uma determinada litologia seguindo as dimensões do afloramento (sendo cada uma diferenciada pela cor). Posteriormente, analisou-se o afloramento descrevendo-o no que se refere a características da morfologia, características estruturais e a toponímia do ponto. Uma vez a descrição do afloramento concluída, fez-se a amostragem do(s) litotipo(s) existente(s) para análise petrográfica macroscópica, classificando-a de uma maneira generalizada. Tendo feito, as amostras foram devidamente etiquetadas com a informação do ponto e guardadas para melhor análise pós campo. Esse mesmo processo foi metodicamente repetido em cada um dos pontos. Uma vez o trabalho de campo finalizado, as amostras retiradas foram novamente analisadas com melhor detalhamento, realizando uma contagem modal com o intuito de caracterizar a litologia de acordo com Le'Maitre (2002). Ao final dos trabalhos mencionados anteriormente, buscou-se uma análise comparativa do que fora mapeado com o que havia sido anteriormente descrito com as bibliografias-base de Wiedemann-Leonardos et al. (2000) e De Campos et al. (2016), podendo-se, desta forma, entender possíveis lacunas nos trabalhos dos autores citados ou então no mapeamento realizado nesta pesquisa. De qualquer forma, os trabalhos podem ser complementados e apoiados entre si.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os litotipos encontrados em campo foram classificados em quatro diferentes unidades litodêmicas: Sieno/Monzogranito, Diorito, Híbrida e Encaixante. Cada uma delas será detalhada a seguir:

Unidade Sieno/Monzogranito

Sieno e monzogranito ocorrem estritamente relacionados em campo, de modo que uma separação em diferentes unidades não seria coerente com a escala do mapeamento, pois o resultado seria um mapa confuso e de difícil extração de informações (Figura 4).



Figura 16. Afloramento característico da Unidade Sieno/Monzogranito. Fonte: Autores, 2018.

Além do mais, tais rochas partilham muitas características em comum e a classificação de acordo com Le'Maitre (2002) muitas vezes se dá no limiar entre uma e outra litologia. Rochas menos representativas como quartzo-monzonito também foram encontradas em alguns afloramentos específicos e agrupadas nesta unidade, pois partilham muitas características comuns, não havendo a necessidade de separá-las em outra unidade. A Unidade Sieno/Monzogranito é representada por rochas plutônicas, faneríticas, de coloração amarelada a esbranquiçada, de textura inequigranular ora seriada, ora porfirítica; leucocrática, holocristalina; de granulação fina a grossa (quando porfirítica) e média a fina ou grossa (quando seriada). Esta unidade apresenta-se isotrópica, no entanto, em alguns casos, há fluxo ígneo ($290^{\circ}/85^{\circ}$, $292^{\circ}/86^{\circ}$, $278^{\circ}/88^{\circ}$: atitudes extraídas pelo método dip direction/dip) evidenciado pela orientação dos cristais de biotita, o que lhe confere características anisotrópicas. A proximidade com a rocha encaixante metamórfica permite que sejam encontrados restitos, xenólitos metamórficos (Figura 5) e de rochas ricas em quartzo.

Também ocorrem inúmeros casos de intrusões que se espalham pelos afloramentos, ora disformes, ora preenchendo algumas fraturas na rocha, gerando diques orientados a NE/SW, cujas atitudes em dip direction/dip são $156^{\circ}/35^{\circ}$ e compostos por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e magnetita, sendo esta última reconhecida por seu brilho metálico, hábito octaédrico e atração ao ímã, estando em cristais de granulação média a grossa.

Os outros minerais possuem as mesmas propriedades da unidade Sieno/Monzogranito em si, e serão descritos logo abaixo. Tais sistemas intrusivos ocorrem por vezes como pegmatoides (Figura 6), nos quais a granulação centimétrica a decimétrica de cristais de álcali-feldspato e quartzo se faz característica. Sistemas de fraturas também foram observados, cujas atitudes em dip direction/dip são $225^{\circ}/14^{\circ}$, $240^{\circ}/11^{\circ}$, $235^{\circ}/12^{\circ}$, dentre outras; falhamentos observados em planta mostram atitudes em dip direction/dip de $290^{\circ}/45^{\circ}$, $288^{\circ}/43^{\circ}$ e $285^{\circ}/46^{\circ}$. A mineralogia desta unidade é representada por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e às vezes granada.

Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins-ES



Figura 17. Xenólito metamórfico em sienogranito. Fonte: Autores, 2018.

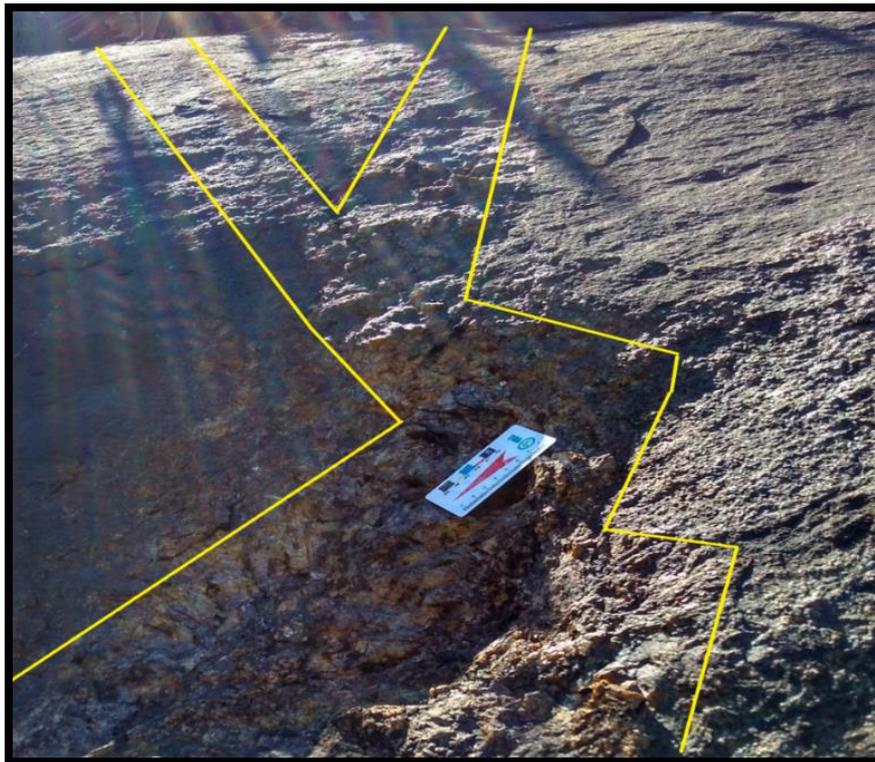


Figura 18. Pegmatóide mapeado intrudindo a litologia da unidade descrita. Fonte: Autores, 2018.

Os feldspatos são os mais importantes na caracterização desta unidade e de um modo geral, possuem brilho vítreo, são idiomórficos a subidiomórficos e geminação carlsbad (no caso dos cristais de álcali-feldspato) e brilho terroso, xenomórficos e de hábito maciço (no caso dos cristais de plagioclásio, muito embora o feldspato alcalino possua brilho terroso quando alterado). O álcali-feldspato é encontrado em cores que variam de rosa esbranquiçado a branco, sendo porfíricos em muitos casos, e clivagem prismática.

O plagioclásio foi encontrado apenas na cor branca, mas um aspecto sujo dado pela alteração mascarou algumas vezes esta característica. O quartzo é encontrado ora incolor, ora amarelado na rocha, com brilho vítreo e cristais xenomórficos. A biotita possui brilho vítreo e clivagem basal perfeita, sendo um importante mineral nas rochas desta unidade. A granada possui cor vermelha, cristais ora idiomórficos com hábito equidimensional característico, ora xenomórficos. Há ausência de brilho vítreo e ocorrem em alguns casos, como cristais agregados na rocha.

Unidade Diorito

Esta unidade ocorre em locais mais restritos em campo (Figura 7), ao contrário da Unidade Sieno/Monzogranito, localizadas de forma mais ampla nos arredores do Parque Estadual de Pedra Azul. A Unidade Diorito é isotrópica, caracterizada por um conjunto de rochas plutônicas, faneríticas, de coloração preta, índice de cor melanocrático, textura inequigranular seriada, variando de fina a média. A mineralogia é composta por plagioclásio, álcali-feldspato, biotita e quartzo.



Figura 19. Afloramento isotrópico de diorito. Fonte: Autores, 2018.

