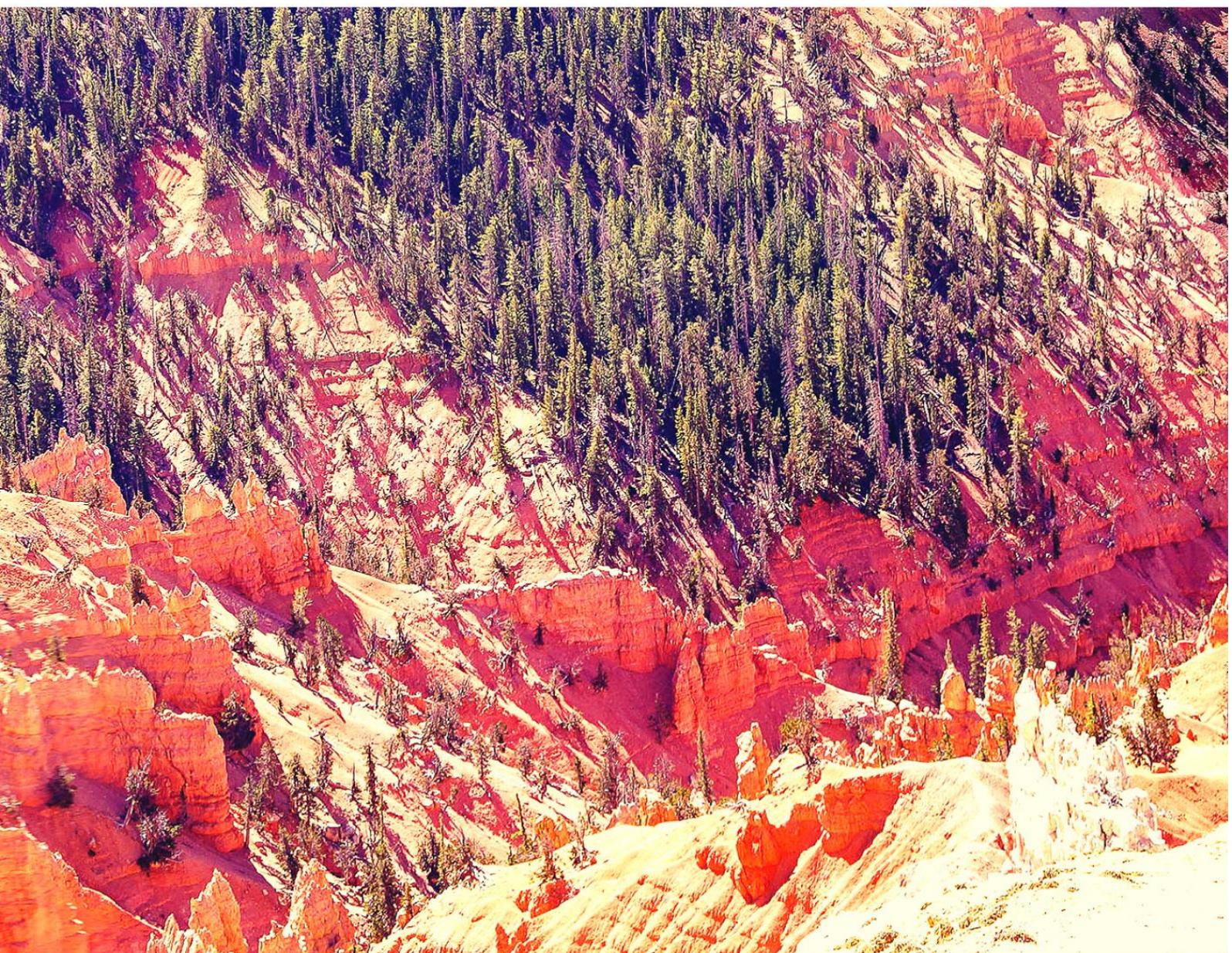




FREDERICO CELESTINO BARBOSA

Geociências, sociedade e sustentabilidade

Uma coletânea de artigos



EDITORA CONHECIMENTO LIVRE

Plínio Ferreira Pires

Geociências, Sociedade e Sustentabilidade

1ª ed.

Piracanjuba-GO
Editora Conhecimento Livre
2020

1ª ed.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

B238a Pires, Plínio Ferreira
Geociências, Sociedade e Sustentabilidade
/Plínio Ferreira Pires. - Piracanjuba-GO
Editora Conhecimento Livre. 2020.

207 f.: il

DOI: 10.37423/2020.a3

ISBN: 978-65-86072-18-1

Modo de acesso: World Wide Web

Inclui bibliografia

1. Geologia. 2. Geociências. 3. Sociedade. 4. Sustentabilidade. I. Barbosa, Plínio Ferreira Pires. I. Título.

CDU: 624

<https://doi.org/1037423/2020.a3>

O conteúdo dos artigos e sua correção ortográfica são de responsabilidade exclusiva dos seus respectivos autores.

EDITORA CONHECIMENTO LIVRE

Conselho Editorial

MSc. Frederico Celestino Barbosa

MSc. Carlos Eduardo de Oliveira Gontijo

MSc. Plínio Ferreira Pires

Editora Conhecimento Livre
Piracanjuba-GO
2020

Sumário

CAPÍTULO 1.....	3
APLICAÇÃO DE NOVAS TECNOLOGIAS APLICADAS NO DESMONTE DE ROCHAS EM MINAS SUBTERRÂNEAS.....	3
DOI: 10.37423/200200311	3
CAPÍTULO 2.....	15
<i>PATRIMONIO GEOLÓGICO, GEOCONSERVAÇÃO, GEODIVERSIDADE E GEOTURISMO NA REGIÃO DE JACOBINA-BA</i>	<i>15</i>
DOI: 10.37423/200300351	15
CAPÍTULO 3.....	28
<i>MAPEAMENTO GEOLÓGICO COM ESCALA DE 1:25.000 NA SUBÁREA III, MUNICÍPIO DE FLORIANO-PI.....</i>	<i>28</i>
DOI: 10.37423/200300501	28
CAPÍTULO 4.....	34
ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO MILONÍTICA, CORREDEIRA BEM QUERER: CARACARÁ (RR).....	34
DOI: 10.37423/200300543	34
CAPÍTULO 5.....	51
ESTUDO COMPARATIVO DA EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS EM IMAGENS SRTM E EM ORTOMOSAICOS OBTIDOS COM AEROLEVANTAMENTOS	51
DOI: 10.37423/200300548	51
CAPÍTULO 6.....	69
PETROQUÍMICA E PETROGRAFIA DE ROCHAS VULCÂNICAS E SUAS RELAÇÕES COM JAZIDAS DE AG-AU PALLANCATA-PERÚ	69
DOI: 10.37423/200300563	69
CAPÍTULO 7.....	101
VANTS: POTENCIAIS PARA A ENGENHARIA FLORESTAL	101
DOI: 10.37423/200300572	101
CAPÍTULO 8.....	121
OS LITOTIPOS CRISTALINOS DA CIDADE DE SALVADOR, BAHIA: ESTÁGIO ATUAL DO CONHECIMENTO.	121
DOI: 10.37423/200400611	121

CAPÍTULO 9.....	167
MORFOMETRIA E POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DAS MORTES, REGIÕES DE CAMPO VERDE E PRIMAVERA DO LESTE, MT.....	167
DOI: 10.37423/200400632	167
CAPÍTULO 10.....	174
O COMPLEXO JUIZ DE FORA NA REGIÃO DE TRÊS RIOS-RJ: GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE ND E SR	
DOI: 10.37423/200200146	174
CAPÍTULO 11.....	193
DIÁLOGOS ENTRE A EDUCAÇÃO AMBIENTAL E A GESTÃO ESCOLAR.....	193
DOI: 10.37423/200200302	193
CAPÍTULO 12.....	205
SERRA NEGRA, MG: DO ATLÂNTICA AO GONDWANA?	205
DOI: 10.37423/200300539	205

Capítulo 1

APLICAÇÃO DE NOVAS TECNOLOGIAS APLICADAS NO DESMONTE DE ROCHAS EM MINAS SUBTERRÂNEAS

[DOI: 10.37423/200200311](https://doi.org/10.37423/200200311)

Dr. Leandro Vilhena Costa

Adriano Luís Gonçalves

Isabela Evelin dos Anjos

Resumo: O desmonte de rochas passou por grandes avanços tecnológicos na última década. O artigo descreve a aplicação de tecnologias inovadoras no monitoramento e gerenciamento do desmonte de rochas em uma mina subterrânea. Primeiramente foi realizado um levantamento do histórico de desmonte de rochas feitos em minas subterrâneas, elaboração de plano de fogo, técnicas utilizadas, geologias das rochas entre outros para melhor compreensão e análises dos resultados. Com dados coletados o próximo passo é aplicação de novas técnicas e o monitoramento de desempenho. Após testes realizados, indicadores mostraram resultados expressivos positivos em todo o ciclo, bem como nas etapas adjacentes, otimizaram o transporte do minério desmontado, até as etapas de beneficiamento, reduzindo os custos, minimizando riscos ao meio ambiente e a saúde dos trabalhadores no subsolo. Os resultados alcançados permitiram uma redução no tempo de carregamento, ancoragem, diminuição dos números de furos por frente de lavra e aumento da utilização dos Jumbos e Scaler.

Palavras-Chave: desmonte; tecnologia; mina; subterrânea; rochas; subsolo; segurança.

1. INTRODUÇÃO

A mineração, está presente na vida do homem desde o tempo da Pré-História, quando pedras eram destinadas para o desenvolvimento de utensílios e armas. O termo mineração, no entanto, surgiu só a partir do século XVI, quando pesquisadores começaram a estudar os minerais pensando em compreender as formas, funções e valores desses produtos. Sendo uma atividade lucrativa, desde então, os investimentos na mineração foram altos e o retorno garantido. Assim foi possível desenvolver o mundo como conhecemos. Prédios, eletrônicos, iluminação elétrica, utensílios domésticos, automóveis e até o papel e vestimentas só são possíveis graças à mineração. (IBRAM, 2017).

Com o desenvolvimento e aplicação de novas tecnologias foi possível realizar desmonte de rochas mais seguros e precisos para a extração de recursos minerais de maneira mais ágil. Há 70 anos atrás, todo este trabalho era feito de maneira bem rústica com ferramentas manuais e praticamente superficial, hoje é possível realizar a abertura de galerias para extração do bem mineral utilizando recursos tecnológicos como explosivos a granel com controle de densidade no momento da aplicação permitindo melhor controle de carga por furo detonado. Detonadores eletrônicos acionados por sinal de rádio (I-kon III) diminuem os riscos de acidentes no momento de acionamento do fogo, índices de vibração no maciço remanescente evitando assim a geração de novas fraturas, movimentação de blocos e abertura de fraturas preexistentes. (ORICA, 2019).

É fundamental que antes da discussão sobre novas tecnologias de desmonte de rochas, far-se-á uma contextualização. Compreender sua necessidade e viabilidade econômica, mas também os impactos ambientais e sociais. Os desmontes de rochas realizado de maneira menos danosa ao ambiente e às pessoas ligadas ao processo, será também um ganho econômico para mineradoras, trabalhadores e comunidades nas quais se inserem.

De acordo com Martins (2015), a cadeia produtiva da mineração extrativista em mina subterrânea é realizada em várias etapas, podendo considerar entre as principais, perfuração, detonação, carregamento, transporte, britagem, moagem e flotação. Devem ser consideradas como principais no processo de mineração as duas primeiras etapas, quais sejam a perfuração e detonação, que são os primeiros contatos com as rochas, visando a localização do minério e a abertura para todos os outros processos que se seguem.

Scott (2015), cita que onde o processo de perfuração e desmonte são realizados com explosivos, apenas 20% a 30% da energia dos explosivos é de fato usada na fragmentação da rocha, sendo que o restante dessa energia acaba provocando impactos ao meio ambiente. E um aumento nos custos de perfuração e desmonte muitas vezes são necessários para aumentar a qualidade da fragmentação. Estes custos são de longe compensados pela redução nos custos operacionais das outras etapas, tipicamente obtêm-se uma redução de 7 a 10 vezes qualquer aumento nos custos de mina.

Há que se considerar, portanto, que existe, para além de um benefício de tempo, um aproveitamento maior do poder de fragmentação das rochas utilizando de forma correta os novos acessórios e explosivos disponíveis no mercado, o que economizará tempo e dinheiro nos processos seguintes como melhor avanço reduzindo todo o ciclo operacional desde o desmonte até o beneficiamento do bem mineral.

Para a execução de um desmonte seguro e eficiente é necessário conhecimento e entendimento dos parâmetros do plano de fogo a ser executado, da formação geológica do local, da propagação das vibrações pelo terreno, impactos na atmosfera e etc. (GERALDI, 2011)

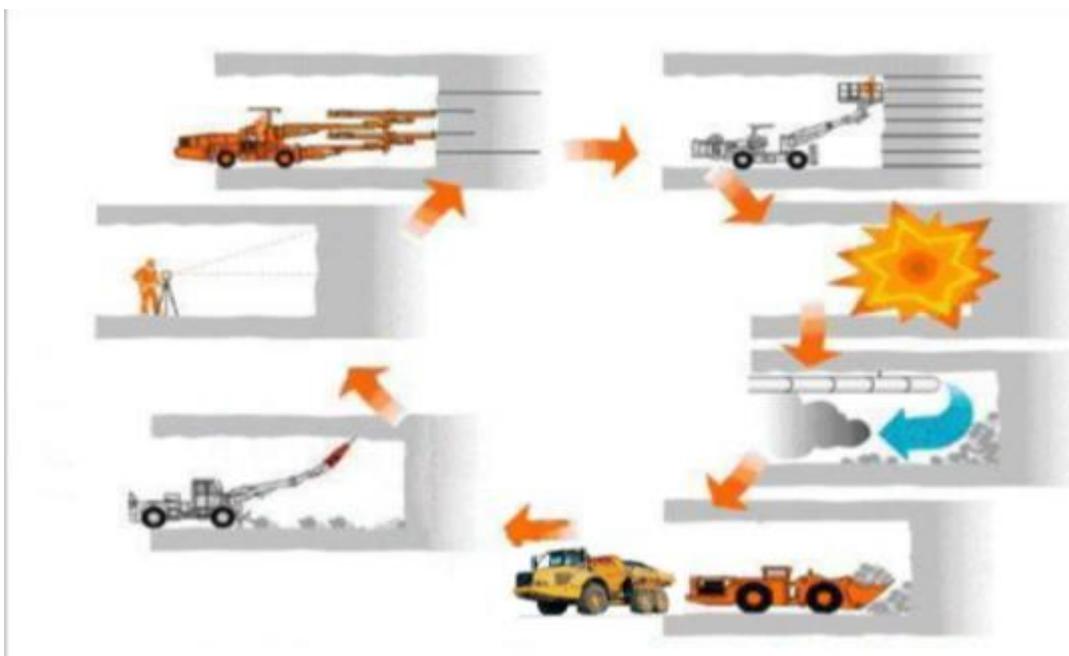


Figura 01 -Ciclo operacional de mina subterrânea. Fonte: Orica

O objetivo principal, é apresentar as novas tecnologias, demonstrar através de estudos de casos aplicação das novas tecnologias no desmonte de rocha e analisar o custo-benefício adquirido em relação as metodologias tradicionais.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A organização deste estudo está pautada na observação dos dados obtidos através de artigos científicos já publicados e dados dos estudos de casos realizados pela empresa Orica.

Para compreender a relação da mineração com a utilização de novas tecnologias no desmorte de rochas em minas subterrâneas utilizando novos parâmetros na aplicação de produtos como emulsões explosivas, espoletas eletrônicas, desmorte remoto, otimização da malha pré corte, abertura de face livres e slots ou poços de ventilação, otimizando todo o processo de exploração do bem mineral.

Para coleta de dados, os principais instrumentos foram documentos da organização em estudo, como por exemplo, artigos científicos, matérias jornalísticas e sites de forma qualitativa e quantitativa buscando entrevistar em campo pessoas ligadas ao processo de perfuração e desmorte de rochas em minas subterrâneas.

Foram realizados estudos pragmáticos a respeito do desmorte de rochas também em livros que tratam da temática, sobretudo em se tratando de minimizar prejuízos a saúde e segurança das pessoas envolvidas nas atividades.

A princípio, substituindo o ANFO (explosivo granulado) pela emulsão Subtek no carregamento das frentes onde a primeira fase do projeto, consistiu em acompanhar as perfurações e desmontes conforme plano de fogo figura 2, durante um mês foram coletados dados na tentativa de observar oportunidades para serem usados como linha base onde os KPI's, levantados conforme a figura 3:

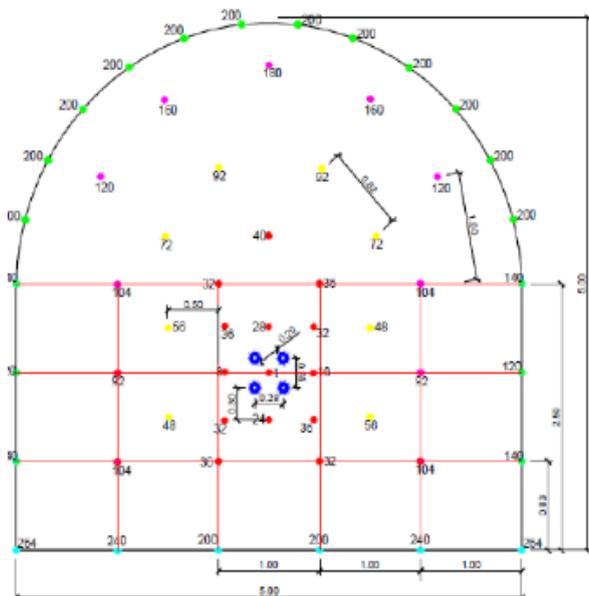


Figura 02 -Plano de fogo utilizando ANFO
Fonte-Orica

Avanço	3,55 mts
Ciclo Carregamento das Frentes	02:30 hs
Horas Scaler	02:44 hs
Tempo de Ancoramento	06 min/tirante

Figura 03 - KPI's linha base.
Fonte-Orica

Na segunda etapa do projeto, após redimensionamento do plano de fogo para uso da emulsão, foram reduzidos quatro furos por frente de galeria e um carregamento diferenciado nos furos de contorno utilizando cordel detonante NP-80 reduzindo a carga no contorno para preservar o maciço rochoso, gerando um ambiente mais seguro, reduzir as horas de trabalho por frente de scaler e ancoragem conforme figura 04 e 05.

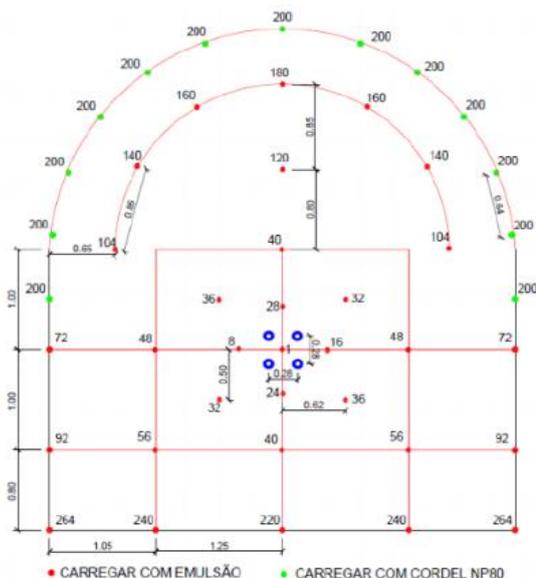


Figura 04- Plano de fogo recomentado

Fonte: Orica (contorno da galeria após desmonte).

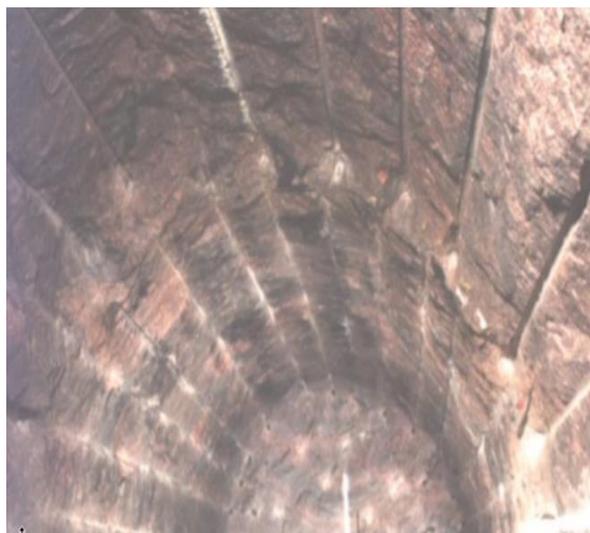


Figura 05-Contorno da galeria utilizando carga

Controlada Fonte: Orica (Carregamento com emulsão)

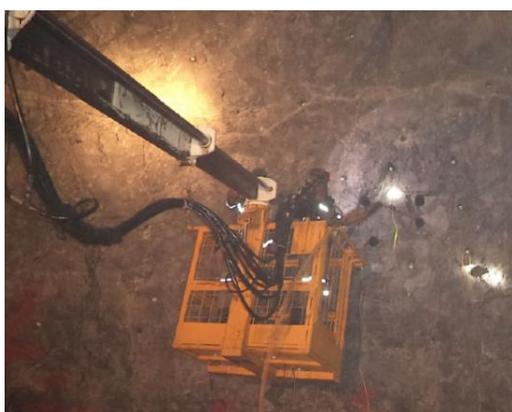


Figura 06- carregamento de furos. Fonte: Orica

Avanço	3,73 mts
Ciclo Carregamento das Frentes	00:54 hs
Horas Scaler	02:04 hs
Tempo de Ancoramento	3,40 min/tirante

Figura 07- KPI's desmontes com emulsão Fonte-Orica

Observa-se com a aplicação da emulsão o avanço da frente aumentou de 3,50 m para 3,73 mts o que corresponde um aumento de aproximadamente 6,57%. O dado mais significativo foi diminuição do ciclo de carregamento das frentes.

Com a introdução dos novos explosivos foi utilizando nos novos projetos as espoletas eletrônicas I-kon. Estas possuem uma tecnologia superior em todos os testes em comparação com as espoletas convencionais. Através da programação de um chip armazenado em cada espoleta permite uma variação de temporização de 1 a 30.000 ms (milissegundos) com dispersão quase nula (figura 09). Além das vantagens adquiridas durante todo o processo de carregamento como programação e tempo ideal para detonar cada furo carregado. A tecnologia permite que o desmonte de uma frente ou até mesmo várias, sejam realizados em um local seguro dentro de uma sala na superfície através de cabos que ligam uma caixa de detonação no subsolo e essa mesma caixa, transfere os dados para uma outra caixa de detonação na superfície através de sinais de rádio ou wi-fi otimizando processo e retirando os riscos de uma detonação não planejada no momento de acionamento do fogo (figura 10) .