A distinção entre álcali-feldspato e plagioclásio apesar de não ser tão nítida, se dá pelo brilho vítreo, granulação média e cristais idiomórficos a subdiomórficos (álcali-feldspato) e ausência de brilho, por vezes terroso, granulação fina e cristais xenomórficos disseminados por toda a rocha. O quartzo possui brilho vítreo, é incolor, de granulação fina e é xenomórfico. Por ter granulação fina e ocorrer de maneira restrita na unidade, seu reconhecimento pôde se dar através do auxílio de uma lupa. Os cristais de biotita são reconhecidos por seu brilho vítreo, clivagem pinacoidal e dureza baixa. A Unidade Diorito ocorre muitas vezes em contato observados com a Unidade Sieno/Monzogranito. Essa proximidade com esta unidade é o que explica as intrusões que também ocorrem na unidade anteriormente descrita. Em um desses contatos encontrados em campo, desenvolveu-se uma drenagem em virtude da zona de fraqueza das rochas.

Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins-ES

É importante ressaltar que esta unidade (Figura 8) ocorre geograficamente próxima à zona de mistura magmática do plúton, (Unidade Híbrida) que será descrita a seguir.



Figura 20. Contato abrupto entre Unidade Diorito e granodiorito da Unidade Híbrida. Fonte: Autores, 2018.

Unidade Híbrida

A Unidade Híbrida é assim denominada por apresentar como característica principal a mistura de magmas de diferentes composições, seja por mecanismos químicos ou mecânicos (mixing e mingling, respectivamente). Mixing e mingling serão aqui unidos em uma única unidade devido a complexidade em separá-los em alguns afloramentos.

A mistura de magmas (Figura 9) pode ser observada numa análise detalhada do afloramento, pois estruturas como enclaves máficos parcialmente assimilados, (por vezes preenchidos por fenocristais de álcali-feldspato), intrusões sinuosas, fenocristais de quartzo dispersos aleatoriamente não ocorreriam em cristalizações normais do magma. Assim como em todas as outras unidades mapeadas neste trabalho, está também apresenta os mesmos sistemas de intrusões já mencionados (vide Unidade Sieno/Monzogranito). A divisão das Unidade Híbrida será descrita abaixo:

- **Mixing**

Representa o processo de mistura química de magmas, que só será possível se estes apresentarem densidades semelhantes. O granodiorito encontrado em campo representa uma mistura química entre um magma ácido e um básico, resultando em um terceiro magma de composição intermediária. É bom ressaltar que o Complexo Intrusivo Pedra Azul (CIPA) está geotectonicamente inserido, segundo Wiedemann-Leonardos et al. (2000) na Faixa Móvel Araçuaí, na qual houve um magmatismo bimodal, relacionado à suíte G5, originados após um evento de fusão por decompressão adiabática que gerou relaxamento crustal. Este magmatismo bimodal originou o granodiorito mapeado por nós neste trabalho. Esta rocha é plutônica, de coloração cinza-claro, mesocrática, holocristalina, de textura equigranular, de granulação fina. A mineralogia é composta por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. O álcali-

feldspato pôde ser reconhecido por sua coloração mais amarelada quando em comparação com o plagioclásio. O quartzo possui brilho vítreo e é incolor e a biotita tem brilho vítreo e clivagem pinacoidal, evidenciada mesmo com os cristais xenomórficos. O plagioclásio ocorre alterado para caolinita em muitos casos e adquire devido a isto, brilho terroso.

- **Mingling**

Representa o processo de mistura magmática, no qual diferentemente do mixing, os magmas não possuem densidades semelhantes, o que implica em um processo puramente mecânico e não químico. Algumas feições encontradas em campo evidenciam *mingling*, tais como enclaves parcialmente assimilados, fenocristais aleatoriamente dispersos pelo afloramento, intrusões sinuosas e pórfiros inclusos nos enclaves.

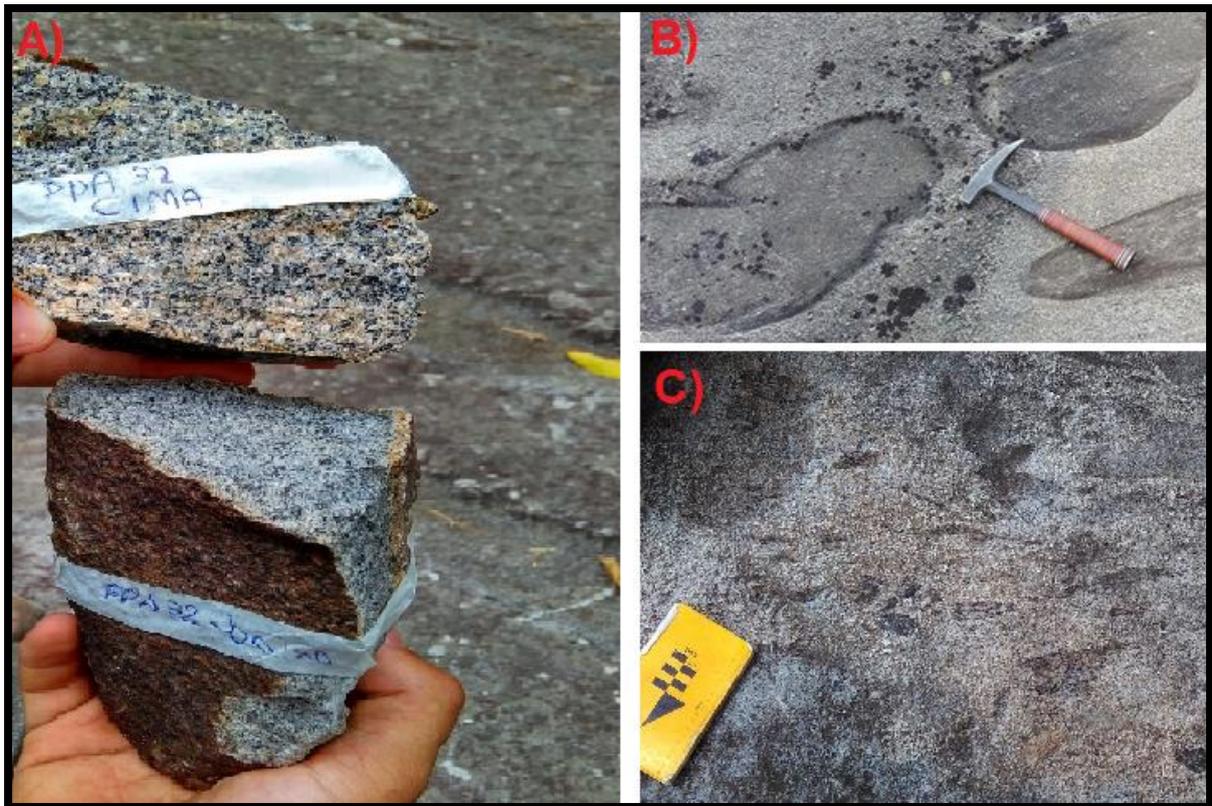


Figura 21. A) Distintas litologias encontradas próximas em mesmo afloramento. B) Aspectos de magma mingling mapeados. C) Injeção quartzo-feldspática com schlieren. Fonte: Autores, 2018.

Unidade Encaixante

É assim denominada por apresentar rocha com bandamento gnáissico (gnaisse). Representa a rocha encaixante da região quando o plúton intruiu àproximadamente 500 M.a. Embora o mapeamento não seja de rocha sedimentar, é possível observar esta unidade apenas nas regiões de cotas menos elevadas. Assim como as outras unidades aqui descritas, nesta também ocorrem as intrusões de composição granítica já discutida anteriormente (vide Unidade Sieno/Monzogranito), aproveitando zonas de fraquezas como fraturas e falhas. A presença destas intrusões está intrinsecamente ligada com o contato com a Unidades Sieno/Monzogranito identificada em campo.

Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins-ES

O gnaiss (Figura 10) é uma rocha metamórfica que é produto do metamorfismo de um granitoide de médio a alto grau, o que permite que os minerais se segreguem em bandas máficas e félsicas. De um modo geral, a rocha é anisotrópica, de cor cinza-escuro a preto, mesocrática, holocristalina, equigranular de granulação fina. A banda félsica é representada por álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo. A distinção entre os dois primeiros é complexa, uma vez que o metamorfismo e a deformação excluíram boa parte das características diagnósticas destes minerais. Já o quartzo possui brilho vítreo, é incolor e xenoblástico. A banda félsica é representada pela biotita, reconhecida por seu brilho vítreo e clivagem pinacoidal.