Figura-09 - Espoleta eletrônica I-kon
Orica



Figura 10-Caixa de detonação da superfície Fonte:
por sinal de rádio. Fonte: Orica

Cada plano simulado em softwares como ShotPlus™, Blast Design Assistant™, DEnergia™, onde foram verificadas as questões temporização de fogo, energia liberada por furo, danos possíveis ao maciço remanescente, resultados de pós corte e tipo de explosivo a ser utilizado.

Após a perfuração, a equipe de Blasters seguiu com o carregamento com explosivo bombeado e acessórios eletrônicas I-kon III™ realizando a temporização das espoletas conforme determinado pelo plano de fogo. Depois de detonado, foram verificados os resultados, onde estabilidade de parede e diâmetro final foi mantido (5,5 mts) conforme projeto e figura 12.

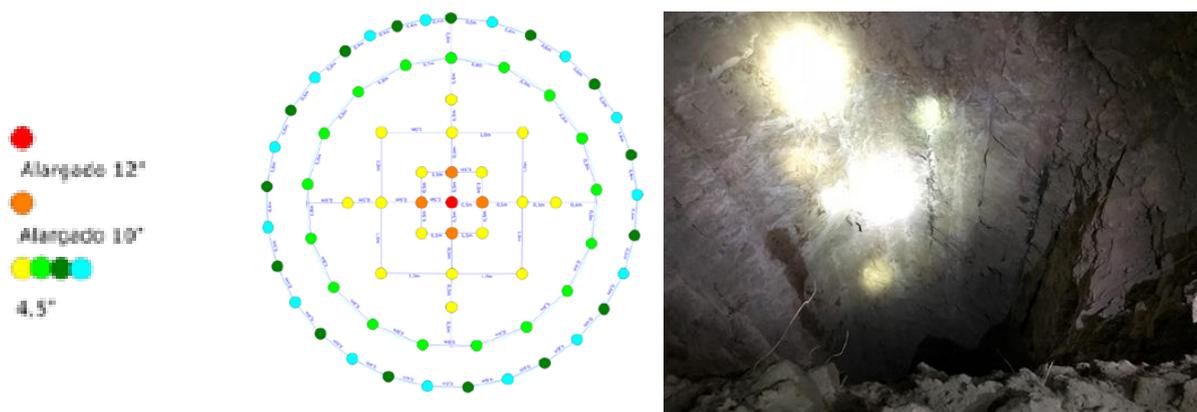


Figura 12- plano de fogo e abertura após desmonte Fonte- (Orica)

Em minas subterrâneas, o sistema utilizado é chamado *PED (Personal Emergency Device)* que consiste em ondas de indução magnética de baixa frequência, onde a comunicação de uma via é realizado por grandes transmissores localizados na superfície os quais enviam e recebem comunicação por um dispositivo carregados pelos mineiros em subsolo.

A tecnologia do *WebGen™* os sinais são gerados por um transmissor e recebido por cada *booster*. Os detonadores são separados por grupos, e codificados cada um com seu código identificador e tempo de retardo no momento do carregamento. Os detonadores entram em *stand buy* após serem temporizados e no momento do disparo ou detonação, é enviado um comando gerado na superfície para um determinado grupo de detonadores, esses ficam *online* e sincronizados para armarem os acessórios. Um segundo sinal é enviado e os detonadores selecionados iniciam o processo de desmonte conforme figura – 13.

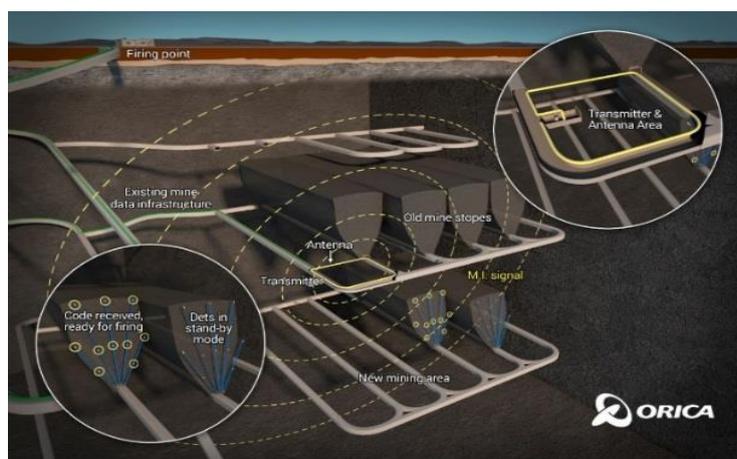


Figura -13 demonstração esquemática do sistema de iniciação

Fonte (Orica)

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção, far-se-á uma análise pragmática a respeito da temática oriunda do contexto estabelecido pelo programa de estudo, que são as novas tecnologias utilizadas para o desmonte de rochas em minas subterrâneas.

Vale contextualizar de alguma forma a atividade mineradora, sempre tão necessária para o desenvolvimento industrial dos países do mundo, nos mais variados setores produtivos ao longo do tempo, sendo, pois, um dos principais sustentáculos da economia das localidades onde se encontram as lavras extratoras de minério.

Neste sentido, uma das principais operações da indústria mineral é o desmonte de rochas com a utilização de explosivos, e para que haja o desmonte é necessário haver um plano de fogo, perfuração que obedeça o que determina o plano de fogo, a seleção de explosivos que sejam adequados às necessidades de cada maciço rochoso, razão de carga controlada de cada furo carregado, a escolha exata do tampão que permita melhor interação do explosivo com as rochas e que haja a seleção de um método de iniciação realmente eficiente e que minimizando os riscos operacionais.

Em uma mineração subterrânea situada na região noroeste de Minas Gerais, onde o método de lavra empregado é o de câmaras e pilares em minérios silicatados de zinco. Identificou-se algumas possibilidades de desenvolver um programa de melhoria contínua, (PMC), com a introdução de novas tecnologias.

Com estas medidas adotadas, e após treinamentos realizados com operadores dos equipamentos para aplicação dos novos produtos conforme figura 06 e foram realizados acompanhamentos nas aplicações onde os indicadores dos resultados mostraram os resultados conforme figura 07.

Os resultados alcançados foram de 5% no avanço das frentes, redução de 64% no ciclo de carregamento, 24% no tempo de Scaler e de 39% no tempo de ancoragem. Com todos os ganhos obtidos em todo o ciclo, a empresa calculou um ganho financeiro conforme demonstrado na planilha de cálculo abaixo figura 08.

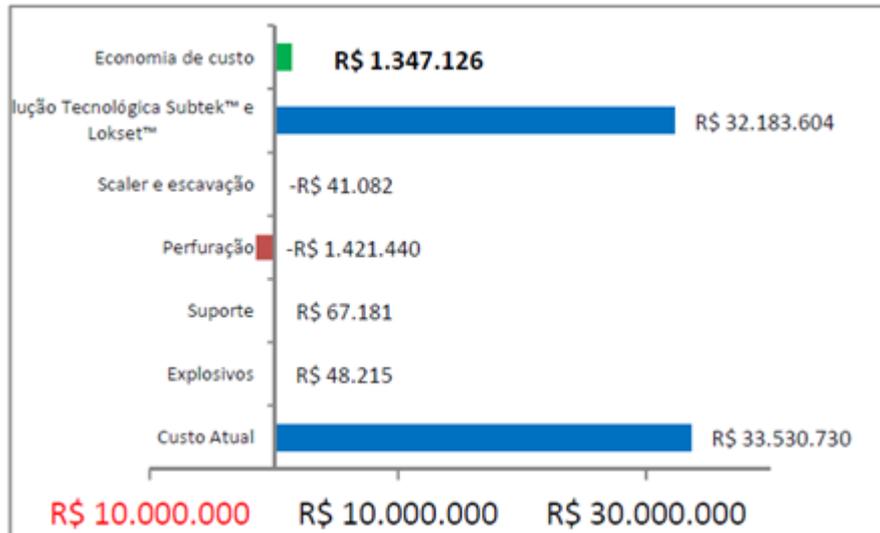


Figura 08-Planilha de cálculo. Fonte: Orica

Também utilizadas na abertura de poços de ventilação (Shaft) onde o método para abertura era realizado com equipamento conhecido como Raise borer.

Solicitado o apoio da equipe técnica da empresa Orica, foi desenvolvido 3 planos de fogos específicos para regiões com classificações rochosas ruins e média. Além disso, tinha-se o compromisso de manter a estabilidade do maciço, diâmetro final do poço em 5,5 mts, sendo o trabalho para que não houvesse over break conforme figura 08.

O trabalho foi dividido em três etapas, sendo duas de perfuração e carregamento de caráter descendente, com diâmetro de perfuração de 4,5". E uma etapa de perfuração e carregamento ascendente com diâmetro de 3". Com um furo piloto de Raise borer de 12" ao centro. A partir daí, foram confeccionados plano de fogos individuais, considerando os maciços e diâmetro de perfuração, além dos carregamentos específicos para cada furo.

Outra inovação que está chegando no mercado brasileiro, é o mais novo reforçador (booster) WebGen™ – Wireless Eletronic Blasting System: Desenvolvido pela Orica, conta com sistema (totalmente livre de cabos ou fios), O sistema funciona por meio de ondas eletromagnéticas de baixa frequência, as quais são capazes de viajar centenas de metros pelo maciço rochoso, permitindo a comunicação e acionamento entre os componentes. É uma tecnologia nova e revolucionária no mercado da mineração, com um booster de 450g, uma antena receptora, uma espoleta I-kon III + componente DRX, equipados com uma bateria de vida útil de até 3 meses.

O Web Gen™ é uma tecnologia que irá revolucionar o processo de desmontes pois, com a vantagem de não ser acionados por cabos, é possível o carregamento de vários leques que de acordo com

necessidade de cada lavra, podem ser desmontados eliminando o risco de perder um furo carregado por falha na comunicação do acessório e também retirando o pessoal de carregamento das frentes próximas da face livre onde o risco de deslocamento de blocos e queda de choço são maiores conforme figura 14 e 15.

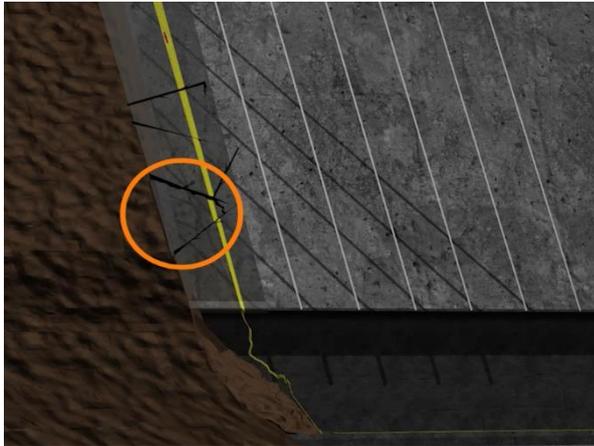


Figura 14- Carregamento com acessórios convencionais -Orica



Figura -15 Carregamento com *WebGen* Fonte- Orica Fonte

As operações de carregamento de fogo são essenciais no ciclo de lavra e desenvolvimento de uma mina e continuarão a existir bem como os riscos das operações, mas com a substituição dos métodos convencionais por sistemas tecnológicos e inteligentes, todo o processo tem a ganhar otimizando todo o processo e reduzindo a exposição de pessoas em ambientes de riscos.

CONCLUSÃO

Aplicação de novas tecnologias permitiram mais segurança e menos impactos ambientais no desmonte de rochas em minas subterrâneas. Apesar de ter pouca aplicação no Brasil, devido ao custo inicial para aquisição e instalação dos equipamentos mais elevado (a maior parte dessas tecnologias são importadas), muitas vezes, a escolha pelo método convencional é feita por questões de mercado e custos menores.

A inovação não servirá apenas para o desmonte das rochas, em específico, mas etapas posteriores como carregamento, transporte e britagem. Assim, é necessário, além do investimento em automação e gestão de informações, uma mudança na cultura organizacional das empresas que lidam com a mineração no país. A resistência a mudança de atitudes comportamentais e a resistência a uso de tecnologias impedem ser tornar o ambiente de trabalho mais produtivo.

A busca pela redefinição de processos e aumento da responsabilidade dos envolvidos, a fim de que a tecnologia proporcione plena integração de todos os processos da atividade extrativista deve ser uma prática cada vez mais constante no dia-a-dia das empresas.

REFERÊNCIAS

BRASIL (2011). Ministério de Minas e Energia (MME). Plano Nacional da Mineração. Brasil: Brasília (DF).

CUNHA, L. E. Estudo de Plano de Fogo para Otimização dos Custos de Transporte e Britagem. Disponível em: <http://www.ufjf.br/engenhariacivil/files/2012/10/Trabalho-Final-de-Curso.pdf>. Acesso em 23 de outubro de 2019.

DNPM (2014). Departamento Nacional de Produção Mineral. Sumário Mineral 2014. Brasil: Brasília.

Departamento Nacional de Produção Mineral. Normas Regulamentadoras da Mineração do DNPM, NRM 04 – Aberturas Subterrâneas e a NRM 06 – Ventilação. Legislação. Diário Oficial da União de 20 de janeiro de 2015. Disponível

em:<http://www.dnpm.gov.br/aceso-a-informacao/legislacao/portarias-do-diretor-geral-do-dnpm/portarias-do-diretor-geral/portaria-no-036-em-16-01-2015-do-diretor-geral-do-dnpm>. Acesso em 23 de outubro de 2019.

BRASIL.<https://www.brasilminingsite.com.br/anexos/artigos/17_0.pdf. > Acesso em 20 de set de 2019.

HOEK, E.; BROWN, E.T. Underground excavation in rock. 1 st ed. IMM, 1980.532 p.

IBRAM, Instituto Brasileiro de Mineração. (2017). Produção mineral brasileira. Site. Brasil, mar. Disponível em: <<http://www.ibram.org.br/>>.

GERALDI, J.L.P. O ABC das Escavações de Rocha. Rio de Janeiro. Ed. Interciência, 2011.

KURCEWICZ, J. A. Desmonte com Explosivo em Lavra Subterrânea de Carvão: Avaliação do Desempenho e Utilização de ANFO. Artigo. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Escola de Engenharia. Disponível

em: https://edisciplinas.usp.br/pluginfile.php/2586987/mod_resource/content/1/Aula%205.pdf.

MARTINS, P. A. Otimização da Fragmentação: Aplicando a Metodologia Mine to Mill Para o Benefício da Cadeia Produtiva de Rocha Fosfática. Disponível

em: https://cetm_engminas.catalao.ufg.br/up/596/o/Paulo_Martins.pdf. Acesso em 23 de outubro de 2019.

ORICA, Curso de Blaster – Costumer Solutions Team Brazil, 05 fev de 2016. ORICA.

<https://www.orica.com/Products---Services/MiningServices/BlastIQ/Technologies/blastiq#>. XaeghORYaUk. > Acesso em 20 de set de 2019.

SCOTT, A. Blastability and blast design – rock fragmentation by blasting. In: FRAGBLAST, 5., Montreal, 1996.

Capítulo 2

PATRIMONIO GEOLÓGICO, GEOCONSERVAÇÃO, GEODIVERSIDADE E GEOTURISMO NA REGIÃO DE JACOBINA-BA

[DOI: 10.37423/200300351](https://doi.org/10.37423/200300351)

Dante Severo Giudice
dasegu@gmail.com

Resumo: Este trabalho é o aprofundamento do trabalho apresentado no XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, em 2016, em Porto Alegre – RS. A Região de Jacobina está situada no noroeste do estado da Bahia, e se desenvolveu com a descoberta do ouro no século XVII. Apresenta uma rica geodiversidade que vem a ser o conjunto de recursos naturais de valor científico/cultural, educativo e/ou recreativo, e se constitui por formações e estruturas geológicas, morfologia, rochas, solos e outras manifestações geológicas que permitem conhecer, estudar e interpretar a história geológica da terra, bem como os processos que a modelaram. Esta diversidade litológica foi fator primordial para o modelamento de feições peculiares que podem vir a introduzir a região no circuito turístico internacional, na modalidade de ecoturismo e turismo de aventura, como trekking, rapel, dentre outros. Assim sendo, a geodiversidade foi responsável pelo surgimento das potencialidades da região, representado por cachoeiras, grutas e as rugosidades da época da mineração, dentre elas, trecho da estrada real, além de sítios arqueológicos. Estes fatores são de grande importância e podem trazer o desenvolvimento sustentável, mas para isso precisam e devem ser preservados, não só com a criação de mecanismos de preservação/conservação, mas também com métodos eficazes de fiscalização.

PALAVRAS-CHAVE: Patrimônio Geológico, Geodiversidade, Geoconservação, Geoturismo, Jacobina.

INTRODUÇÃO

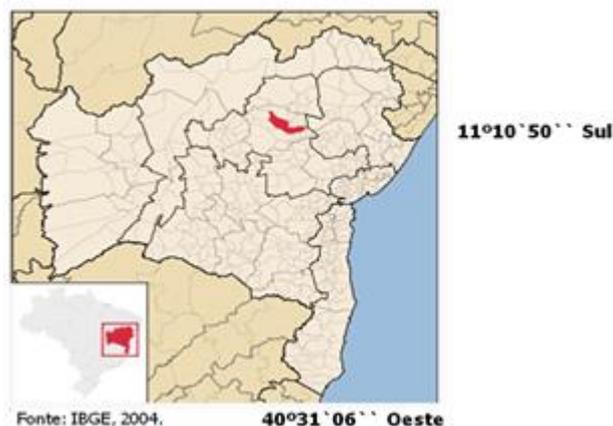
O município de Jacobina, área do estudo, situa-se na parte noroeste do Estado da Bahia (Figura 1), estando totalmente incluído no polígono das secas. A região teve grande importância no auge do ciclo do ouro, e é possuidora de muitos recursos naturais, parte da sua geodiversidade, sendo que este patrimônio geológico encontra-se vulnerável tendo em vista que não existe nenhuma unidade de conservação, ou outro mecanismo de controle ao acesso a esse patrimônio.

O presente trabalho aborda questões da geografia física, ligadas a geodiversidade, com enfoque no patrimônio natural, e como o patrimônio contribui ou pode contribuir no incremento ao turismo. Tem como objetivo mostrar que os aspectos naturais podem ser utilizados como recurso econômico através do geoturismo

O estudo da geografia engloba os aspectos naturais que constituem o modelado terrestre e se traduz nas formas da morfologia e que fazem parte da geodiversidade. Esta geodiversidade é apropriada para o turismo, o chamado geoturismo, que oferece subsídios que possibilitem aos turistas adquirir conhecimento necessário para compreender os aspectos físicos de um local, além da apreciação de sua beleza cênica.

O arcabouço teórico-conceitual encontra-se fundamentado nos conceitos de geografia, patrimônio natural, geodiversidade, e geoturismo, estes últimos embasados principalmente em Nascimento e colaboradores (2008).

Metodologicamente se partiu do recorte empírico, se elaborou pesquisas documentais, levantamento dados que evidenciavam que os aspectos geográficos também são importantes no estudo da geodiversidade, tão apropriado pela geologia, pois contribui para delimitação das unidades geoambientais, na identificação de geossítios e na proposição de novas unidades de conservação.



Adaptado pelo autor (2019)

CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE GEOGRAFIA, GEODIVERSIDADE E GEOTURISMO

Originalmente a Geografia se propôs a realizar a articulação Sociedade/Natureza, entretanto, influenciada pelo Positivismo, na prática acabou seguindo o caminho da disjunção desses elementos, o que tem acompanhado historicamente todas as correntes do pensamento geográfico. A emergência da questão ambiental, num mundo caracterizado cada vez mais pela complexidade, acaba estabelecendo a necessidade de se criar um canal de comunicação entre os diversos ramos do conhecimento, através da interdisciplinaridade e da transdisciplinaridade, caminho parcialmente trilhado pela Geografia através do princípio da conexidade.

Para a discussão sobre geodiversidade, faz-se necessário trabalhar os termos relacionados a esse contexto, no sentido de elucidá-los. Dessa forma, Sharples (2002) chama a atenção para a distinção entre três termos frequentemente utilizados:

Geodiversidade é uma qualidade que nós tentamos conservar, **geoconservação** é o esforço de tentar conservá-la e **patrimônio natural** compreende os exemplos concretos representativos dos recursos e processos pelos quais nós direcionamos nossos esforços de gestão a fim de conservá-los. Esses três termos não são sinônimos, mas sim complementares. **(tradução nossa)**

Geodiversidade começou a despertar atenção recentemente, na década de 1990, quando se deu início a sua utilização por geólogos e geomorfólogos, para descrever a variedade do meio abiótico (GRAY, 2004). Entretanto, esse autor afirma ser difícil precisar quando ele foi utilizado pela primeira vez, muito provavelmente na Austrália (Tasmânia), pois, segundo Nascimento, Ruchkys e Mantesso-Neto

(2008), “neste país o termo geodiversidade foi utilizado por Sharples (1995), Kiernan (1994, 1996, 1997) e Dixon (1995 e 1996), em estudos de conservação geológica e geomorfológica.”

No Brasil, esse conceito vem se delineando concomitantemente a outros países, mas, com forte enfoque no planejamento territorial. Silva e colaboradores (2001), em publicação da CPRM - Serviço Geológico do Brasil, em 2008, apresentam uma proposta bastante geográfica de dar uma contribuição no uso adequado do território, objetivando o planejamento do ordenamento territorial sustentável. Assim, geodiversidade é definida como:

O estudo da natureza abiótica (meio físico) constituída por uma variedade de ambientes, composição, fenômenos e processos geológicos que dão origem às paisagens, rochas, minerais, águas, fósseis, solos, clima e outros depósitos superficiais que propiciam o desenvolvimento da vida na Terra, tendo como valores intrínsecos a cultura, o estético, o econômico, o científico, o educativo e o turístico (SILVA, 2008).

Por outro lado, Silva e Carvalho Filho (2001) definem geodiversidade a partir da “variabilidade das características ambientais de uma determinada área geográfica”.

Patrimônio natural (que compõe a geodiversidade) é considerado o conjunto de recursos naturais que estuda dentre outras coisas, os processos que a modelaram, os climas e paisagens do passado e presente, e a origem e evolução da vida sobre este planeta, Ele engloba o Patrimônio Geológico.

Patrimônio geológico é apenas uma parcela da geodiversidade, constitui-se no conjunto de recursos naturais de valor científico/cultural, educativo e/ou recreativo, por formações e estruturas geológicas, morfologia, depósitos sedimentares, minerais, rochas, fósseis, solos e outras manifestações geológicas que permitem conhecer, estudar e interpretar a história geológica da Terra, os processos que a modelaram, os climas e paisagens do passado e presente, a origem e evolução da vida sobre este planeta. Apesar de estar estreitamente relacionados, não devem ser encarados como sinônimos. Patrimônio geológico é bastante vulnerável, não sendo renovável. Segundo Costa (1989), ele está sujeito a vários tipos de ameaças que na sua maioria devem-se as mais diversas atividades humanas, como implantação de infraestruturas rodoviárias, a atividade mineira, e ocupação desordenada das áreas litorâneas.

Geoconservação é segundo Sharples (1995);

“a significativa preservação da diversidade natural (ou geodiversidade) de significativos aspectos e processos geológicos (substrato), geomorfológicos (formas de paisagem) e de solo, pela manutenção da evolução natural desses aspectos e processos”.

Patrimônio Geológico e Geoconservação devem estar sempre associados, pois deles depende o geoturismo. Acredita-se que a atividade turística, se bem planejada e direcionada, possa contribuir para a proteção do patrimônio, uma vez que esta atividade depende de atrativos bem conservados. A contribuição do turismo para a proteção do patrimônio pode acontecer por meio de sensibilização do turista em relação à importância dos atrativos que visita (Ruchkys, 2007).

Dessa forma, nos parece claro que a geodiversidade, apesar de ser um termo muito ligado à Geologia, é plenamente aplicável à Geografia.

Na verdade são as diversas ações da sociedade para assegurar o seu desenvolvimento que transformam o espaço natural em espaço geográfico, e por isso se faz necessário compreender a complexidade e diversidade dos ecossistemas para entender como o processo se evolui. Como afirma Kozłowski (2004), o desenvolvimento das sociedades está intimamente ligado às condições abióticas, e a geodiversidade foi fundamental para o incremento da diversidade biológica durante a evolução geológica, tendo a litosfera um significado importante na criação e desenvolvimento da vida. Assim sendo, faz-se necessário à proteção da geodiversidade, como feição indispensável à proliferação da vida.

Por outro lado, o turismo é uma das vertentes mais expressivas das sociedades ditas pós-industriais. O desenvolvimento do turismo está ligado tanto às políticas públicas, seja de forma espontânea ou através de planejamento, quanto ao setor privado, ou a uma ação conjunta dos dois. A atividade turística é considerada hoje uma indústria pouco poluidora, mas, na verdade, representa na atualidade uma das mais significativas formas de reprodução de capital e de captação de recursos no comércio internacional. Desta forma, o turismo vem crescendo e se tornando um fenômeno internacional, onde se procura aventura, o autêntico e o inusitado de cada lugar, mas paradoxalmente se quer o conforto e a segurança de casa, bem como o ‘status’ que a viagem oferece ao indivíduo. Na procura de sua de sua própria epistemologia, o turismo é, segundo Rodrigues:

Um fenômeno que por sua natureza complexa, reconhecida por todos os seus estudiosos, é um importante tema que deve ser tratado no âmbito de um quadro interativo de disciplinas de domínio conexo, em que o enfoque geográfico é de fundamental importância, uma vez que, por tradição, lida com

a dualidade sociedade x natureza. Se esta característica basilar da Geografia foi sempre considerada como um elemento complicador, tido como responsável pela sua dificuldade de firmar-se como ciência no período moderno, cremos que no momento atual, à luz de novos paradigmas e com a emergência da questão ambiental, a situação vem-se revertendo. Nunca o discurso geográfico foi tão valorizado, a ponto de ser apropriado por outras disciplinas. Este discurso tem sido, entretanto, superficial, permeado pela retórica, necessitando de aprofundamento para assumir a qualidade de texto. (RODRIGUES, 2006).

Na geografia turística atualmente vem-se desenvolvendo o aspecto ambiental, plenamente associado à Geografia Física, denominado turismo ecológico, ou geoturismo. Conforme Rodrigues (op. cit.):

Estes referenciais teóricos da contemporaneidade correspondem ao paradigma emergente das ciências sociais, procurando-se romper com a dicotomia sujeito-objeto na pesquisa científica. Este enfoque é fundamental nos estudos do chamado turismo ecológico, em particular levando-se em consideração os paradigmas de ecologia profunda, que exigem o abandono da perspectiva antropocêntrica para um enfoque biocêntrico, em que o homem é considerado uma das espécies da natureza. Preservar a natureza, então, significa preservar o próprio homem. (RODRIGUES, 2006).

Entretanto o geoturismo é tido como alternativa e teoricamente é capaz de conciliar a conservação do patrimônio natural (englobando o geológico) e cultural. Por outro lado, esse uso racional sob o rótulo de turismo ecológico, pode legitimar velhas práticas do turismo tradicional predatório, já que muitas vezes o turista não está educado para tal, e as limitações existentes, não lhes são impostas, para não afugentá-los.

Stueve et.al., 2002, define geoturismo como: “o turismo que mantém ou reforça as principais características geográficas de um lugar – seu ambiente, cultura, estética, patrimônio e bem-estar dos seus residentes”.

Segundo Becker (2004), a política nacional de turismo no Brasil é inconsistente, desarticulada e ambígua quanto aos seus propósitos, contemplando hoje no país o ecoturismo como um dos principais programas de turismo.

Por outro lado, segundo a Embratur/MMA (1994):

A indústria do turismo e viagens, líder mundial em movimentação de recursos e geração de empregos, que depende umbilicalmente de uma gestão sustentada dos patrimônios natural e cultural, cruza seu caminho com o Brasil, o maior país tropical do mundo, proprietário e gestor do maior banco de biodiversidade do planeta. Desta relação, surge o ecoturismo como um dos mais inteligentes instrumentos de viabilização econômica, para o

gerenciamento correto dos recursos naturais, oferecendo aos brasileiros uma alternativa digna de conquistar seu sustento e uma vida melhor, ao mesmo tempo em que assegura às gerações futuras, o acesso aos legados da natureza. (EMBRATUR/MMA, 1994).

Atualmente, após a exploração turística do mundo como um todo, são os grandes geossistemas, com a sua geodiversidade, e até então preservados, do 'mundo tropical' ou subdesenvolvido, em particular dos continentes africano e latino-americano, os também denominados espaços de reserva de valor, que são agora chamados a entrar em cena, e serem apropriados pelo turismo internacional. Para Rodrigues (op. cit.), o turismo

[...] nessas regiões expressa-se como verdadeiro processo civilizatório, podendo ser comparado às conquistas expansionistas das metrópoles nos territórios coloniais, na fase do capitalismo concorrencial, seja na exploração dos minérios, seja na monocultura de produtos tropicais de exportação. (RODRIGUES, 2006).

Desta forma, os países de economia periférica, em particular do mundo tropical, com grandes e diversificados recursos turísticos naturais e culturais, têm sido objeto da intervenção por meio de megaprojetos de empresas de capitais transnacionais que dominam hegemonicamente o mercado mundial. Estes projetos têm efetivamente captado divisas, porém a um alto custo para as populações locais e para o meio natural.

Assim sendo, mesmo nos locais mais inacessíveis, o turismo se instala com voracidade e alta tecnologia, causando total descaracterização no lugar, que passa a assumir nexos sofisticadamente urbanos.

OS ATRATIVOS TURÍSTICOS, A GEOGRAFIA E A GEOLOGIA

Seguramente os aspectos físicos da geografia e turismo têm muitos pontos em comum, e o geoturismo representa uma das possibilidades para o geógrafo de fazer o grande público conhecer e apreciar o território com outros olhares. Como afirma Desio (1987),

[...] são muito poucos os turistas que como os geólogos têm capacidade de apreciar mais intimamente as belezas da natureza. Os geólogos interpretam também as maravilhosas estruturas internas e os efeitos dos potentes choques e majestosos escorregamentos de grandes massas de rocha que foram pouco a pouco esculpindo a crosta terrestre. O geólogo sente também a perfeita harmonia que associa as formas externas e as internas, produzida como uma seqüência de causa e efeito. (DESIO, 1987).

Faz-se necessário aqui introduzir um conceito importante quando se trabalha com geoturismo, que é o de patrimônio natural, que pode ser definido como um georrecurso não renovável que pelo seu

valor cultural, estético, econômico, funcional, científico, educativo, deva ser preservado para as gerações vindouras. A ele se associa um outro é o de geossítio – sítio geológico ou sítio de interesse geológico – que pode ser qualquer território onde se consegue definir um interesse geológico-geomorfológico para conservação.

O Brasil tem grande potencial para o geoturismo, tendo em vista que possui um dos mais belos e variados patrimônios naturais do mundo.

Assim sendo, o país há muito tempo vem despertando atenção pelos seus atrativos naturais, decorrentes das ações físicas, através da ação dos rios, dos ventos, num processo de trabalhamento que veio produzir paisagens de rara beleza cênica (Giudice & Souza, 2009), onde se destacam córregos e rios cristalinos (como na Chapada dos Guimarães), áreas alagadas (como o Pantanal), belas e famosas cachoeiras (como as Cataratas de Iguazú), serras esculpidas (como a Chapada Diamantina (BA) e a Serra da Capivara (PI)), grutas (como a Gruta Azul (BA) e Maquiné (MG)) que associado ao clima ameno e favorável, se tornou, por conseguinte, de grande valor para a exploração turística.

O turismo, e conseqüentemente o geoturismo no Brasil (e suas vertentes, como o ecoturismo) é bastante explorado, na forma de lazer e recreação, mas não de forma organizada e sustentada, como em muitos outros países, como E.U.A. e Nova Zelândia. As formas de relevo e a morfologia, responsáveis pelos aspectos paisagísticos que atraem a atividade turística estão condicionadas pela estrutura geológica. (Giudice & Souza, 2010).

Assim sendo, a geodiversidade foi responsável pelo surgimento da mineração, e o patrimônio geológico, mais tarde pelo turismo, explorado não só com base nos locais de interesse geológico, mas também nas feições geomorfológicas que dão a região formas de grande beleza cênica (Figuras 2, a, b, c, d). Estes fatores são de grande importância na organização do espaço na região de Jacobina, sobretudo o surgimento das cidades e vilas, e por isso precisam e devem ser reservados, não só com a criação de mecanismos de preservação/conservação, mas também com métodos eficazes de fiscalização.



Fonte: Acervo do autor (2016)

Figura 2 - Afloramento Arenito Formação Tombador



Fonte: Acervo do Autor (2016)

Figura 3 - Trecho Estrada Real



Fonte: www.adias2008.com.br. Acesso 20.08.2019

Figura 4 - Inscrições Rupestres



Fonte: www.conhecajacobina.com.br. Acesso 15.09.2019

Figura 5 - Cachoeira da Viúva



Fonte: www.conhecajacobina.com.br. Acesso 15.09.2019

Figura 6 – Cachoeira Véu de Noiva

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O grande patrimônio natural do Brasil, que o torna, pelas suas dimensões, um país de imenso potencial geodiverso, tem na geografia, em seus aspectos físicos, uma ponte com a geodiversidade, e apesar de muito associados as pesquisas da geologia, tem na geografia a representação e distribuição espacial desses complexos territoriais diferenciados em distintas escalas, envolvendo patrimônio geológico, geoconservação e geoturismo.

A região de Jacobina abriga um grande patrimônio geológico que constitui a sua geodiversidade, tornando-se fator de preocupação, tendo em vista o despertar local para este potencial, o que leva a divulgação e conseqüente atração de grande fluxo de pessoas, e se esse fluxo não for controlado, bem

como se não forem criados mecanismos de tombamento desse patrimônio geológico, visando a sua geoconservação, fatalmente ele estará fadado à destruição/deteriorização. Estamos atrasados, pois muitos países já trabalham nessa perspectiva, e a criação de uma unidade de conservação, ainda que municipal, a exemplo de Mucugê, é um passo fundamental.

O turismo e, conseqüentemente, o geoturismo têm como objetivo principal propiciar aos turistas que suas expectativas sejam alcançadas, de modo mais abrangente possível. No entanto, deve-se ter em mente que a salvaguarda das características gerais e específicas da população local é fundamental para que seja possível atingir a sustentabilidade. O geoturismo está intimamente vinculado ao meio ambiente, e dessa forma ao patrimônio natural, uma peça chave, uma vez que a política de preservação do meio ambiente almeja o controle do crescimento, sem que os atrativos percam a sua feição original. Assim sendo, o geoturismo sustentável procura contemplar exatamente esse equilíbrio entre desenvolvimento econômico e preservação ambiental.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

BECKER, B. K. Amazônia. Geopolítica na virada do III milênio. Rio de Janeiro: Garamond, 2004.

COSTA, C.N. A conservação do patrimônio geológico. Comunicações do II Congresso de Áreas Protegidas, SEARN, SNPRCN, Lisboa, 1989.

DESIO, A. Sulle vie delle sete dei ghiacci e dell'oro. Novara: Instituto Geografico de Agostini, 1987.

EMBRATUR/MMA. As diretrizes para uma política nacional de ecoturismo da Embratur. Brasília: EMBRATUR/MMA, 1994.

GIUDICE, D.S.; SOUZA, R.M. e. Geodiversidade e Lógicas Territoriais na Chapada Diamantina. Revista de Desenvolvimento Econômico – RDE (UNIFACS), ano XI, n.19, Jan/2009, p. 65-74.

GIUDICE, D.S.; SOUZA, R.M. e. Geologia e Geoturismo na Chapada Diamantina. Revista Gestión Turística (Valdivia) (Universidad Austral de Chile), ano 7, n.14, Dic/2010, p. 1-9..

GRAY, M. Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature. London: John Wiley & Sons Ltd., 2004.

KOZLOWSKI, S. Geodiversity. The concept and scope of geodiversity. In: Przegląd Geologiczny, vol. 52, nº 8/2, 2004

NASCIMENTO, M.A.L. do; RUCHKYS, U.A.; MONTESSO-NETO, V. Geodiversidade, geoconservação e geoturismo. São Paulo: SBG, 2008.

RODRIGUES, A. A. B. (Org.) Turismo e geografia: reflexões teóricas e enfoques regionais. São Paulo: Hucitec, 2006.

RUCHKYS, U.A. Patrimônio geológico e Geoconservação no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: potencial para a criação de um geoparque da Unesco. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2007.

SHARPLES, C. Geoconservation in forest management - principles and procedures. *Tasforests*, v. 7, p. 37-50, Forestry Tasmania, Hobart, dez. 1995.

SILVA, J.X. da.; CARVALHO FILHO, L.M. Índice de geodiversidade da restinga da Marambaia (RJ), um exemplo do geoprocessamento aplicado a geografia física. *Revista de Geografia*, v. 17, n.1, 2001.

SILVA, C.R. da. (ed.) Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado para entender o presente e prever o futuro. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

STUEVE, COOK, S. D.; DREW, D. The geotourism study; Phase I Executive Summary. Travel Industry Association of America, 2002. 22 p.

Capítulo 3

MAPEAMENTO GEOLÓGICO COM ESCALA DE 1:25.000 NA SUBÁREA III, MUNICÍPIO DE FLORIANO-PI.

[DOI: 10.37423/200300501](https://doi.org/10.37423/200300501)

Rafaela da Silva Sousa (Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, Instituto de Geociências e Engenharias, Faculdade de Geologia).

Kelly Aparecida Caldas da Cruz (Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, Instituto de Geociências e Engenharias, Faculdade de Geologia).

Márcio Henrique Sousa Lameira (Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, Instituto de Geociências e Engenharias, Faculdade de Geologia).

Raimundo Nonato do Espírito Santo dos Santos (Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, Instituto de Geociências e Engenharias, Faculdade de Geologia).



INTRODUÇÃO

O trabalho de mapeamento geológico foi realizado durante a disciplina de estágio de Campo 1, nas proximidades da cidade de Floriano-PI, mais especificamente na subárea III (Figura 1), em uma área de aproximadamente 16 Km². O mapeamento geológico dessa área foi realizado em base cartográfica de escala 1:25.000 e consistiu na realização de descrições detalhadas dos afloramentos, visando a obtenção de dados estruturais e relações de contato das unidades litoestratigráficas aflorantes na área. Além disso, análises de imagens de radar (SRTM e LANDSAT-8) e levantamentos bibliográficos acerca dos dados geomorfológicos, litoestratigráficos e estruturais da região auxiliaram na integração e interpretação dos dados obtidos em campo.

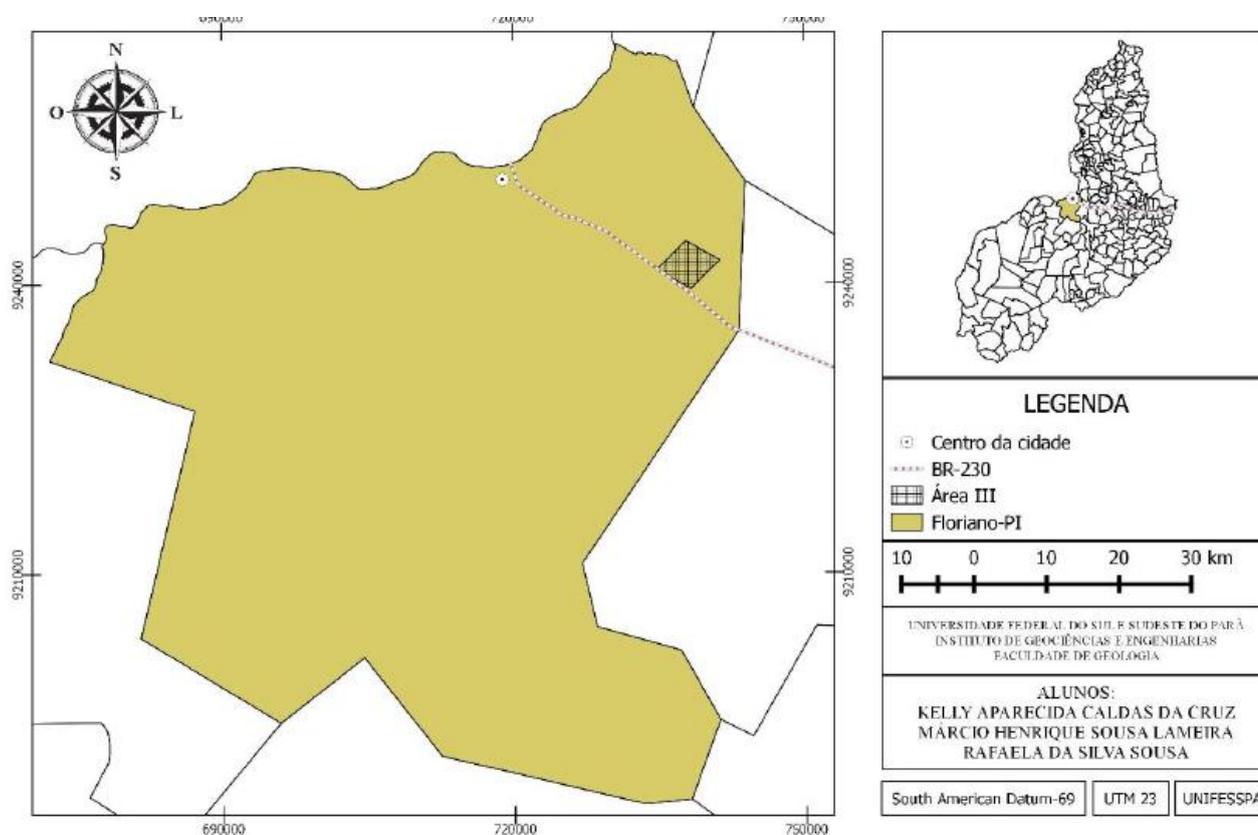


Figura 1: Localização da área estudada

METODOLOGIA

As atividades e métodos utilizados para a realização desse mapeamento foram divididas em três fases: FASE PRÉ – CAMPO: Práticas cartográficas, sínteses bibliográficas, mapas temáticos e elaboração de um relatório escrito.

FASE DE CAMPO: A fase de campo ocorreu entre os dias 18 a 23 de junho de 2014, no município de Floriano – PI, onde foram realizados levantamentos diários das seções geológicas e descrições dos afloramentos visitados. A amplitude dos sets foi denominada de acordo com a classificação de Fernandes (1991).

FASE PÓS-CAMPO: Nesta fase foi realizada a correlação dos dados de campo com pesquisas anteriores realizadas na área de estudo, apresentando como trabalho final um mapa geológico da área juntamente com um relatório. Foram confeccionadas lâminas delgadas das rochas coletadas na área para a posterior descrição no microscópio petrográfico. As classificações das rochas foram feitas a partir dos seus constituintes mineralógicos (quartzo, feldspato e fragmentos líticos) a uma proporção de 100% conforme a classificação de Dott (1964). Com relação ao grau de arredondamento, utilizou-se a tabela de Powers (1953).

RESULTADOS

Litologicamente a área de estudo é composta por lajedos de laterita e rochas sedimentares que foram individualizadas em cinco fácies, perfazendo uma única unidade estratigráfica encontrada na área de estudo. As fácies sedimentares foram agrupadas em uma associação de fácies (AF1) que exhibe características de ambiente de dunas eólicas e é classificada da seguinte forma: arenito com estratificação plano-paralela (Ap); arenito maciço (Am); arenito com estratificação cruzada tabular (At); arenito com estratificação cruzada festonada (Af) e arenito com laminação plano-paralela (Alp).

As fácies arenito com estratificação plano-paralela – Ap (Figura 2a e b) e arenito com estratificação cruzada tabular – At (Figura 02c), são as mais representativas da área de estudo e ocorrem na forma de afloramentos com cerca de 3 metros de altura. A mudança entre os sets por vezes é feita com truncamento (Figura 2d), denotando mudança no sentido do vento do paleoambiente. Em média o ângulo de truncamento é de 16º a 19º.

Somente uma unidade geológica foi individualizada na área. No que concerne à descrição microscópica das rochas, o arcabouço detrítico dos arenitos é constituído predominante por quartzo, menos comumente por feldspatos e fragmentos líticos. Os arenitos descritos apresentam granulometria de areia fina à média, variando de 0,2 mm a 0,5 mm. A maturidade textural varia de moderado a maturo, com grãos subarredondados a arredondados exibindo contatos do tipo flutuante e pontual, e menos comumente reto. A composição mineralógica das amostras é composta por quartzo

com extinção ondulante (69%) e extinção reta (31%), sempre com proporção maior do que 90% em relação aos grãos de feldspatos e fragmentos líticos, sendo inseridas no campo de quartzo-arenitos, segundo a classificação de Dott (1964). As rochas foram expostas ao regime de eodiagênese com cimentação de óxido e hidróxido de ferro.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Com base nos dados estratigráficos obtidos em campo e comparações com a literatura, uma unidade geológica foi individualizada e corresponderia a depósitos de dunas correlacionáveis à Formação Piauí, predominantemente eólica (Goés, 1995) que se desenvolveu no Carbonífero Superior.