Figura 22. Afloramento de gnaiss encaixante do plúton. Injeções de magmas quartzo-feldspáticos em fraturas e intrafoliação. Fonte: Autores, 2018.

Correlações com a bibliografia

Alguns trabalhos anteriores se dispuseram a mapear o Complexo Intrusivo de Pedra Azul, tais como os realizados por De Campos et al. (2016). Segundo os autores, o maciço de Pedra Azul possui uma composição tipicamente tonalítica a granodiorítica, associada com granito (entende-se aqui as duas classificações de granito: sienogranito e monzogranito), no qual os principais minerais são quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, biotita e hornblenda, que constituem uma textura fanerítica equigranular. Wiedemann-Leonardos et al. (2000) descrevem que litotipos megaporfíricos e de grãos grossos estão ausentes desta intrusão. Cabe salientar, entretanto, que de maneira distinta ao que fora mapeado por De Campos et al. (2016) e Wiedemann-Leonardos et al. (2000), foram observadas texturas inequigranulares ora porfíricas, ora seriadas no maciço de Pedra Azul, especificamente na, denominada por nós, Unidade Sienogranito. Uma hipótese para esta não consonância é a diferença nas escalas de mapeamento adotadas entre os trabalhos de pesquisa.

De Campos et al. (2016) também descrevem as porções híbridas encontradas em Pedra Azul como feições de mingling e mixing que ocorrem disseminadas ao longo de todo o plúton. Segundo os mesmos autores, os cristais de quartzo e feldspato possuem texturas em desequilíbrio, apresentando *schlieren* e enclaves com contatos levemente assimilados com o material ao redor, ou seja, levemente fundidos com o magma que os arrastou das porções do

manto. Estes resultados estão totalmente correlacionados com o que fora mapeado no trabalho aqui apresentado, principalmente com relação às feições de mingling que comumente possuem enclaves levemente assimilados com o material que os envolve (Figura 9 B).

CONCLUSÃO

Após 5 dias de mapeamento geológico, pôde-se compreender e caracterizar e classificar os litotipos encontrados no Parque Estadual de Pedra Azul e arredores em quatro unidades litodêmicas distintas. A Unidade Sieno/Monzogranito possui como principais minerais constituintes o quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, biotita e granada. Texturas magmáticas como de fluxo ígneo são observadas, entretanto não são tão comuns. O mesmo não se pode dizer dos xenólitos, frequentes graças à proximidade com a Unidade Encaixante. Esta é caracterizada pela ocorrência de gnaiss, mapeado apenas nas regiões cujas cotas são menos elevadas. São muito comuns veios e diques graníticos preenchendo zonas de fraqueza da rocha, conferindo a esta uma complexidade textural. Graças ao metamorfismo e à deformação, boa parte das características diagnósticas dos minerais foram obliteradas, de forma que a distinção entre plagioclásio e álcali-feldspato não é simples. A Unidade Diorito é um pouco mais restrita, assim como a Encaixante, estando localizada nas porções mais periféricas do Parque Estadual de Pedra Azul. A mineralogia principal é composta por plagioclásio, álcali-feldspato, biotita e quartzo. Muitas vezes a ocorrência desta unidade se dá junto a Híbrida, em nítido contato geológico, conforme exposto anteriormente. A Unidade Híbrida é representada por misturas químicas (mixing) e físicas (mingling) de magma. São vistos, no primeiro caso, composição granodiorítica típica de mistura química de magmas, muitas vezes mapeadas junto às feições de mingling, em um mesmo afloramento. Já no caso do mingling, a principal característica mapeada fora a ocorrência de *schlieren* parcialmente assimilados por material que o envolve, fenocristais inclusos em enclaves ou então dispersos aleatoriamente no afloramento.