Este período foi marcado por grandes deslocamentos de continentes e fases orogênicas que propiciaram eventos transgressivos e regressivos. Desta forma, a partir de inferências climáticas, é provável que a Bacia do Parnaíba, dentro do Supercontinente Gondwana, estivesse cada vez mais perto de latitudes longe dos pólos e perto do Equador com climas cada vez mais áridos (Santos & Carvalho, 2004).

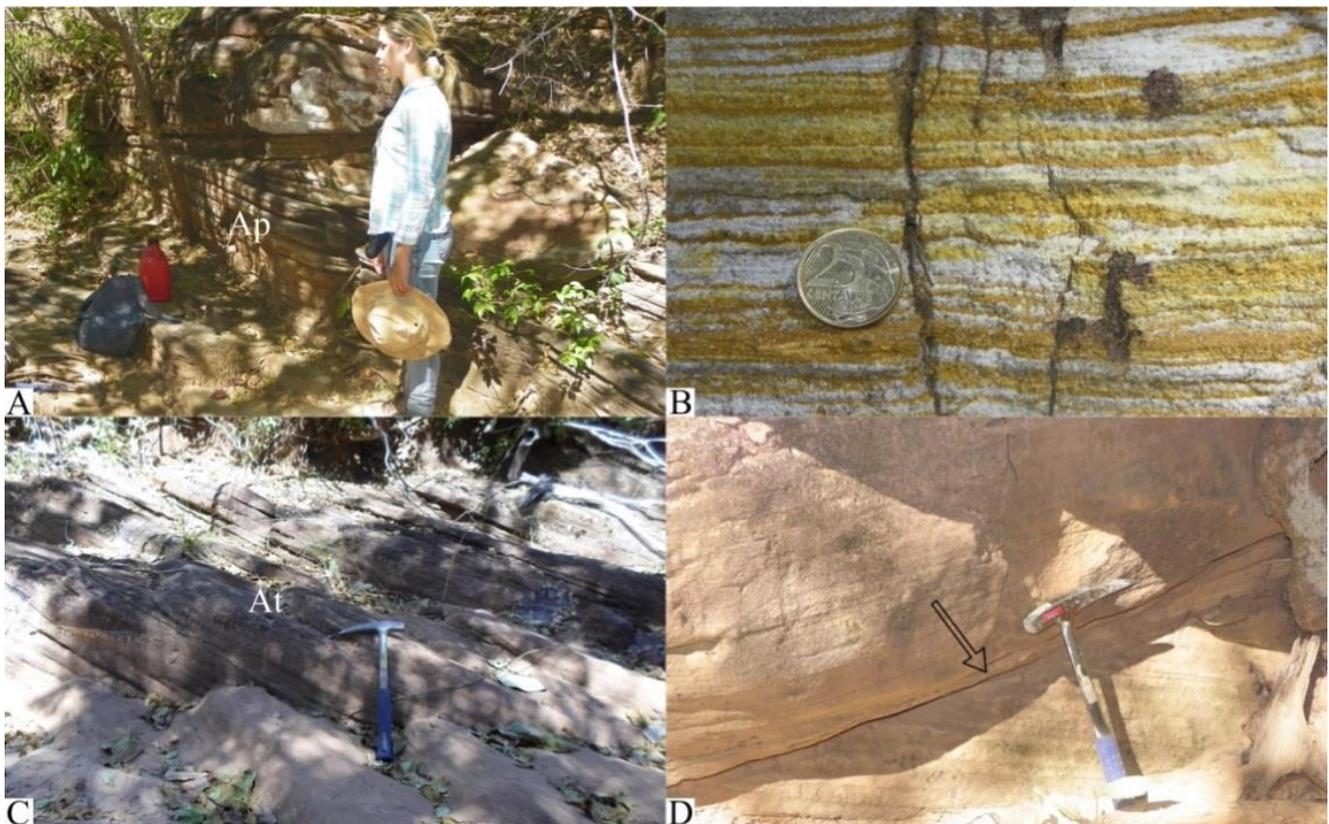


Figura 2: a) Afloramento exibindo arenito com estratificação plano-paralela – Ap; b) Foto de detalhe do arenito médio amarelo-esbranquiçado; c) Arenito com estratificação cruzada tabular – At; d) Truncamento entre sets de arenito.

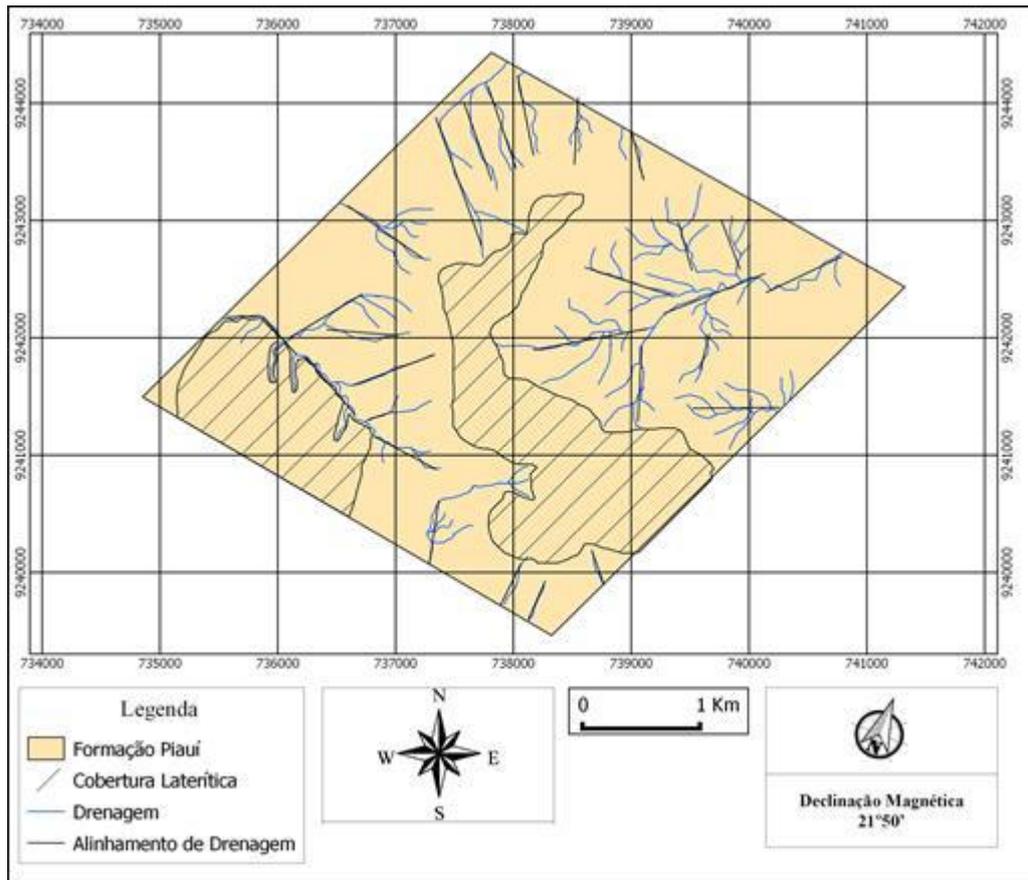


Figura 3: Mapa geológico da unidade B, representando a formação Piauí, subárea III.

A área é constituída por um sistema de horsts e grabens que se formaram após a laterita. Isso é evidenciado pela presença de lateritas in situ no horst a uma altitude de 410m, assim como no graben, sendo que neste último apresenta-se na forma de janelas lateríticas com perímetro de aproximadamente 900m². Foi possível a visualização de fraturas e lineamentos com direções preferenciais para NW-SE e NE-SW (Lineamento- Transbrasiliano). A porção superior da Formação Piauí é formada por um horizonte laterítico que pode ser interpretado da seguinte forma: após a deposição da Formação Piauí houve um momento de estabilidade tectônica que possibilitou a formação das lateritas que teriam sido formadas a partir de processos de natureza geoquímica e pedológica relacionados às condições geológicas da época de sua formação, as quais seriam de interesse fundamental para a compreensão da gênese das coberturas lateríticas (Scislewski, 2003).

Desta forma, os dados de mapeamento geológico permitiram contribuir para um melhor entendimento da área, tendo como resultado a confecção de um mapa geológico região na escala de 1:25.000, no qual foi possível confirmar os dados pré-campo, definindo a Formação Piauí como dominante na área de estudo, uma vez que esta unidade geológica é representada por fácies de ambiente eólico. Para a origem do horizonte laterítico a principal possibilidade é que tenha sido

formado em um período de estabilidade logo após a exposição da Formação Piauí. Quanto aos aspectos estruturais todas as unidades que ocorrem na área foram atingidas por tectonismo rúptil que causaram movimentação de blocos bem visíveis ao longo de toda a área mostrando deslocamentos marcantes. Estas estruturas podem estar relacionadas aos Lineamentos Picos Santa-Inês e Transbrasiliano, conhecidos por formarem estruturas de horsts e grabens.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dott, R.H.Jr.,1964. Wacke, graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? Jour. Sed. Petrology 34, 625-632.

Fernandes, L.A. 1992. A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os grupos Bauru e Caiuá. São Paulo. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 129 p.

Góes, A. M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Ms Dissertation, Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 171p.

Powers, M. C. 1953. A new roundness scale for Sedimentary Particles. In:Journal of Sedimentary Petrology, 23: 117-119.

Santos, M.E.C.M., Carvalho, M.S.S.2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba e São Luís-Grajaú. Rio de Janeiro, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.194p.

Scislewski, G. 2003. Formações superficiais. In: SILVA, C. R. (Coord.). Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Integrada de Desenvolvimento do Distrito Federal e Entorno. Fase I. Rio de Janeiro. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais; Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 417p.

SÍTIOS, COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS – Banco de dados de arquivos GIS disponível em geobank.sa.cprm.gov.br. Acessado em 12 de julho de 2014.

Capítulo 4

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO MILONÍTICA, CORREDEIRA BEM QUERER: CARACARAÍ (RR)

[DOI: 10.37423/200300543](https://doi.org/10.37423/200300543)

Carolina de Souza Oliveira

oliveiracarolina886@gmail.com

Carlos Alejandro Salazar

csalazarx@hotmail.com

RESUMO: A porção central do estado de Roraima, na região da Serra da Prata é conhecida como domínio litoestrutural Cinturão Guiana Central, onde afloram dois tipos de magmatismo vinculados a condições tectônicas distintas e contrastantes em idades e composição. O primeiro corresponde a uma associação paleoproterozóica de rochas ígneas, representada por corpos de granitos e gabros (Suíte Intrusiva Serra da Prata) com idade entre 1,92-1,94 Ga, cuja colocação esteve relacionada a uma cinemática transpressiva. Sendo assim, a Suíte intrusiva Serra da Prata está constituída por uma associação de Granitos intrudidos por pequenos plútons de gabro, que, localmente encontram-se deformados por zonas de cisalhamento. O segundo tipo de magmatismo, se agrupa na Suíte intrusiva Mucajaí (magmatismo Intraplaca, rifte abortado), constituído por granito rapakivi intrudido por anortosito e monzodiorito. O foco desta pesquisa consiste na análise composicional e textural dos granitos deformados da suíte intrusiva Serra da Prata, que afloram na beira do Rio Branco, no local conhecido como corredeira do Bem Querer (município de Caracarái-RR), caracterizando assim, os aspectos litológicos e deformacionais das estruturas dúcteis presentes, onde as técnicas aplicadas envolvem análise geométrica e cinemática de foliação milonítica.

Para cumprir tais objetivos foram realizados levantamentos bibliográficos da área de estudo, e levantamento de amostras de mão, para obtenção de lâminas petrográficas, para um estudo microscópico mais detalhado. O afloramento, de forma geral, é composto por lajedos e matacões, onde a rocha dominante foi caracterizada em campo como um granito, evidenciando a ocorrência de zonas de cisalhamento compartimentadas. Os resultados das descrições microscópicas revelam granito com textura inequigranular sub porfirítica dominante, com destaque para fenocristais grossos de K-feldspato, contidos em matriz de textura média, constituída por quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Os minerais máficos como a biotita e a hornblenda, estão dispostos de forma alinhada, definindo estrutura planar identificando deformação microscópica associada.

Palavras – chave: Deformação dúctil, granito da Serra da Prata, textura milonítica.

1. INTRODUÇÃO

O Estado de Roraima, está inserido no Escudo das Guianas, o qual faz parte do cráton amazônico que se encontra subdividido em sete províncias geocronológicas (Tassinari e Macambira 1999, 2004; Santos et al (2000, 2006). Uma delas é a província Tapajós-Parima, onde ocorrem rochas de idade paleoproterozoica, sendo subdividida em quatro grandes Domínios litoestruturais (Reis et al 2003), sendo estes, o domínio Cinturão Guiana Central, Urariquera, Parima e Anauá-Jatapú. A evolução tectônica paleoproterozoica e mesoproterozoica, envolveu diversas deformações decorrentes de pelo menos quatro eventos tectônicos (Fraga, 2002). Entende-se como mais antigo, o evento orogênico transamazônico que teria gerado deformação dúctil, magmatismo, e metamorfismo de alto grau (fraga et al 2002, Kroonenberg et al., 2016). Também pode-se inferir a instalação de zonas de cisalhamento, principalmente com direção NE-SW, que representariam a fase mais tardia desse evento, deformando rochas do embasamento e os granitos da suíte intrusiva Serra da Prata. As rochas pertencentes a esta suíte, que fazem parte deste trabalho, caracterizam-se por associações de rochas ígneas do grupo dos granitos, que variam em relação à suas composições mineralógicas e texturais, assim como, em termos deformacionais de acordo com os eventos tectônicos ocorridos. Diversos modelos foram propostos, porém, a caracterização da deformação das rochas da Serra da Prata ainda é um tema um pouco aberto. Sendo assim, entender as características da deformação nesta zona de estudo, motivam a realização desta pesquisa, visto que, entender tais características permitem interpretar a deformação local e fazer uma contextualização com aspectos mais regionais. Nesta pesquisa o objetivo é entender o registro da deformação plástica no local de estudo, mediante a análise estrutural baseada em aspectos texturais na escala microscópica. Os métodos aplicados consistiram em análise estrutural em afloramento, mediante a elaboração de perfis geológicos; foram feitas também lâminas delgadas para descrições dos aspectos texturais de algumas amostras coletadas, para caracterizar a deformação interna. Os resultados obtidos demonstram que, o desenvolvimento de milonitos em zona de cisalhamento na região da corredeira do Bem Querer, ocorreu em regime transcorrente com componente tensiva, e foi registrada em alta temperatura, desenvolvendo mecanismos de strain plástica e textura mesomilonítica dominante. As características microscópicas identificaram Monzogranito como sendo a rocha principal e de maior abundância, porém, em contra partida, também foram identificadas rochas Charnockíticas.

área de estudo compreende um afloramento na beira direita do rio Branco, na corredeira do Bem Querer, no município de Caracaraí, estado de Roraima. O local possui largura aproximada de 3m e

comprimento aproximadamente 5m, situado a 35 km a NE da cidade de Caracarái (RR), apresentando as seguintes coordenadas geográficas: 01°55'44,20" N; 61°00'09,30" O. zona 20N.

Figura 01:

Mapa de Localização da Área de Estudo

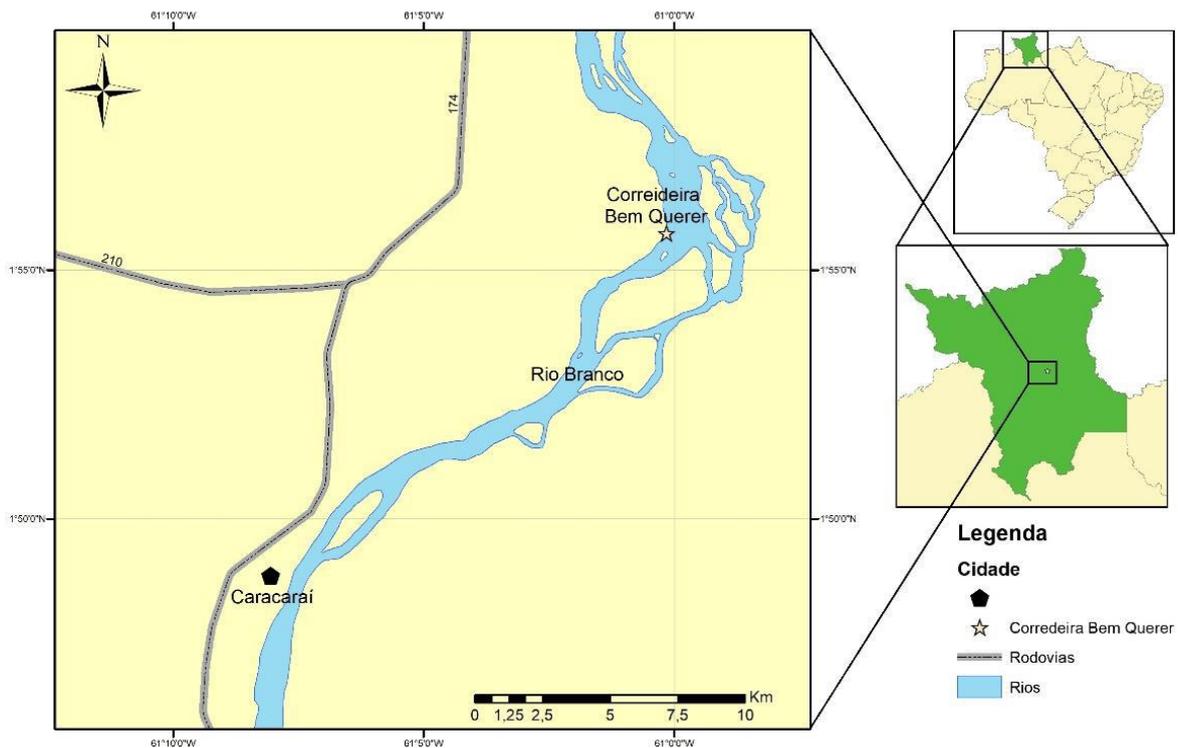


Figura 01: Mapa de Localização da área de Estudo.

2. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO (GEOLOGIA REGIONAL)

O Cráton Amazonas é uma grande entidade tectônica correspondente a duas principais áreas pré-cambrianas: O Escudo das Guianas ao norte da bacia amazônica, e o Escudo Brasil-Central a sul da mesma, e está inserido na Plataforma Sul-americana (Almeida & Hasui, 1984). A evolução geológica do cráton amazônico tem sido abordada segundo várias concepções distintas, cujos aspectos mais relevantes são:

- De acordo com Amaral (1974, 1984), a contextualização regional do evento transamazônico no intervalo 2,2-1,8 Ga teria gerado metamorfismo de alto grau e migmatização, com produtos de ativações da plataforma, envolvendo magmatismo e sedimentação nos intervalos 1,7-1,55 Ga., 1,4-

1,25 Ga., 1.050-900 Ma., assim como da ocorrência de magmatismo básico durante o evento Brasileiro (650-450 Ma).

- Porém, de acordo com Cordani & Neves (1982) e Teixeira et al., (1989) propôs-se a formação de um núcleo arqueano denominado de Província Amazônia Central disposto NW-SE; interpretações de dados isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr apoiaram essa compartimentação do cráton em seis províncias com geração de quatro cinturões móveis (TASSINARI et al., 1996).

Tassinari & Macambira (1999, 2004) e (Santos et al. 2000a, 2006a) possuem as mais recentes discussões sobre a subdivisão do cráton amazônico. Entende-se como as principais propostas sobre a divisão do cráton:

- A subdivisão do mesmo em sete províncias geocronológicas, sendo estas: Província Carajás, Província Rondonia- Juruena, Província Rio Negro, Transamazonas, Província Amazonas Central, Província Sunsás e K'Mudku, e Província Tapajós- Parima, onde cuja evolução envolveu ciclos orogênicos com retrabalhamento de crosta continental e adição de material juvenil, conduzidos por mecanismos de moderna tectônica de placas.

- Porém, outra abordagem feita por Costa & Hasui (1997) sugere um modelo geofísico – estrutural considerando-se o cráton como um mosaico de doze blocos. Neste modelo, as margens dos blocos são marcadas por dezenove faixas colisionais ou de cisalhamento, de idade arqueana a paleoproterózoica, representadas em Roraima por terrenos de alto grau metamórfico.

Utilizando-se dos estudos mais recentes sobre a subdivisão do cráton, temos o mesmo compartimentado em províncias geocronológicas. A província Tapajós - Parima, na região do estado de Roraima, compreende quatro principais domínios litoestruturais sendo estes: Domínio Cinturão Guiana central, Parima, Urariquera e Anauá – Jatapu. O Domínio Cinturão Guiana Central – DGC (de interesse a essa pesquisa) ou “Cinturão Granulítico Guiana Central”, corresponde a uma mega - unidade estrutural do Escudo das Guianas, que forma uma extensa faixa com direção NE-SW, atravessando o estado de Roraima e países como a Guiana e Suriname, sendo assim, distribuí-se na porção centro-nordeste do estado.

Graças a diversificação litológica das rochas, assim como a evidência da ocorrência de vários eventos deformacionais, muitos trabalhos têm sido desenvolvidos no domínio Cinturão Guiana Central, com o objetivo da compreensão da evolução geológica, principalmente no aspecto regional. Esses estudos

que abrangem o âmbito mais regional, são principalmente de ênfase do aspecto petrológico e geocronológico. Se tem até agora que, neste domínio afloram rochas ortognaissicas do embasamento, caracterizando a suíte Metamorfica Rio Urubu; rochas de associação granito - anortosito - monzogranito, da suíte intrusiva Muacajaí, e associação granito - gabro da Suite intrusiva Serra da Prata. As rochas ortoderivadas presentes, em sua maioria, atestam a existência de litotipos com variações texturais (milonitos e gnaisses) e diferenças composicionais. Dados geoquímicos apontam protólitos com assinaturas distintas e com idades de cristalização variada (1,96 a 1,92 Ga; Gaudette et al., 1996; Fraga, 2002; CPRM, 2003). Dentro deste intervalo de idade são descritas rochas charnoquíticas sincinemáticas (suíte intrusiva Serra da Prata) e granulíticas (Granulito Barauana).

Nas rochas graníticas da suíte intrusiva Serra da Prata, a foliação dominante revela acentuado mergulho para NW. Estas estruturas revelam uma deformação que teria sido gerada por regime transpressivo que controlou o alojamento e o strain depois da cristalização da rocha granítica (FRAGA, 1999; LUZARDO & OLIVEIRA, 2000). Porém, na porção norte da Serra da Prata, o sistema de cisalhamento transcorrente controlou a colocação de plútons de gabro que intrudem os granitos da suíte intrusiva e a intrusão de diques e pequenos plútons de sienogranito (Tarazona, 2015). Nesta região, o estudo de Fraga & Reis (1995) e Fraga (2002) caracterizam-se feições estruturais desenvolvidas em caráter de estado sólido, registradas em diferentes temperaturas e ambientes, denotando três eventos deformacionais distintos: D1 (deformação em altas temperaturas – fácies anfíbolito a granulito); D2 (deformação sob temperaturas moderadas a baixas - fácies xisto Verde); e o terceiro Evento deformacional, caracterizando-se como Deformação cataclástica – brechas e farinha de falha, cortadas por veios centimétricos, ocorrendo em estreitas faixas de direção NE-SW, faixas essas, localizadas preferencialmente ao longo de zonas miloníticas. Segundo Fraga & Reis, (1995) e Fraga (2002), estas feições cataclásticas estão relacionadas a um evento distensivo, mesoproterozóico, que culminou com a instalação do hemi - graben do Tacutú. O último evento, reativou e gerou estruturas de inversão na bacia do Tacutú, e se vincula com a orogênese andina (Eiras & Kenoshita 2001).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O projeto consiste em análise estrutural em afloramento usando técnicas de obtenção de informação in situ. Foi realizado seguindo o modelo de metodologia utilizada em trabalhos de cunho geológico, que consiste na divisão dos métodos nas seguintes etapas:

3.1. ESTUDO PRÉ – CAMPO:

Levantamento Bibliográfico: Durante o período de execução desse projeto de pesquisa, é elaborado a revisão e consulta dos conteúdos bibliográficos sobre a área de estudo, tendo como objetivo a obtenção de dados através de livros, dados cartográficos, artigos e periódicos, ligados a geologia da região onde está a área estudada, e relacionados com o tema da pesquisa, que neste caso é deformação dúctil em granitos da suíte intrusiva Serra da Prata.

3.2. PRÁTICA DE CAMPO:

Mapeamento e Amostragem: Os trabalhos de campo foram realizados no intervalo de local de estudo para o levantamento de dados estruturais. Foram coletadas amostras orientadas de rochas para análise petrográfica e estrutural. Usando para tais fins, bússola geológica para orientação de estruturas planares e lineares. Foi realizada descrição na caderneta dos tópicos mais relevantes encontrados no afloramento, com ênfase nas feições de deformação. Foram realizados três perfis estruturais transversais ao trend dominante das estruturas planares. Em cada perfil foram levantados até três pontos de amostragem com descrição local da rocha e das estruturas. A orientação das estruturas foi realizada com o mínimo de 4 medidas de orientação em cada local, para se obter maior representatividade estatística da variação da deformação no local estudado.

3.3. PÓS – CAMPO:

Preparação de amostras e análise petrográfica: Utilizando-se das amostras coletadas em campo, foi confeccionado, no Laboratório de Laminação do DEGEO – UFAM, lâminas petrográficas para o estudo das texturas e caracterização petrográfica, usando microscópio petrográfico convencional do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (DEGEO), e utilizando-se das amostras colhidas em campo, para análise visual da determinação de mecanismos de deformação, de feições como classificação das rochas e foliações primárias (So) e integração de dados para interpretação da evolução da deformação no local de estudo.

Tratamento de dados: Essa etapa consisti na integração de todos os dados obtidos, relacionando as análises feitas em microscópio, com os levantamentos realizados em campo, comparando assim, as informações adquiridas por meio das análises, juntamente com outras já realizadas da região da Suíte Intrusiva Serra da Prata.

Resultados e Discussões: Após estudos realizados sobre a geologia local e demais comparações, a elaboração de um resultado final consiste na conclusão do trabalho feito com resultados que foram sendo obtidos durante os meses da pesquisa, sendo assim, este compete a junção de todos os dados levantados anteriormente para dar forma a um resultado/relatório final, integrando de forma racional e completa, abordando tudo o que foi realizado no trabalho e os métodos e materiais utilizados.



Figura 02. Esquema resumindo os processos metodológicos aplicados

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

• Características da Área de Estudo:

Na área de estudo, a rocha dominante varia de cinza clara para verde escura a marrom, aflorando na forma de lajedos e de matacões de tamanhos métricos. O granito dominante cinza claro, possui textura equigranular média a grossa, que varia para porfirítica, com a presença de cristais de plagioclásio, quartzo, fenocristais de K-feldspato, e enclaves máficos contidos em uma matriz média quartzo feldspática. Os fenocristais possuem formato anhedral (geralmente ovais) de até 3 cm no eixo maior, e 1,3 cm no eixo menor da elipse, e se dispõem alinhados. Quando o granito é verde escuro, marcado principalmente pela presença de anfibólios, a textura é equigranular, e apenas é observado alinhamento nos minerais máficos, sendo estes, biotitas e anfibólios. Também se nota, a presença de

diques de até 30 cm de largura, com limites curvos e formato variável ao longo de todo o afloramento, possuindo a composição de um granito com textura pegmatítica, constituído mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, K- feldspato e biotitas. Há também a presença de outros diques de composição granítica, porém com textura mais fina, onde em suas bordas pode- se observar uma sùtil foliação marcada por bandas de minerais claros e escuros, estes sendo minerais como quartzo e plagioclásio, próximos ao contato com o granito hospedeiro de maior abundância. Percebe-se também, numa porção do perfil, uma rocha de coloração mais escura do que a anterior (tons de preto), contendo enclaves ou xenólitos em sua composição, com textura fina, sendo esta rocha aparentemente um Gabro. A estrutura dominante na rocha de maior abundância (foliação S), localmente se observa sutil e pouco definida. Esta foliação S é mais intensa quando se é observada em faixas onde fenocristais se encontram reduzidos em tamanho, e em forma elíptica na matriz média. Essa estruturação marca a presença de cisalhamento e desenvolvimento de textura mesomilonítica, a orientação desta foliação milonítica (Sm) varia conforme a distribuição das faixas miloníticas que mostram continuidade sinuosa. Em geral, a orientação desta foliação Sm varia 040° e 078° de azimute (strike) e mergulho entre 65° e 80°. Foi também observado lineação de estiramento mineral (Le) contida no plano da foliação milonítica, com 46° a 58° de caimento (plunge), para 070° a 090°. No plano normal da foliação Sm e paralelo à lineação Le, foram observados porfiroclastos de K-feldspato com geometria elíptica de sigmoides que indicam cinemática dextral dominante.

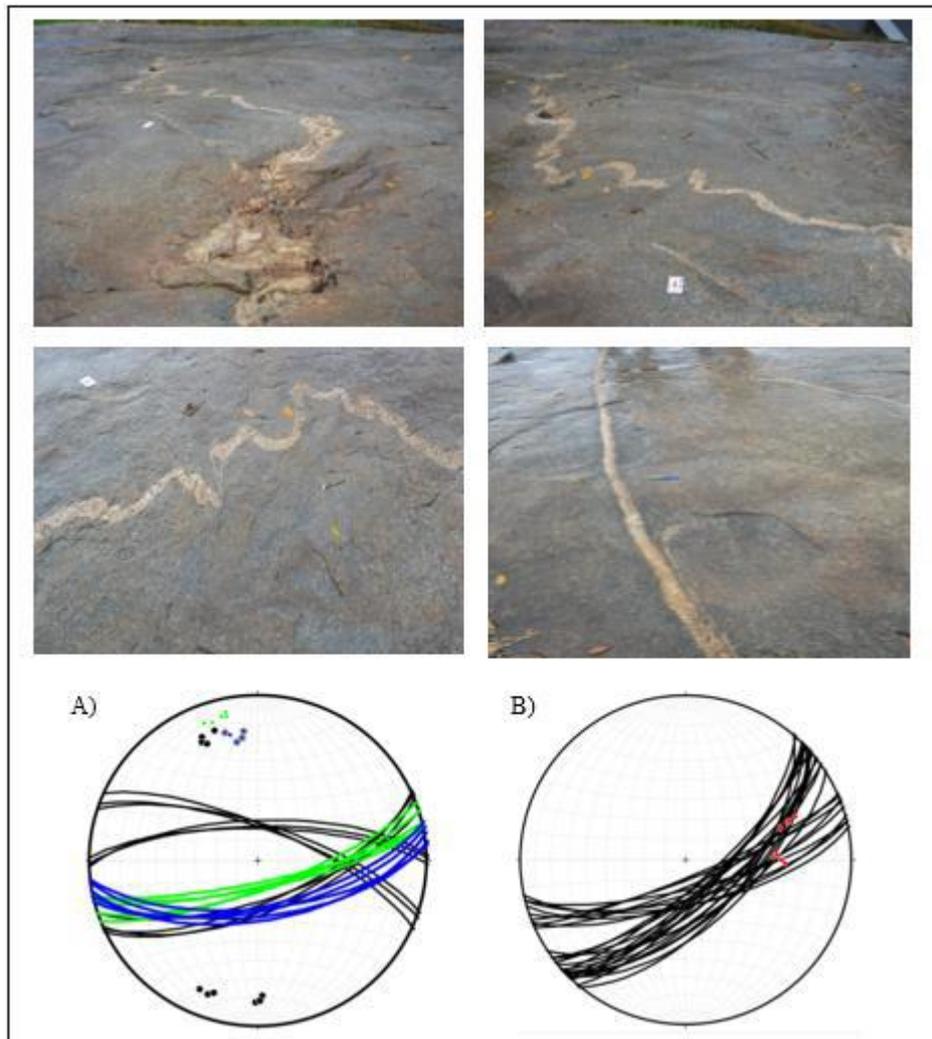


Figura 03. Lajes onde afloram granitos foliados intrudidos por diques de granitos, e alguns com textura pegmatítica e veios de quartzo. A) Stereograma da orientação de diques de granito (azul), diques de pegmatito e veios de quartzo (preto) diques de diabásio (verde). B) atitude da foliação S_m (preto) e da lineação L_e (vermelho).

• **Características Microscópicas:**

Foram retiradas amostras de mão para análise em laboratório e confecção de lâminas petrográficas. Foram ao todo 23 lâminas descritas, dando ênfase tanto ao aspecto mineralógico e textural, quanto ao aspecto da deformação. A classificação microscópica de algumas das rochas observadas em campo, foi baseada na composição mineral estimada por contagem de pontos em microscópio petrográfico, e revelou uma variação na classificação das rochas no grupo dos granitos. A mineralogia encontrada revela uma variação entre minerais máficos, com a presença de biotita e anfibólios, e também com grande quantidade de fenocristais de K – feldspatos e plagioclásios, dispersos na matriz. Por tratar-se

de rochas essencialmente ígneas plutônicas, pôde-se classifica-las de forma geral, de acordo com aspectos como a cristalinidade, forma dos minerais, granulação, entre outros. Essencialmente, através das análises microscópicas, foram relevadas de forma geral dois tipos distintos de rocha, sendo estas Monzogranito e Charnockito. Para o Monzogranito foram analisadas cerca de 17 lâminas petrográficas.

ROCHA: Monzogranito

CARACTERÍSTICAS GERAIS:

Como característica geral, nas lâminas, a rocha possui uma textura holocristalina com a presença de cristais que variam de 0,5 mm à 5 mm, sendo algumas exceções de cristais maiores que se destacam na matriz (geralmente fenocristais de plagioclásio e K- feldspato), apresentando assim uma granulação média – fina da matriz, com textura fanerítica à porfiritica. Quanto ao desenvolvimento dos cristais, temos em sua maioria, cristais hipidiomórficos á alotriomorficos inequigranular, onde suas faces encontram-se mais ou menos desenvolvidas. A associação mineralógica encontrada nas lâminas corresponde aos seguintes minerais em ordem de abundância: Quartzo, Plagioclásios, Alkali – Feldspato (Microclina), Biotitas, Anfibólios, e Opacos (Óxidos) como minerais essenciais, e Zircão, Epidoto, Apatita, e Titanita, como minerais acessórios, caracterizando assim uma rocha ígnea plutônica do grupo dos Granitos.

Para os cristais de Quartzo temos que, os mesmos compõem cerca de 30% dos minerais, e se encontram na forma de cristais com hábito subedral à anedral, , onde seu tamanho varia entre 0,6 mm á 1 mm, encontrando-se também com extinção interna ondulante. Os cristais de quartzo possuem ainda contatos irregulares com outros, como por exemplo, em biotitas, e cristais de plagioclásios .As características petrográficas do Alkali – Feldspato consiste na presença em agregados de 1 mm até 3,5 mm de diâmetro, variando em torno de 25% da composição da rocha. Os mesmos também ocorrem na forma de fenocristais destacando-se na matriz; exibem limites geralmente retos ou localmente poligonais, e também apresentam textura mirmequitica em contato com plagioclásios. Os cristais de K – feldspato são comumente representados por cristais alotriomórficos (anhedrais) com sua forma pouco limitada por faces. Possuem como característica principal a presença de geminação “Tabuleiro Xadrez” e encontram-se com feições de ex-solução de plagioclásio em K- feldspato denotando assim, a presença de pertitas em alguns cristais. Os plagioclásios se encontram em cerca de 25% da porcentagem total da rocha, com formato subedral a anedral. Os cristais de plagioclásio possuem

como característica principal, a presença de geminação do tipo Albita múltipla- paralela, e também correspondem a inclusões em alguns cristais de F-K. Apresentam-se em contatos irregulares com minerais como Quartzo, F-K e Biotitas.

Os cristais de Biotitas são representados de forma subedral, alguns de forma tabular, de tamanhos que varia entre 0,6 mm á 1 mm, ocupando cerca de 10% da composição mineral total. Possuem coloração alaranjada sem a presença de clivagem numa seção ideal. Com contatos irregulares principalmente com cristais de anfibólios e plagioclásios, além da presença de zircão associado. As biotitas associadas aos anfibólios ocorrem fraturadas e em alguns casos, dobradas, também em limites corroídos com cristais de quartzo e feldspatos.

Os cristais de anfibólios estão dispostos em hábitos subedrais, compondo cerca de 5% da rocha, de tamanho variando de 1mm à 2 mm. Possuem coloração esverdeada (variando á tons de marrom) e clivagem de aproximadamente 120°. Estão dispostos em contatos irregulares com biotita, Opacos (possivelmente magnetita) e Zircão. Juntamente com biotitas e os Opacos, representam os minerais máficos da rocha, e encontram-se sempre em associação, denotando uma orientação preferencial, caracterizando uma possível foliação S. Possuem pleocroísmo que varia de verde escuro à verde claro, e castanho claro à incolor; a presença de anfibólio laranja amarronzado relacionado com plagioclásio, dispostos em locais de maior deformação, dão a entender efeitos de percolação de fluidos hidrotermais, gerando incipiente alteração dos minerais de hornblenda e biotita, mudando a cor típica do pleocroísmo destes minerais. Os minerais acessórios, como zircão, titanita, apatita e epidoto somam ao todo aproximadamente 5% da rocha se encontrando em pequenos cristais, geralmente prismáticos.

ROCHA: Charnockito

CARACTERÍSTICAS GERAIS:

Como características gerais, a rocha apresenta textura holocristalina, fanerítica média – fina, com cristais que variam de 0,3 mm a 3 mm. A forma geométrica geral dos minerais presentes na rocha sugere uma textura hipidiomórfica com cristais inequigranulares. Os minerais encontrados na lâmina, por ordem de maior abundância são: quartzo, plagioclásio, F-K, biotitas, piroxênio, anfibólios e opacos.

Os minerais de Quartzo estão dispostos em aproximadamente 30% da rocha, em formatos que variam a cristais subédricos a anédricos, de tamanho aproximado entre 2 a 3 mm. Apresentam extinção

ondulante e se encontram principalmente em contatos retos com os K – feldspatos. Plagioclásios fazem parte de aproximadamente 25% da composição total da rocha, encontrando-se com formado subedral, estando presentes em contatos com quartzos e inclusões em K- feldspatos. Os cristais de K-feldspato estão presentes em aproximadamente 20% da porcentagem total da rocha. Estão desenvolvidos com geminação Xadrez, onde na grande maioria, se apresentam com formado subedral; existem também cristais de F-K que apresentam uma espécie de “estria” dentro do mesmo, que são chamadas de pertitas. Alguns se apresentam ainda com inclusões de plagioclásios, opacos, biotitas e anfibólios

As biotitas, juntamente com anfibólios, piroxênios e opacos, representam os minerais máficos da rocha. Se encontram em cerca de 10%, presentes com coloração marrom – alaranjada, de tamanho aproximado a 1mm. O Piroxênio, encontra-se comumente associado principalmente a biotitas e anfibólios. Possuem coloração verde escura a tons alaranjados, moderadamente fraturado. Se encontram em cerca de 5% da composição da rocha, em hábitos prismáticos ou subedrais. Os anfibólios por sua vez, representam cerca de 5% da rocha, e estão dispostos em formato subedral a anedral, com bordas corroídas, identificando-se como alteração do clinopiroxênio. Possuem tamanho variável, entre cristais de 0,5 mm a 1 mm. Por sua vez, estão associados a opacos, biotitas e principalmente piroxênios, marcando também uma leve orientação preferencial destes minerais. Os cristais de opacos se encontram em torno de 5% da composição total da rocha, sendo bem abundantes. Possuem habito anedral, em formato elíptico, de tamanhos pequenos, associados a biotitas, anfibólios e piroxênios principalmente.

As lâminas foram classificadas como Monzogranitos com grandes teores de Biotita (Biotita - Granito) e Charnockitos para aquelas com abundancia em Clinopiroxênios. Para o Monzogranito foram analisadas cerca de 17 lâminas, e para o Charnockito, aproximadamente 6 lâminas obtiveram essa classificação.

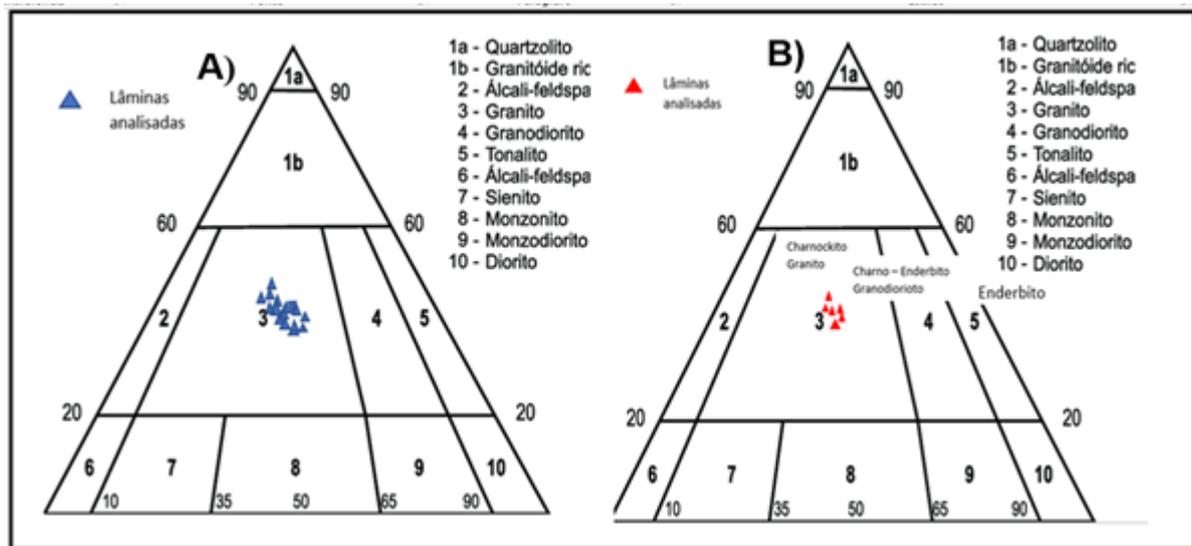


Figura 04: A) Diagrama QAP para classificação de rochas ígneas de composição granítica. B) Diagrama QAP para classificação de rochas ígneas com teores de Piroxênio e composição granítica (rochas Charnockíticas).

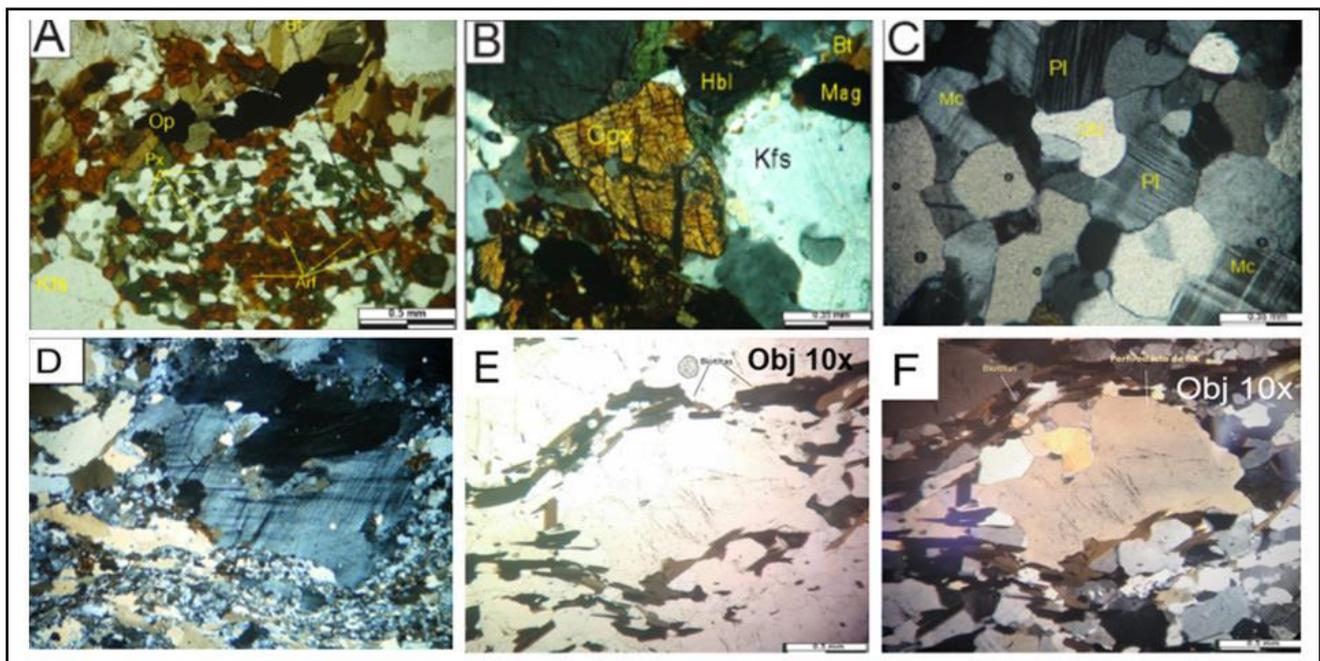


Figura 05: (A) quartzo (Qtz), piroxênio (Px), anfibólio (anf), biotita (Bt) minerais opacos (Op) de diques de diabasio hospedados em granito. (B) Cristais de Ortopyroxênio. (C) Textura em Mosaico entre grãos de Quartzo e Plagioclásio em Charnockito. (D, E, F) deslizamento planar, maclas dobradas, migração de limites em feldspatos.