Quando os resultados oriundos do mapeamento deste trabalho são confrontados com o de bibliografias anteriores, como os respeitáveis trabalhos de Wiedemann-Leonardos et al. (2000) e De Campos et al. (2016), percebe-se que existem muitas correlações, tais como o mapeamento das feições de mistura de magmas no plúton que, dentre outras características, apresenta a assimilação parcial das bordas do xenólito, conferindo a estes uma geometria lenticular, típica de mistura química de magmas. Entretanto, os autores supracitados não mencionam a ocorrência de texturas inequigranulares seriadas e porfiríticas nas rochas do Parque Estadual de Pedra Azul e que foram observadas na Unidade Sieno/Monzogranito durante este mapeamento. Como já abordado neste trabalho, isto pode ter relação com as diferentes escalas de trabalho adotadas para a realização das respectivas pesquisas em campo.

A melhor complementação deste trabalho pode ser viabilizada mediante a coleta, confecção e caracterização de diversas lâminas petrográficas das unidades aqui descritas, podendo-se compreender de maneira mais ampla a petrografia e mecanismos de deformação, metamorfismo e até evolução das rochas que constituem o Parque Estadual de Pedra Azul.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BABINSKI, M., GRADIM, R.J., PEDROSA-SOARES, A.C., ALKMIM, F.F., NOCE, C.M. & Liu, D. 2005. **Geocronologia U–Pb (SHRIMP) e Sm–Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas**. Revista Brasileira de Geociências, 35 (4-suplemento): 77-81.

BABINSKI, M., PEDROSA-SOARES, A.C., MARTINS, M., LIU, D., NOCE, C.M. & KARFUNKEL, J. 2007. **U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons from the Macaúbas**

Petrografia macroscópica de litotipos mapeados no Parque Estadual da Pedra Azul e arredores, Domingos Martins-ES

Group, southeast Brazil: implications on the depositional age and provenance of pre-glacial and glaciogenic sediments. In: Symposium on Neoproterozoic-Early Palaeozoic Events in SW Gondwana, 3, IGCP-478, Stellenbosch, South Africa.

COSTA-DE-MOURA J., WIEDEMANN C.M, WALLFASS C.M., VAN WESTRENNEN W. 1999. **O Plúton de Pedra Azul: a estrutura do maciço intrusivo e suas rochas encaixantes – Domingos Martins, Espírito Santo, Brasil.** In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – Simpósio Internacional de Tectônica da SBG, Lençóis (Ba). Anais, 129-131.

DE CAMPOS, C.P., DE MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C., PEDROSA-SOARES, A.C., DUSSIN, I., LUDKA, I.P., DANTAS, E.L, **Cambro-Ordovician Magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): snapshots from a post-collisional event,** Journal of South American Earth Sciences (2016), doi: 10.1016/j.jsames.2015.11.016.

HEILBRON, M.L., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R. & JANASI, V.A. 2004. **Província Mantiqueira.** In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & BritoNeves, B.B. (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.

LE MAITRE, R.W. (ed), 2002. **A classification of igneous rocks and glossary of terms.** Blackwell Scientific Publications, Oxford 193 p.

MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G. & ALMEIDA ABREU, P.A. 1989. **Resultados preliminares da geocronologia UPb na Serra do Espinhaço Meridional.** Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia, 10: 171-174.

PEDROSA-SOARES A. C.; NOCE C. M.; ALKMIM F. F.; SILVA L. C.; BABINSKI M.; CORDANI U.; CASTAÑEDAC. **Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977.** Geonomos. 2007.

PEDROSA-SOARES, A.C. & NOCE, C.M. 1998. **Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen?** In: Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto. UFOP, Extended Abstracts, p. 35-37.

PEDROSA-SOARES, A.C. & WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. 2000. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.** In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), **Tectonic Evolution of South America.** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 255-285.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C.M. & PINTO, C.P. 2001. **The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly.** Precambrian Research.

SILVA, L.C., ARMSTRONG, R, NOCE, C.M., CARNEIRO, M., PIMENTEL, M., PEDROSA-SOARES, A. C., LEITE, C., VIEIRA, V. S., SILVA, M., PAES, V. & CARDOSO-FILHO, J. 2002. **Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional.** Revista Brasileira de Geociências, 32: 513-528.

SILVA, L.C., PEDROSA-SOARES, A.C. & TEIXEIRA, L.R. 2007. **Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil**: new evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Paleocontinent. *Gondwana Research* (no prelo, doi:10.1016/j.gr.2007.06.002).

WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C. & MOURA, J.C. 2000. **Arquitetura de plútons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira**. *Geonomos*, 8: 25-38.