Geologia Estrutural e Discussões:

Microscopicamente, as lâminas apresentam feições diagnosticas da ocorrência de deformação plástica associada. O alinhamento preferencial dos minerais máficos, como Biotitas e Anfibólios, além da alternância de bandas de composição mineral mais clara e mais escura compreendem a foliação rocha, está de composição mesomilonítica. A composição do granito cinza dominante compreende em ordem de abundância os seguintes minerais: Quartzo em agregados com limites lobados, deslizamento planar e extinção ondulante, de hábito anedrico. Porfiroclastos de plagioclásio elípticos, as vezes com extinção ondulante, geminação mecânica polissintética e tartan, e redução de tamanho nos limites, quando na matriz, ocorre na forma de agregados finos de subgrãos. Porfiroclastos de K – feldspato com desenvolvimento de pertitas, fraturas internas, limites lobados e ou com redução de tamanho e rotação de subgrãos. Restritamente ocorre textura mirmmerquitica nos limites entre K-feldspato e plagioclásios. A Biotita se encontra em finos cristais fibrosos alinhados, com limites corroídos formando agregados com outros cristais como a hornblenda, epidoto e magnetita (Opaco). Os cristais de hornblenda, geralmente de hábito anedrico, formam ocasionalmente, sigmoides, mostrando redução de tamanho, e dispostos alinhados com os cristais de biotita e magnetita. No granito verde escuro ocorre ortopiroxênio e não há a presença de epidoto, nem apatita. Na deformação milonítica predomina a redução de tamanho dos minerais mais rígidos (Feldspatos, hornblenda, epidoto e ortopiroxênio) como estiramento de cristais de quartzo, corrosão na borda e alinhamento das Biotitas. Os minerais desenvolvem extinção ondulante, geminação mecânica, deslizamento planar e migração de limite (limites lobados), indicando condições de alta temperatura e desenvolvimento de strain plástica (Passchier & Trouw 2005). Pode-se observar também a presença de aspectos texturais como sombras de pressão associada a sigmoides de K-feldspato, plagioclásio e hornblenda indicando cinemática de rotação dextral dominante e sinistral subordinada.

5. CONCLUSÃO

Como considerações finais, temos que, as rochas presentes no afloramento de estudo compreendem a rochas graníticas, com textura fanerítica á porfiritica grossa. Apresentam estrutura foliada, com zonas de cisalhamento de textura milonítica, que enfatizam a deformação de regime dúctil. Contem diques e veios de textura pegmatítica, com composição granítica que intrudem a rocha principal; ambos possuem orientação preferencial dos minerais, o que demonstra que ambos foram sujeitos a deformação plástica. Foram ainda observadas, rochas ígneas Charnockíticas e Gabros. A deformação porem, observada macroscopicamente no afloramento, também é observada nas análises microscópicas, onde os mesmos minerais máficos observados nas amostras de mão, como biotitas, e

anfíbolos, são os que se encontram foliados caracterizando a deformação. Através das análises microscópicas texturais, foi ainda identificado minerais como Clinopiroxênio, trazendo uma nova classificação a algumas lâminas. Os estudos de revisão bibliográfica revelam que a região de estudo, compreendida como Suíte Intrusiva Serra da Prata apresenta deformação desenvolvida em três estágios diferentes, sendo estes: i) durante os processos de colocação plutônica e resfriamento, denominada de submagmatica (So). ii) durante a instalação de um sistema de cisalhamento transcorrente. iii) sistema de cisalhamento transcorrente desenvolvido em faixas menores. Pode-se dizer que, a deformação interna das rochas é entendida como a mudança na forma e arranjo cristalográfico dos minerais constituintes, isto ocorre como resposta reológica a esforços aplicados. A análise de tais mecanismos de strain é baseada em critérios petrológicos e reológicos que levam a interpretações acerca das condições deformacionais. Analisando então o sistema deformacional interno, identificou-se feições, como, cristais com a presença de sombras de pressão e feições de deformação mecânica, além de indicadores cinemáticos que foram utilizados para demonstrar a direção e o sentido da deformação ocorrida, bem como para classificar a foliação existente e sua composição.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMARAL, G. Geologia Pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. Unpub.Thesis, 212p.1974 – 1984.

BARRON C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Guyana. In: 7nd Guyana Geological Conference, Paramaribo, Proceedings 6, pp. 1-28.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. The Geologic Evolution of South America During the Archean and Early Proterozoic. Revista Brasileira de Geociências, 12 (1-3): 78- 88. 1982.

COSTA, J.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, J. Geologia da Amazônia.

FRAGA, L. M. A Associação Anortosito-Mangerito Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. Pará: Universidade federal do Pará, 2002. 351 p.

FRAGA, L. M.; ARAÚJO, R. V. Suíte Intrusiva Serra da Prata. In: __ CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1: 500.000. Brasília/SUREG-MA: [s.n.], v. 1 CD-ROM, 1999b. p. 83-89.

FRAGA, L.; REIS, N.; COSTA, J. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. Belo Horizonte: [s.n.], 1998. p. 411. HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, J. Contribuições a Geologia da Amazônia. Belém: [s.n.], 1997.

HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, J. Contribuições a Geologia da Amazônia. Belém: [s.n.], 1997.

HEINONEN, A. FRAGA, L. M., RAMO, T. DALL'AGNOL, R, AMTTARI, I., ANDERSEN, T. 2012. Petrogenesis of the igneous Mucajaí AMG complex, northern Amazonian craton – Geochemical, U-Pb geochronological, and Nd-Hf-O isotopic constraints. *Lithos*, v. 151, p. 17-34.

KROONEMBERG, S.B. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the coeroeni- lucie area, southwestern suriname. ph.d. thesis, university of Amsterdam. *geol. minjb. Dienst Suriname meded.* v. 25, 158p. 1976.

REIS, N.J.; FRAGA, L.M.;FARIA, M.S.G. DE; ALMEIDA, M.E. Geologia do Estado de Roraima. *Géologie de la France*, 2-3: 71-84. 2003

REIS, N. J. FRAGA, L .M.B., FARKA, M .S.G. ALMEIDA, M ,E. 2003. Geologia do estado de Roraima, Brasil. In: _____ *Geologie de la France*. [S.l.]: [s.n.], v. 2-4, 2003. p. 121-134.

REIS, N.J. ; FARIA, M.S.G. de ; FRAGA, L.M.; HADDAD, R.C. 2000. Orosirian Calc- Alkaline Volcanism and the Orocaina Event in the Northern Amazonian Craton, Eastern Roraima State, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 30: 380-383.

SANTOS, J. O. S., MCNAUGHTON, N. J., FARIA, M. S. G., 2009. Ortognaisse Mucajai: Uma complexa história evolutiva desvendada através das datações U-Pb em titânita e zircão. In *Simpósio de Geologia da Amazônia*. XI. Manaus, 2009.

SANTOS, J., FARIA, M.S.G, RIKER, S.R.L., SOUZA, M.M, HARTMAN, L.A., ALMEIDA, M.E,MCNAUGHTON, N.J, FLETCHER, I.R.A faixa colisionalK'Mudku (idade Grenvilliana) no norte do Cráton Amazonas: reflexo intracontinental do Orogeno Sunsás na margem ocidental do cráton. In: *BG, Simp. Geol. Amaz.*, 9, Belém, CD-Room, 2006 a

TARAZONA, C. Análises das petrotramas das rochas charnockíticas da Serra da Prata, Mucajaí. Manaus: Universidade Federal do Amazonas. 2015. p. 34-41

TASSINARI, C.; MACAMBIRA, M. Geochronological provinces of the amazonian cráton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

Capítulo 5

ESTUDO COMPARATIVO DA EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS EM IMAGENS SRTM E EM ORTOMOSAICOS OBTIDOS COM AEROLEVANTAMENTOS

[DOI: 10.37423/200300548](https://doi.org/10.37423/200300548)

Amanda de Sales Marotta da Silva (UFPEL) - amandasmarotta@gmail.com)

Pedro Andrade Coelho (UFPEL) - pedro_andrade_coelho@hotmail.com)

Lenon Silva de Oliveira (UFPEL) - lenon-oliveira@hotmail.com)

Gabriel da Silva Pontes (UFPEL) - pontesg3@gmail.com)

Angélica Cirolini (UFPEL) - acirolini@gmail.com)

Alexandre Felipe Bruch (UFPEL) - afbruch@gmail.com)

Felipe Martins Marques da Silva (UFPEL) - engfelipemarques21@gmail.com)

Marciano Carneiro (UNISINOS) - marciano.carneiro@hotmail.com)

RESUMO: O mapeamento geológico de uma determinada área, geralmente inicia-se com o conhecimento das informações indiretas. Uma destas informações é a determinação dos possíveis limites ou contatos geológicos existentes. Para tanto, comumente são utilizadas imagens orbitais que contenham informações do relevo, como a altitude. Com o avanço das tecnologias digitais e principalmente a busca de imagens com alta resolução, buscou-se a viabilização do uso de Veículos Aéreos Não Tripulados – VANTs, as quais geram produtos de alta resolução espacial de maneira rápida e com baixo custo. Sendo assim, o objetivo desta pesquisa é avaliar a viabilidade da extração de lineamentos estruturais em imagens orbitais e em ortomosaicos obtidos em aerolevantamentos com VANTs, para o uso em mapeamentos geológicos em escala de detalhe. Para tanto, foi escolhida como área de estudo a Bacia do Camaquã na análise em escala regional e um afloramento no limite de duas formações geológicas da mesma bacia. Para o desenvolvimento da pesquisa, foram utilizadas imagens orbitais do sensor SRTM e aplicados filtros direcionais em ambiente SIG.

Já o aerolevanteamento foi realizado com um VANT multirrotor e o mosaico fotogramétrico foi gerado no programa Agisoft PhotoScan, assim como o Modelo Digital de Elevação. Ambos produtos foram importados para o Sistema de Informações Georreferenciadas-SPRING onde foram gerados os lineamentos estruturais. Os resultados demonstram que os quatro alogrupos, Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas da Bacia do Camaquã, apresentam direções de lineamentos específicas entre si e respectivamente $N20^{\circ}-30^{\circ}W$, $N20^{\circ}-60^{\circ}E$, $N0^{\circ}-10^{\circ}W$ e $N0^{\circ}-10^{\circ}W$, com significativas direções perpendiculares em lineamentos secundários. Resultados semelhantes foram encontrados no afloramento mapeado com o VANT, sendo comparados os dados apenas nos Alogrupos Santa Bárbara e Bom Jardim. Sendo assim, este trabalho demonstra a viabilidade do uso de aerolevanteamentos com VANT no levantamento de estruturas em campo, para mapeamentos de detalhe.

1. INTRODUÇÃO

Nas geociências, em especial na Geologia, um dos problemas existentes nos mapeamentos é a definição dos limites ou contatos geológicos. Com o advento das geotecnologias, melhorou significativamente a definição destes contatos através de imagens orbitais e sub-orbitais com a demarcação de Lineamentos Estruturais. O conceito de Lineamentos Estruturais foi definido por Hobbs (1904), onde são feições retilíneas ou sub-retilíneas presentes no terreno que apresentam características distintas dos padrões geomorfológicos adjacentes.

O estudo dessas feições é de suma importância para o entendimento do contexto geotectônico da área mapeada. O reconhecimento de tais estruturas é feito através da identificação de padrões geomorfológicos retilíneos, apresentando a continuidade espacial de determinada forma ou feição geotectônica.

Em geral, os dados disponíveis para acesso público de maneira gratuita, apresentam baixas resoluções espaciais, sendo apenas eficientes para análise em pequenas escalas. Em escalas de detalhe e/ou locais, é necessário utilizar imagens com melhores resoluções por pixel, pois lineamentos com representação espacial inferior a 100 metros não são identificáveis em imagens orbitais (COELHO et al., 2019).

Portanto, a utilização de veículos aéreos não tripulados (VANT's) torna-se uma eficiente opção, tendo em vista a alta resolução espacial dos produtos gerados por esse método. Conforme observado em Moreira et al. (2017), o uso de VANT para a fotointerpretação de lineamentos é um método eficiente devido o alto detalhamento da área imageada.

Deve-se salientar que para o uso de aerolevantamentos com VANT como ferramenta para a determinação de lineamentos estruturais é necessário um conjunto de equipamentos e técnicas de levantamento específicas. Nesse sentido, os equipamentos devem possuir estabilizadores do sistema de imageamento nos três eixos, sistema de rastreamento e posicionamento de coordenadas espaciais e o conhecimento dos parâmetros fotogramétricos do sistema sensor de imageamento. Além disso, as técnicas de levantamento devem respeitar as taxas de sobreposição lateral e longitudinal das imagens, para a geração dos mosaicos e imagens estereoscópicas e altitudes de voo compatível com a escala de trabalho (BRUCH et al., 2019).

Sendo assim, esta pesquisa visa comparar o padrão de lineamentos em escala local obtidos com aerolevantamentos com VANT e regional obtidos através de imagens orbitais, na Bacia Geológica do Camaquã.

2. METODOLOGIA

No desenvolvimento desta pesquisa, realizaram-se diversas etapas de campo e laboratório: Delimitação da área de interesse, Reconhecimento e levantamento de estruturas em campo, Aerolevantamento Fotogramétrico com VANT, Processamento Fotogramétrico, Seleção e importação das imagens orbitais e Processamento em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG).

2.1. DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A delimitação da área de estudo levou em consideração os mapeamentos realizados por CPRM (2000) na escala regional e Coelho et al. (2019) na escala local. A área de estudo está localizada na porção central do Rio Grande do Sul, geologicamente denominada Bacia do Camaquã. As coordenadas de delimitação da Bacia do Camaquã são $30^{\circ}07'00''S$ à $31^{\circ}57'18''S$ e $52^{\circ}46'26''W$ à $54^{\circ}41'31''W$ e do afloramento de detalhe são $30^{\circ}55'01''S$ à $30^{\circ}55'09''S$ e $53^{\circ}24'39''W$ e $53^{\circ}24'47''W$ (Figura 01). O afloramento localiza-se no leito médio-inferior do arroio João Dias.

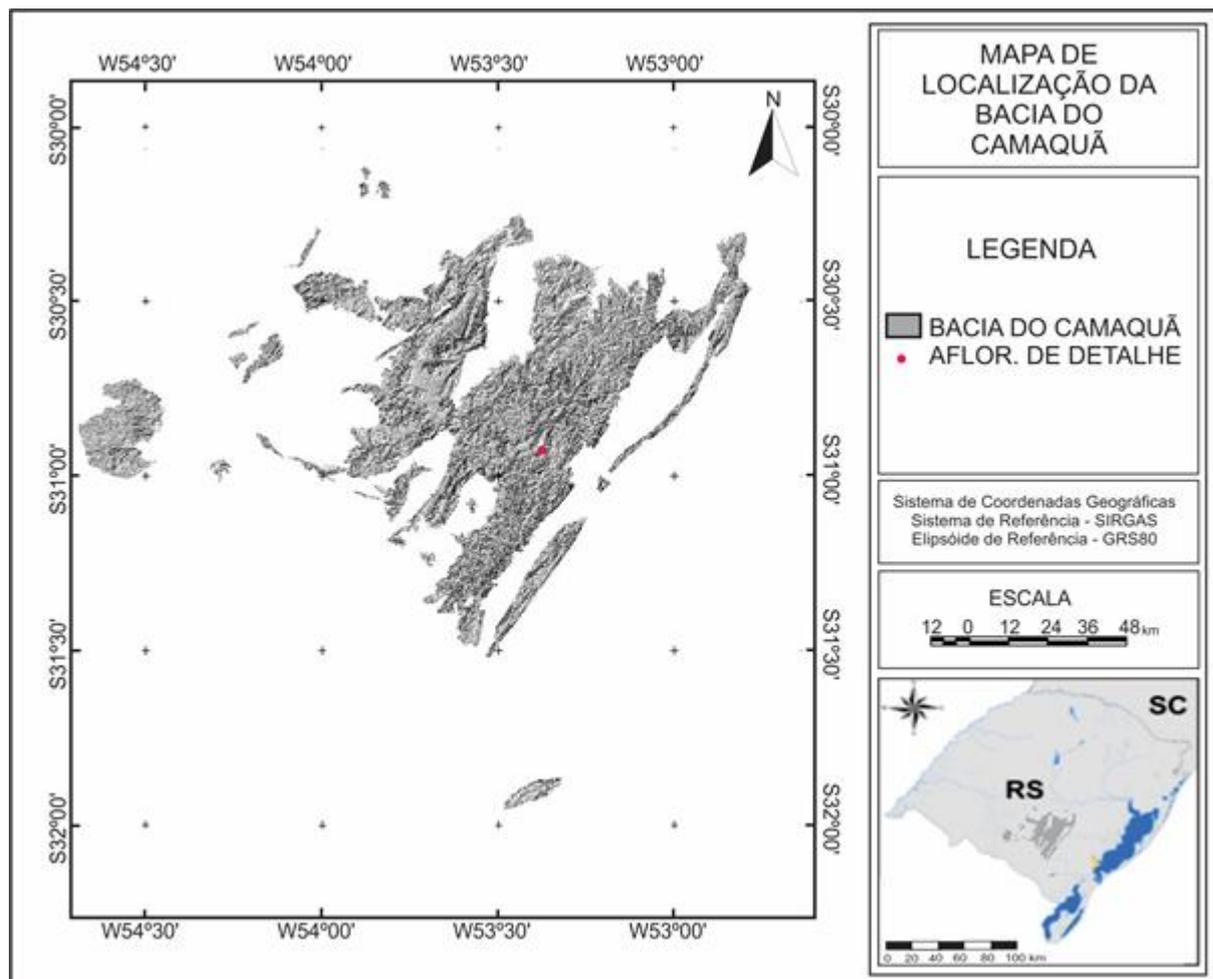


Figura 01: Mapa de localização da área de estudo

2.2. AEROLEVANTAMENTO FOTOGRAMÉTRICO COM VANT

Para o aerolevanteamento da área de estudo utilizou-se um Veículo Aéreo Não Tripulado - VANT de asa rotativa, fabricado pela DJI e o modelo utilizado é Phantom 4 Advanced. O VANT é um equipamento controlado remotamente que possui uma câmera fotográfica digital acoplada que gera imagens de alta resolução. As características do VANT são seguintes:

- Peso em ordem de voo: 1368 gramas
- Autonomia de voo: 28 minutos
- Distância máxima de alcance de rádio transmissor: 5 km
- Bateria: LiPo4s de 5870 mA
- Câmera: Sensor CMOS de 20 Mega pixels

- Dimensão máxima de cada foto: 5472 x 3648 pixels
- Posicionamento Espacial: GPS+GLONASS

Buscando aumentar a precisão do levantamento, principalmente para manter a taxa de sobreposição das imagens, altura e velocidade de voo, foi criado um plano de voo (Figura 02) através do programa gratuito DroneDeploy, com as seguintes características:

- Altitude de voo: 50 metros
- Sobreposição lateral das faixas: 60%
- Sobreposição frontal das fotos: 70%
- Azimute de voo: 25°
- Velocidade máxima: 5 m/s
- Visada da câmera: Nadir
- Resolução espacial: 1,5 cm/pixel
- Tempo de voo: 8 minutos e 4 segundos
- Número de fotos: 143

O plano de voo automatiza significativamente o processo, praticamente inexistindo erros humanos denominados de grosseiros, pois mantém os parâmetros de imageamento conforme a necessidade do projeto.



Figura 02: Plano de voo criado no programa DroneDeploy

2.3. PROCESSAMENTO FOTOGRAMÉTRICO

No processamento fotogramétrico foi utilizado o programa PhotoScan Profissional, conforme a proposta de Jaud et al. (2016). Este programa permite a criação de ortomosaicos com alta resolução espacial, através da técnica de mosaicagem com base nas semelhanças entre as imagens (BRUCH et al., 2019).

Conforme Bruch et al. (2019), o processamento fotogramétrico deve começar com avaliação visual da qualidade das imagens e dos registros do intervalômetro. Em seguida, foi realizada a importação das imagens e o alinhamento das mesmas (Figura 03), onde o programa define os parâmetros da câmera utilizada, o Ponto Principal (pp) e a rotação das fotos.

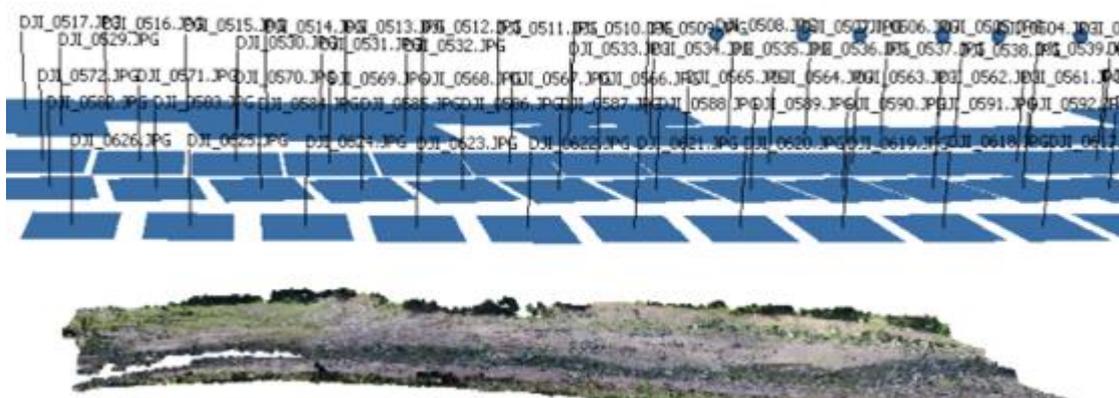


Figura 03: Processamento das imagens no PhotoScan com alinhamento de faixas. Adaptado de Coelho et al. (2019)

A próxima etapa é a geração a nuvem de pontos homólogos e construído o Modelo Digital de Superfície (MDS). Também foi gerado um ortomosaico para o conhecimento da área. Por fim, o ortomosaico e o MDS foram exportados no formato Tagget Imagem File Format (TIFF), com resolução espacial de 1,5 cm.

2.4. DADOS ORBITAIS

Para a determinação dos lineamentos estruturais em escala regional da área de estudo utilizou-se os dados orbitais da missão Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Sensor construído pela NASA, em colaboração com o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI). Produziu dados Radar pela técnica da interferometria com fins de Modelagem Numérica de Terreno (MNT). Os dados foram produzidos com cobertura global em quase sua totalidade, operando na banda C e dados disponibilizados com resolução de 30m para a América do Sul (RABUS et al, 2003 e FARIAS et al., 2018).

2.5. PROCESSAMENTO DOS DADOS E LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

No processamento dos dados, foi utilizado o Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas - Spring 5.5, software livre disponibilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE). Foi realizado o tratamento dos dados e aplicados os filtros direcionais passa-altas, proposto por Andrades Filho e Fonseca (2009) e Farias et al. (2018), como sendo os que apresentam resultados mais satisfatórios na direção dos lineamentos geológicos. De acordo com esses autores, os filtros passa-altas destacam feições em direções pré-determinadas, definidas pelos coeficientes numéricos. O lineamento é expresso pelo contraste de brilho. Foram utilizados oito filtros (Figura 04) com suas respectivas direções e a nomenclatura dos mesmos denota a direção perpendicular ao lineamento aplicado, evidenciando a intersecção dos planos.

E - W			N - S			NW-SE			NE-SW		
-1	-2	-1	-1	2	-1	2	-1	-2	-2	-1	2
2	4	2	-2	4	-2	-1	4	-1	-1	4	-1
-1	-2	-1	-1	2	-1	-2	-1	2	2	-1	-2

W NW - E SE			N NW - S SE			E NE - W SW			N NE - S SW		
1	-2	-2	1	1	-2	-2	-2	1	-2	1	1
1	4	1	-2	4	-2	1	4	1	-2	4	-2
-2	-2	1	-2	1	1	1	-2	-2	1	1	-2

Figura 04: Filtros Direcionais aplicados nas imagens

Depois de aplicados os filtros nas imagens SRTM e no MDS obtido com o VANT, foi feita a avaliação visual dos resultados, e a vetorização das linhas de cristas ou limites de área elevadas, linhas de drenagens, contatos de formações geológicas de diferentes tipos litológicos e linhas de afloramentos. As informações geradas no formato vetorial são utilizadas para quantificação estatísticas da densidade de lineamentos estruturais que são obtidas por meio do Spring: densidade e direção do lineamento e diagrama de roseta.

3. DESCRIÇÃO GEOLÓGICA

3.1. GEOLOGIA DA BACIA DO CAMAQUÃ

A Bacia do Camaquã (BC) vem sendo alvo de estudos desde 1865, com a descoberta de rochas mineralizadas, principalmente com cobre e ouro, sendo reconhecido como um ambiente com geologia complexa. Em sua estratigrafia, encontram-se rochas sedimentares de origem marinha, eólica e fluvial, além de rochas vulcanoclásticas e vulcânicas (BORBA, 2006). A origem da BC está relacionada aos processos tectono-magmáticos tardios do Cinturão Dom Feliciano, sendo reconhecido que a bacia possui um lócus deposicional onde se encontra a formação de diversos tipos de bacias sedimentares ainda preservadas conforme Paim et al. (2000).

Segundo Paim et al. (2014), a BC possui em seu registro a sobreposição parcial ou total de quatro bacias, (1) de antepaís de retroarco Maricá (Alogruppo Maricá - AM); (2) transcorrente Bom Jardim Oeste e Leste (Alogruppo Bom Jardim – ABJ); (3) riftes Santa Bárbara Oeste e Leste (Alogruppo Santa Bárbara – ASB); (4) rifte Guaritas (Alogruppo Guaritas – AG). Conforme Paim et al. (2000 apud PAIM et al., 2014) a sequência Vulcano-sedimentar da BC em geral apresenta uma deformação crescente do

topo para a base, ou seja as formações mais antigas (alogramos Maricá e Bom Jardim) apresentam dobras moderadamente apertadas associadas a falhas transcorrentes, inversas e de empurrão.

Detalhando a geologia da Bacia do Camaquã (Figura 05), na cronoestratigrafia o Alogrupo Maricá é a unidade mais antiga, com idades variando de 630 a 600 Ma. Apresenta dobras suaves a moderadas relacionadas às falhas transcorrentes, de empurrão e outras de natureza diversa. Em sua base, apresenta uma não conformidade e uma discordância angular suave no topo (PAIM et al., 2014). Segundo Borba (2006), a formação do Alogrupo Maricá está relacionada a eventos transgressivos-regressivo, composta por uma sucessão interfluvial entrelaçada com ambientes marinhos rasos e no topo em ambiente flúvio-deltaico. Borba (2006) apresenta registros e evidências de vulcanismo ácido na porção superior do Alogrupo Maricá.

O Alogrupo Bom Jardim é descrito por Paim et al. (2000 e 2014) como sendo uma sequencia Vulcano-sedimentar limitada por discordâncias angulares com graduação de suave a suave acentuada de base a topo. Apresenta deposição do tipo siliciclástica e vulcanoclástica, fluxos piroclásticos e de lava e intrusões hipabissais. Ocorrem lavas predominantemente intermediárias, turbiditos arenosos, conglomerados com idades variando de 593 a 580 Ma (PAIM et al., 2014). O Alogrupo Bom Jardim apresenta uma série de bacias menores, limitadas por falhas, com bacias transcorrentes e ambientes com tectônica ativa (JANIKIAN et al., 2003).

O Alogrupo Santa Bárbara também é uma sequencia vulcano-sedimentar com preenchimento de riftes, com repouso de borda de bacia diretamente sobre o embasamento no setor oeste. Ocorrem espessos pacotes sedimentares com intervalos de derrames e tufos de rochas vulcânicas. Incide uma sucessão de depósitos fluviais superpostos por sucessões lacustres em evento transgressivo abrupto. São encontrados conglomerados, arenitos, pelitos, basaltos e riolitos, em sucessões geralmente abruptas. São encontradas uma série de leques deltaicos e deltas de planícies (PAIM et al. 2000). As idades aproximadas da deposição deste alogrupo é de 574 a 549 Ma (PAIM et al., 2014).

O Alogrupo Guaritas apresenta-se como o último episódio deposicional tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã. Ocorrem depósitos eólicos, fluviais e lacustres em um ambiente predominantemente de clima árido a semi-árido com rios efêmeros (PAIM et al. 2000 e 2014). Ocorrem registros de vulcanismo, com derrames e diques intermediários à básicos, intercalando com arenitos e ruditos, principalmente na base do Alogrupo Guaritas. Também são encontrados arenitos grossos a conglomeráticos e pelitos localmente. As idades variam de 547 a 510 Ma, com intervalos significativos entre eventos, principalmente magmáticos (PAIM et al., 2014).

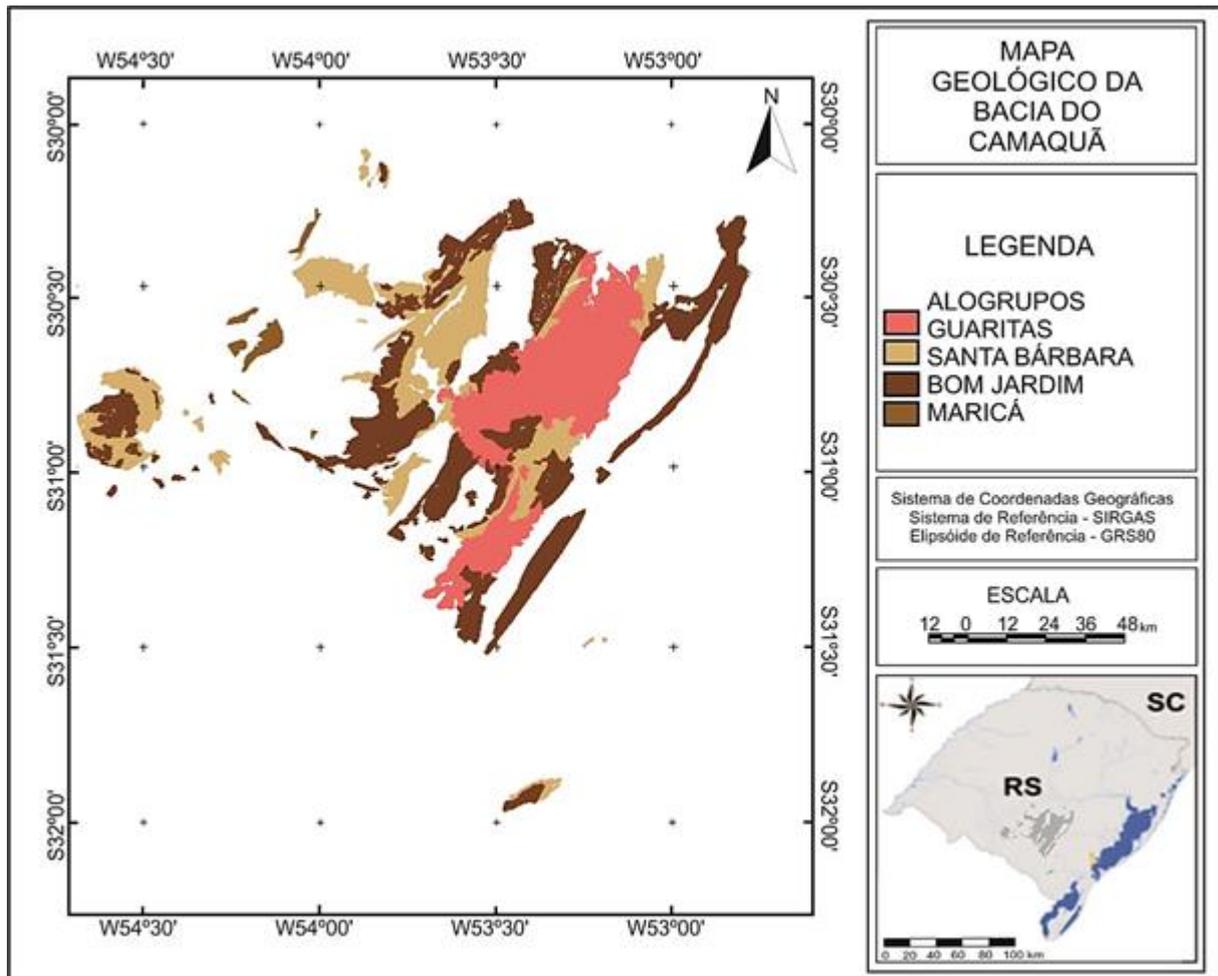


Figura 05: Mapa Geológico da Bacia do Camaquã. Adaptado de CPRM (2000).

3.1. GEOLOGIA DO AFLORAMENTO

No comparativo das escalas mapeamento de lineamentos estruturais, selecionou-se um afloramento localizado no Alogrupo Bom Jardim, pois esta unidade é utilizada como guia para a definição da estratigrafia da Bacia do Camaquã em diversos trabalhos como o de Paim et al. (2000) e Oliveira et al. (2014). Localmente são encontradas discordâncias angulares limítrofes, interpretadas como leques deltaicos e deltas de planícies entrelaçadas. Predominam conglomerados na base, arenitos nas camadas intermediárias e pelitos no topo da sequência. A estratificação e o mergulho das camadas é aparente (Figura 06), e possui fraturas preenchidas com quartzo. As camadas possuem um grau de intemperismo elevado. O Alogrupo Bom Jardim possui uma maior deformação comparada aos alogrupos mais recentes. Essa deformação é clara no afloramento, uma vez que as camadas estão inclinadas e existem várias dobras de diferentes escalas de observação (COELHO, 2019).



Figura 06: Estratificação e mergulho das camadas. Adaptado de Coelho (2019).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. LINEAMENTOS DA BACIA DO CAMAQUÃ

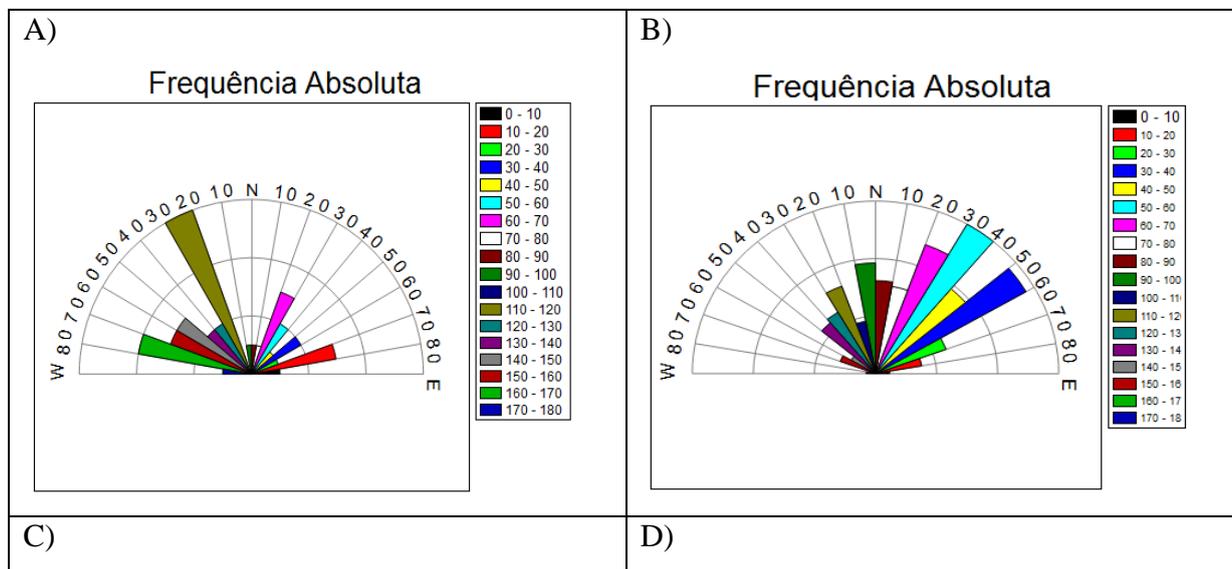
A Bacia do Camaquã é constituída por unidades estratigráficas geneticamente caracterizadas por eventos relacionados à subsidência, sedimentação, soerguimento e erosão, os quais são responsáveis pelo desenvolvimento da maioria dos lineamentos identificados. De acordo com os resultados obtidos, avaliando da base para o topo da bacia, o Alogrupo Maricá é descrito por Paim et al. (2000 e 2014) como amplamente deformada, sendo que nesta pesquisa observou-se no diagrama de roseta (Figura 07) e no mapa de lineamentos (Figura 08), que a direção preferencial em frequência absoluta é $N20^{\circ}-30^{\circ}W$, com densidades menores em outras três direções ($N70^{\circ}-80^{\circ}W/N20^{\circ}-30^{\circ}E/N70^{\circ}-80^{\circ}E$). Essa análise demonstra um padrão conhecido nesta bacia, onde temos lineamentos dominantes de primeira ordem e outros perpendiculares a aproximadamente 90° em processos de tensões e distensões pretéritas (BRUCH, 2014).

O Alogrupo Bom Jardim, os lineamentos acompanham o padrão do Escudo Sul-Riograndense, sendo neste trabalho o diagrama de frequências demonstra o padrão predominante de $N20^{\circ}-60^{\circ}E$ nos lineamentos preferenciais e $N20^{\circ}-40^{\circ}W$ nos lineamentos secundários. Cabe destacar de este alogrupo apresenta uma ampla exposição na bacia, desde a borda leste até a borda oeste, sendo intensamente afetada por processos de subsidência e soerguimento com falhamentos amplamente mapeáveis.

Neste sentido é admitida uma variedade de direções preferenciais e secundárias e consideradas acuradas com base nas movimentações pretéritas.

O Alogrupo Santa Bárbara também apresenta uma ampla exposição, principalmente nos setores centro e oeste da bacia. Predomina uma direção de lineamentos em N0-10W, principalmente no setor central da exposição. No quadrante noroeste e oeste ocorrem em direções diversas, principalmente de N50°W a N50°E, em lineamentos preferenciais e perpendiculares secundários em ângulo de 90°. Os lineamentos de primeira ordem, de cristas, foram os que apresentaram maior exposição para mapeamento, sendo identificadas predominantemente pelas variações abruptas entre camadas, gerando alinhamentos.

O Alogrupo Guaritas, no topo da sequencia da Bacia do Camaquã é o que apresenta a maior diversidade de direções mapeadas, principalmente porque é influenciada pelos alogrupos adjacentes no mapeamento, pois existe a interpretação da continuidade espacial destes nas imagens. Sendo assim, o Alogrupo Guaritas apresenta distribuição predominantemente de N70°W à N60°E, com direção preferencial N0°-10°W. Na análise estatística foi observado que prevalecem os alinhamentos NW, principalmente os com comprimento absoluto menor, entendidos como feições secundárias, mas com alta densidade.



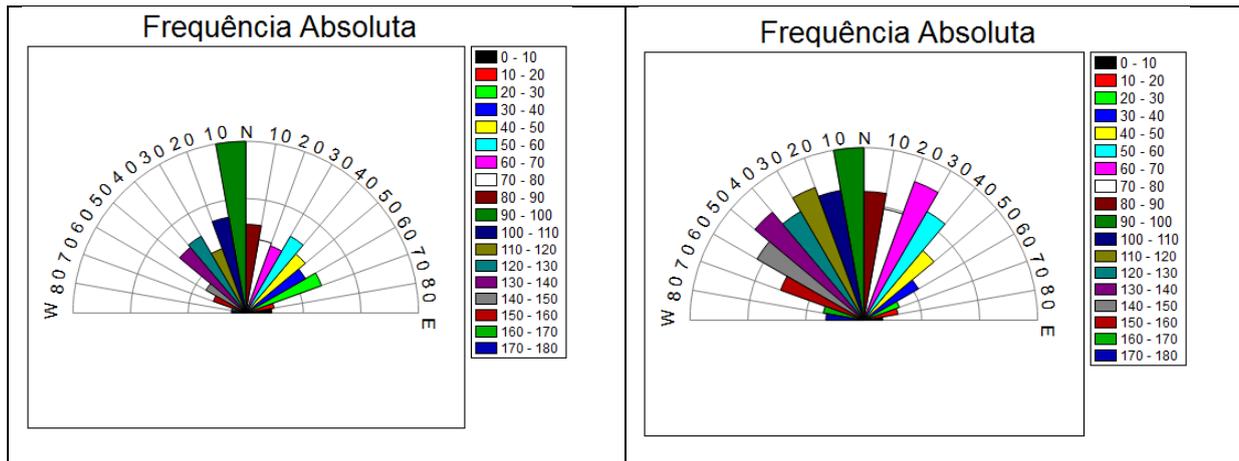


Figura 07: Diagrama de Rosetas com a frequência absoluta das direções dos lineamentos estruturais:
 A) Alogrupo Maricá; B) Alogrupo Bom Jardim; C) Alogrupo Santa Bárbara; D) Alogrupo Guaritas.

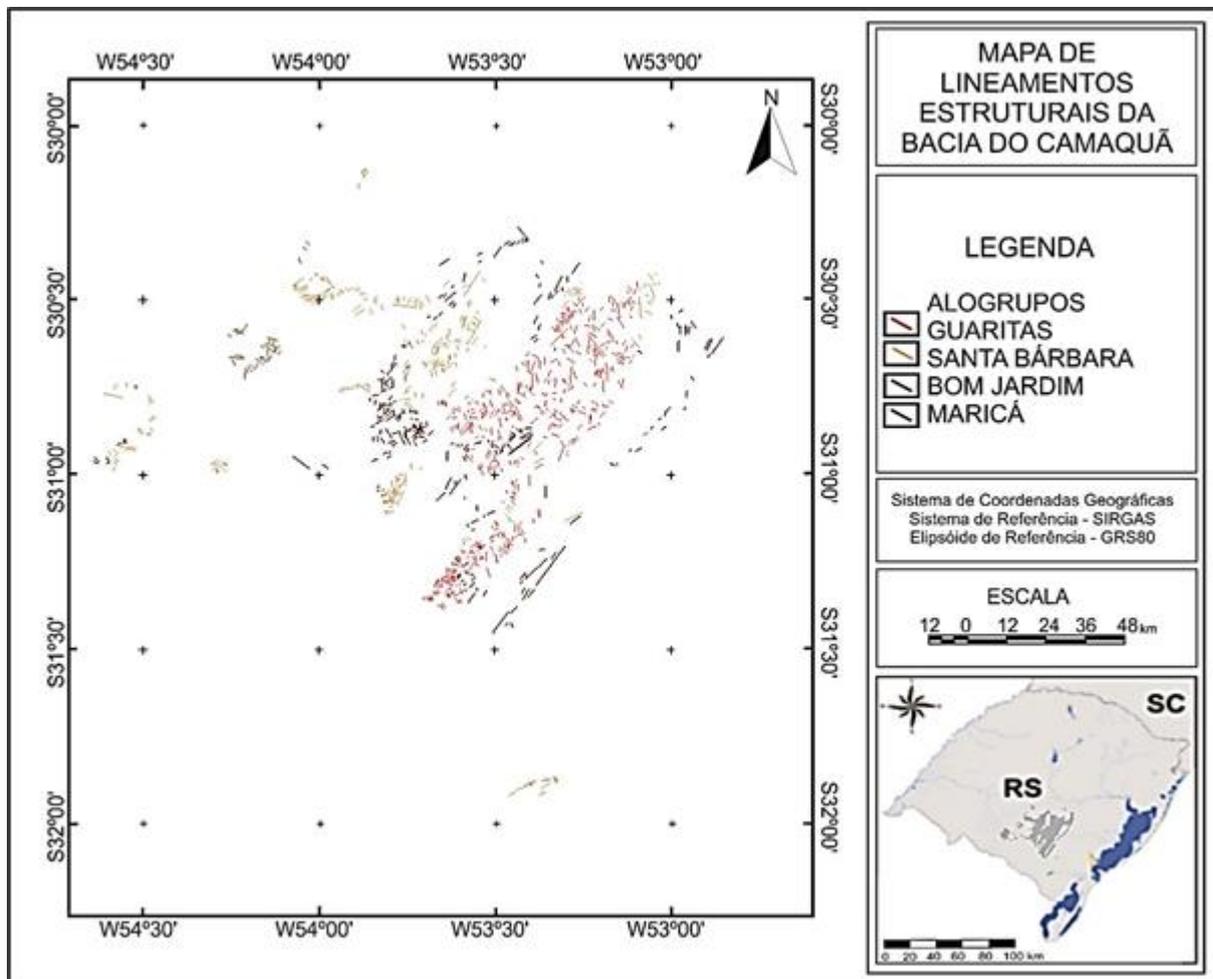


Figura 08: Mapa com os lineamentos estruturais da Bacia do Camaquã.

4.2. LINEAMENTOS EM ESCALA LOCAL

O afloramento utilizado para o mapeamento de lineamentos estruturais, em escala de detalhe, encontra-se no contato dos Alogrupos Santa Bárbara e Bom Jardim. No diagrama de roseta (Figura 09) e no mapa de lineamentos em escala local (Figura 10), pode ser observado dois principais agrupamentos, o NE refere-se aos lineamentos do Alogrupo Bom Jardim, principalmente de N20°-60°E. Já o agrupamento de N10°-50°W refere-se ao Alogrupo Santa Bárbara, densamente presente no afloramento, mas com pequena diferença angular (<10°) em relação aos lineamentos obtidos com imagens orbitais.

Cabe destacar que os lineamentos extraídos localmente apresentam altíssima precisão, visto que a imagem possui uma resolução espacial de 1,5 cm e o Modelo Digital de Elevação do afloramento apresenta 10cm de resolução. Sendo assim, os lineamentos definidos no ortomosaico apresentam alta acurácia, detalhamento e densidade, o que dificilmente é possível com imagens orbitais atualmente. Também salienta-se que o afloramento foi selecionado intencionalmente para que dois alogrupos fossem mapeados concomitantemente, mas que não representam a totalidade da bacia, nem de cada alogrupo descrito. Por tanto, é um teste de aproximação para a verificação da viabilidade do uso de VANTs no levantamento de lineamentos estruturais.

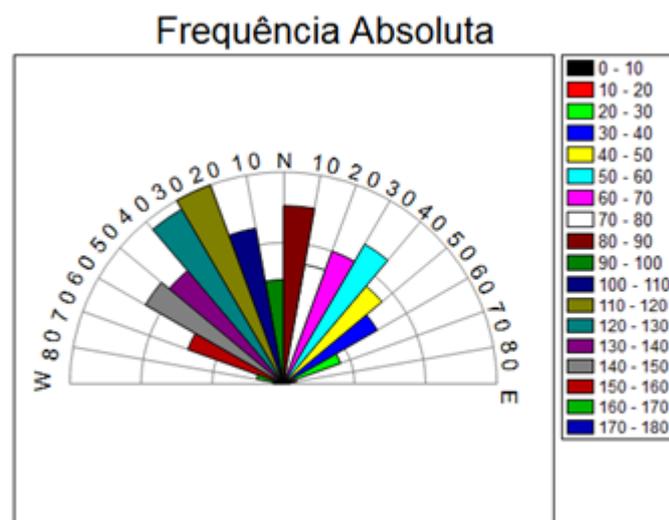


Figura 09: Diagrama de Rosetas obtido a partir do ortomosaico.

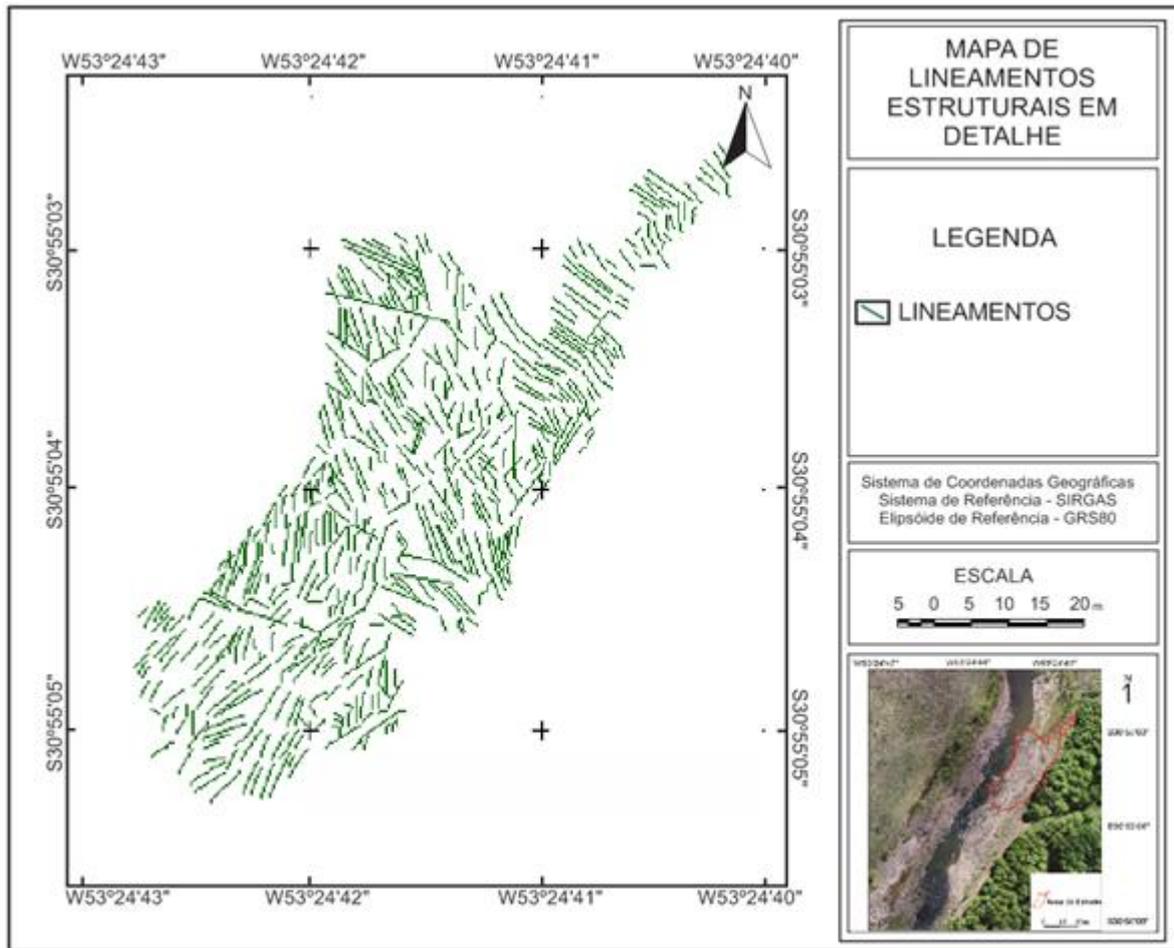


Figura 10: Mapa de lineamentos estruturais em escala de detalhe. Adaptado de Coelho (2019).

5. CONCLUSÕES

Na atualidade, o uso de VANTs se tornou uma tecnologia indispensável no mapeamento nas geociências, principalmente em levantamentos de detalhe. A maioria dos trabalhos utiliza a tecnologia no levantamento de informações topográficas, para a geração de mapas planialtimétricos e cubagem de volumes. Este trabalho demonstrou que os aerolevantamentos com VANTs podem gerar produtos que auxiliam no entendimento de estruturas geológicas, principalmente de lineamentos estruturais em rochas sedimentares.

Os produtos gerados demonstram que existem correlações entre os dados obtidos com aerolevantamento com VANT em escala local e produtos em escala regional, gerados com o uso de imagens orbitais. Salienta-se que provavelmente as medidas obtidas sobre o aerolevantamento apresentam maior representatividade acurada nas áreas mapeadas comparando-se com as medidas

orbitais, concordando com as pesquisas referenciadas. Isso porque a densidade de amostras é muito maior, pois pequenas continuidades espaciais são identificadas no ortomosaico.

Por fim, os estudos da Bacia do Camaquã são vastos e ainda carecem de complementação e detalhamento, visto a complexidade geológica que a bacia apresenta. Sendo assim, os aerolevantamentos com VANT para o detalhamento de determinada área se tornam uma ferramenta viável em grandes escalas.

6. REFERÊNCIAS

ANDRADES FILHO, C. O.; FONSECA, L. M. G. Lineamentos Estruturais a partir de imagem Landsat TM e dados SRTM. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 2009, Natal. Anais, São José dos Campos: INPE, 2009. P. 3151-3158.

BORBA, A. W. de. Evolução geológica da " Bacia do Camaquã"(Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese de Doutorado. PPG em Geociências. UFRGS. 2006.

BRUCH, A. F. A Mineração e a Paisagem Geoquímica na Sub-Bacia Hidrográfica do Arroio João Dias, Minas do Camaquã, Caçapava do Sul, RS. Tese (Doutor em Geografia) PPG em Geografia- UFRGS, Porto Alegre - RS. 2014. 303 p.

BRUCH, A. F.; CIROLINI, A. ; THUM, A. B. ; CARNEIRO, M. Avaliação da Acurácia das Cubagens de Volumes de Mineração através de Levantamentos Convencionais e Fotogramétricos. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 12, n. 1. p. 283-298, 2019.

COELHO, P.A.; BRUCH, A.F.; CIROLINI, A.; CARNEIRO, M.; BOM, T.F.; FARIA, M.F.G. Avaliação do uso de aerolevantamentos com VANT e processos fotogramétricos para a determinação indireta de parâmetros geológicos estruturais. Brazilian Journal of Development. Curitiba, V.5, n.8. p.13028-13063, 2019.

CPRM. Carta Geológica: Folha SH.22-Y-A – Cachoeira do Sul. 1:250.000. 2000.

FARIAS, M. P. G. et al. Mapeamento de Lineamentos Estruturais para Determinação de Alvos para Mineralizações de Metais nas Minas Do Camaquã. Congresso de Iniciação Científica – UFPEL. Anais. 2018.

HOBBS, W. H. Lineaments of the Atlantic border region. Bulletin of the Geological Society of America, v. 15, n. 1, p. 483-506, 1904.

JANIKIAN, L. et al. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. Revista Brasileira de Geociências 33(4): 349-362. 2003.

JAUD, M.; PASSOT, S.; LE BIVIC, R.; DELACOURT, C.; GRANDJEAN, P.; LE DANTEC, N. Assessing the Accuracy of High Resolution Digital Surface Models Computed by PhotoScan and MicMac in Sub-Optimal Survey Conditions. Remote Sensing [online] 8/6. 2016.

MOREIRA, J.A.; FILHO, M.D.C.L.; FIGUEIREDO, A.C.; OLIVEIRA, F.B.; LOUZADA, J.L.S, HENRIQUE, C.; OLIVEIRA, R. Uso de Vant para Fotointerpretação de Lineamentos. In: XII ENCONTRO LATINO AMERICANO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, São José dos Campos, 2017. Anais, Universidade do Vale do Paraíba, p. 1-9, 2017.

OLIVEIRA, C. H. E de et al. U-Pb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246: 240–255, 2014

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR, F.; LOPES, R. da C. A bacia do Camaquã. *Geologia do Rio Grande do Sul*, p. 231-274, 2000.

PAIM, P. S. G.; JUNIOR, F. C.; WILDNER, W. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, v. 36, n. 3, p. 183-193, 2014.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTY, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topographic Mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, v. 57, p. 241-262, 2003.

Capítulo 6

PETROQUÍMICA E PETROGRAFIA DE ROCHAS VULCÂNICAS E SUAS RELAÇÕES COM JAZIDAS DE AG-AU PALLANCATA-PERÚ

[DOI: 10.37423/200300563](https://doi.org/10.37423/200300563)

Neper Klein Condori Gutierrez (1Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra - (ICET), Universidade Federal de Mato Grosso- (UFMT).

nedwed_11@hotmail.com

Roger Gonzales Aliaga (Universidade Nacional do Altiplano Puno-Perú).
algorob@hotmail.com,

Jorge Acosta Ale (Instituto Geológico Minero e Metalúrgico do Perú).

jacosta@ingemmet.gob.pe

RESUMO: O depósito epitermal de baixa sulfetação de Ag-Au de Pallancata está localizada na faixa metalogênica Puquio-Caylloma da província de Parinacochas, departamento de Ayacucho-Perú. As rochas hospedeiras do minério estão conformadas por ignimbritos riodacíticos no topo por andesitos e ambas estão intrudidas por domos riolíticos e rochas subvolcânicas riodacíticas. As rochas com características ótimas para hospedar veios de quartzo com Ag-Au são andesitos seguidos por ignimbritos riodacíticos, ambos localizados ao longo do veio Pallancata.

Os andesitos porfíricos são caracterizados pelo baixo conteúdo de SiO₂ (54.8-55.7 % wt.), K₂O, Na₂O, MgO e CaO; de magmatismo cálcio-alcálico com alto-K, metaluminoso e fracamente magnésiano. Têm baixas razões de Nb/Ta (1.0-3.7) e Rb/Sr (0.2-5.4) estas proporções são indicativas de magmas derivados da crosta.

Os andesitos foram derivados de uma fonte profunda de anfibólio logo misturado na sua subida com uma crosta inferior grossa. Conteúdos baixos de K (Rb) indicam que a crosta inferior na fonte do magma foi pobre em potássio, o qual pode ser derivado de um manto empobrecido. As LRRE e LILE (por exemplo, Rb, K, Ba e Sr) são enriquecidos e HFSE (por exemplo, Nb, Ta, P, e Ti) são empobrecidos, especialmente em P e Ti, semelhante às características de arco vulcânico de magmatismo tipo-I. Os andesitos ao longo do veio Pallancata têm $Eu/Eu^* > 1.0$, que indicam ambiente de arco continental gerado a partir de magmas relativamente seco a humedo, associado a series de fraca magnetita, com diminuição de fugacidade de oxigênio e relativamente oxidados. Mas, os conteúdos de FeO total < 4.0 % wt, indicam menor favorabilidade para poder estar relacionado a um deposito tipo-pórfiro de Cu-Au. Os andesitos estão fracamente enriquecidos em zinco (84-26 ppm) e tem uma correlação positiva com o cobre.

Os ignimbritos são principalmente metaluminosos, ferroso e menos cálcico tem razões $Dy/Yb < 2$ formados principalmente dentro de um arco magmático normal y razões de $Sr/Y < 20$ com fracionamento de plagioclásio e são principalmente dominados por anfibólios.

1. INTRODUÇÃO

A mina Pallancata está localizado no sul do Perú, no arco vulcânico Neogene Huaylillas-Calipuy (24-10 Ma), que faz parte da Cordilheira Ocidental (Echevarria et al., 2006; Mamani et al., 2010) e nomeado como faixa metalogênica de depósitos Au-Ag epitermais do Mio-Plioceno (Acosta et al., 2009). A época do Mioceno desta faixa metalogênica é mais importante do Andes, hospedando numerosos depósitos de veios epitermais ricos em metais preciosos (Noble et al., 1989; McKee et al., 1982; Klinck et al., 1986). O mais extenso e volumoso planalto de ignimbrito está localizado no sul do Perú e norte do Chile e apresenta a idade 26-18 Ma (Worner et al., 2000, 2002; Farías et al., 2005; Charrier et al., 2007). Grandes escudos de vulcões andesíticos de idade entre 18-10 Ma foram construídos imediatamente após do período principal da erupção de ignimbritos (Miriam et al., 2010). Os estrato-volcanoes de idade Huaylillas normalmente são preservados como estruturas circulares erodidas com grande alteração hidrotermal e jazidas minerais epigenéticas no interior (Fig. 1). Aqui, apresentamos um estudo para classificar as rochas favoráveis que hospedam mineralização mediante a petrografia, ambiente geotectônico e petroquímica.

2. GEOLOGIA GERAL

A zona convergente da placa de Nazca e a placa continental Sul americana é suposto ter sido ativa desde o Paleozóico até agora (Golonka e Ford, 2000). A orogenia andina tem sido ativa desde o final do Paleozoico e foi notável no tempo do Neogeno; no arco Huaylillas as erupções vulcânicas culminaram no Mioceno formando várias caldeiras no interior com longa duração (Thorpe et al., 1984; Trumbull et al., 1999; Mamani et al., 2010; Galas, 2014). Esta cessação tem sido atribuída ao aparecimento da subducção plana ao longo da margem peruana e muitos depósitos de minério no Perú podem estar diretamente relacionados a essas mudanças na geometria de subducção (Gutscher et al. 1999; Hampel 2002; Rosenbaum et al 2005; Bissig et al 2008; Bissig e Tosdal 2009; Cerpa et al., 2013). A geometria da subducção influencia fortemente a geração de magmas férteis como estéreis e suas relações com jazidas; alterações nos parâmetros da subducção são refletidas em variações sistemáticas de estilo e composição do magmatismo ao longo do tempo (por exemplo, Kay et al 1999; Haschke et al. 2002a, 2002b; Hollings et al. 2005). A atividade hidrotermal dentro do arco Huaylillas em torno destas caldeiras resultou na formação de veios de minério (Noble et al., 2003; Paulo, 2008). No entanto, para o lado oeste foi distinto porque as caldeiras foram post-minerío, só formaram alterações hidrotermais (Echevarria et al., 2009). Este magmatismo ativo relacionado com subducção é caracterizado por um rápido engrossamento crustal desde o Oligoceno-medio até hoje (Mamani et

al., 2010). O sistema de arco principal foi transformado, colocado e deslocadas de sudoeste para nordeste várias vezes no tempo (Charrier et al., 2007; Mamani et al., 2010). No sudoeste contém vários campos de andesitos composto de fluxos únicos, fluxos seqüenciais e cones piroclásticos; também existem 167 centros de derrame de erupções tipo Stromboli e Hawaiian alinhados por falhas e controlados por grabens (Galas, 2013, 2014). Em geral, o arco Huaylillas onde foi hospedado os veios do distrito Pallancata tem composições isotópicas de Sr e Pb que indicam uma assimilação crustal geralmente moderado de rochas radiogênicas antigas (Bissing and Tosdal 2009; Mamani et al., 2010).

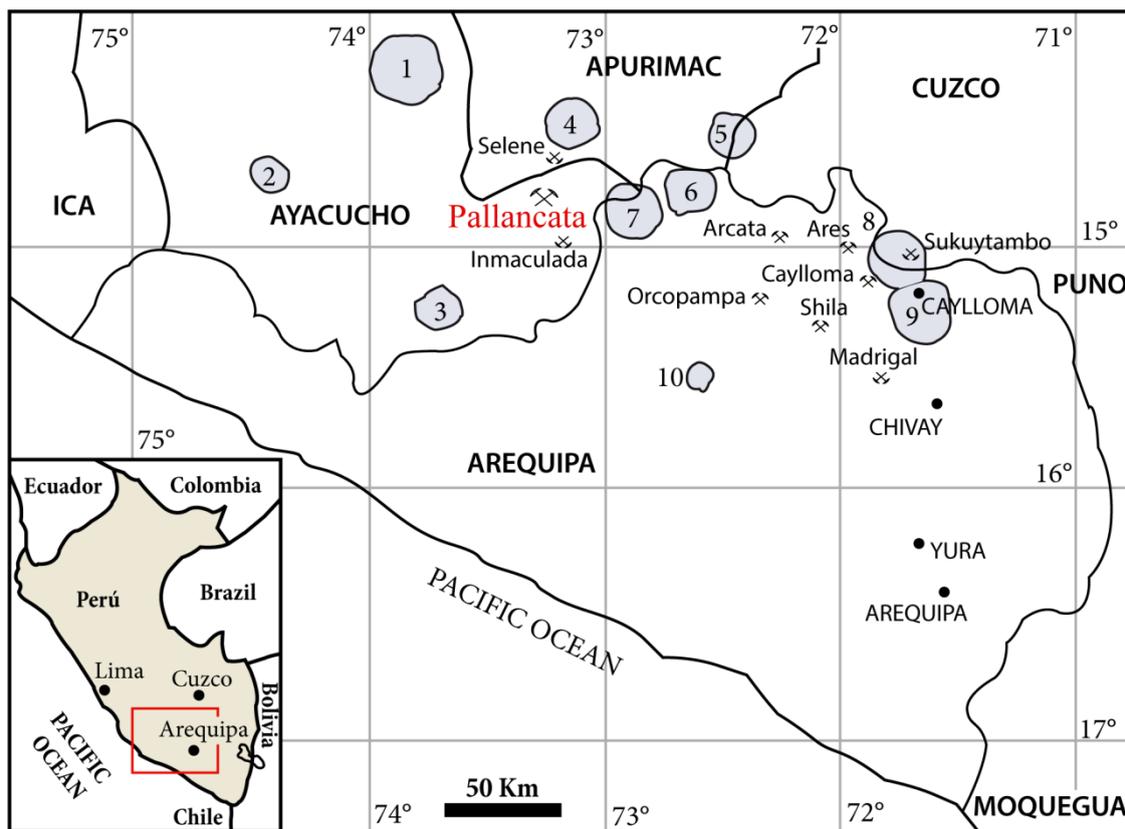


Fig. 01. Mapa de localização do distrito de Pallancata, mostrando as principais caldeiras do Neogene (cinza) e depósitos epitermais da região (após Noble et al., 1989). Caldeiras: 1 = Ccarhuarasco, 2 = Pampa Galeras, 3 = Parinacocha, 4 = Tumiri, 5 = Teton, 6 = San Martín, 7 = Esquillay, 8 = Chonta, 9 = Caylloma, e 10 = Coropuna. Cor vermelha Mina Pallancata.

GEOLOGIA LOCAL

No Pallancata tem três unidades de rochas começando da base são a Formação Alfabamba, Formação Aniso e a Formação Saycata.

A Formação Alpbamba (Fig. 2) está composta de seqüência de rocas vulcano-sedimentarias finamente estratificado, seguido por fluxo de andesitos e brechas vulcânicas em uma matriz de cor roxa (Dávila, 1991). No topo composto por seqüência de tufo de lapilli e quartzo de cor cinza esverdeado. A Formação Aniso (Fig. 2) consiste de ignimbríticos de composição riodacito os afloramentos são de cor branca, foliada e de espessura variável; apresentam fragmentos de pomes alinhados, cristais quebrados de quartzo bipiramidal e cristais euédricas de biotita. A formação do ignimbrito encontra-se em discordância angular com o tufo da Formação Alpbamba. A Formação Saycata (Fig. 2) é composta de fluxos de andesitos com textura afanítica, apresenta forte bandejamento com plagioclásio, hornblenda e magnetismo fraco.

Estas três unidades são intrudidas por rochas subvolcanicas riodaciticas e domos riolíticos. As subvolcanicas riodaciticas são de textura porfírica com fenocristais de plagioclasio, anfibolio, biotita e clinopiroxenos numa matriz de granulação fina (Fig. 2). Os domos riolíticos contém esferulites devitrificado e são fortemente bandados (Fig. 2).

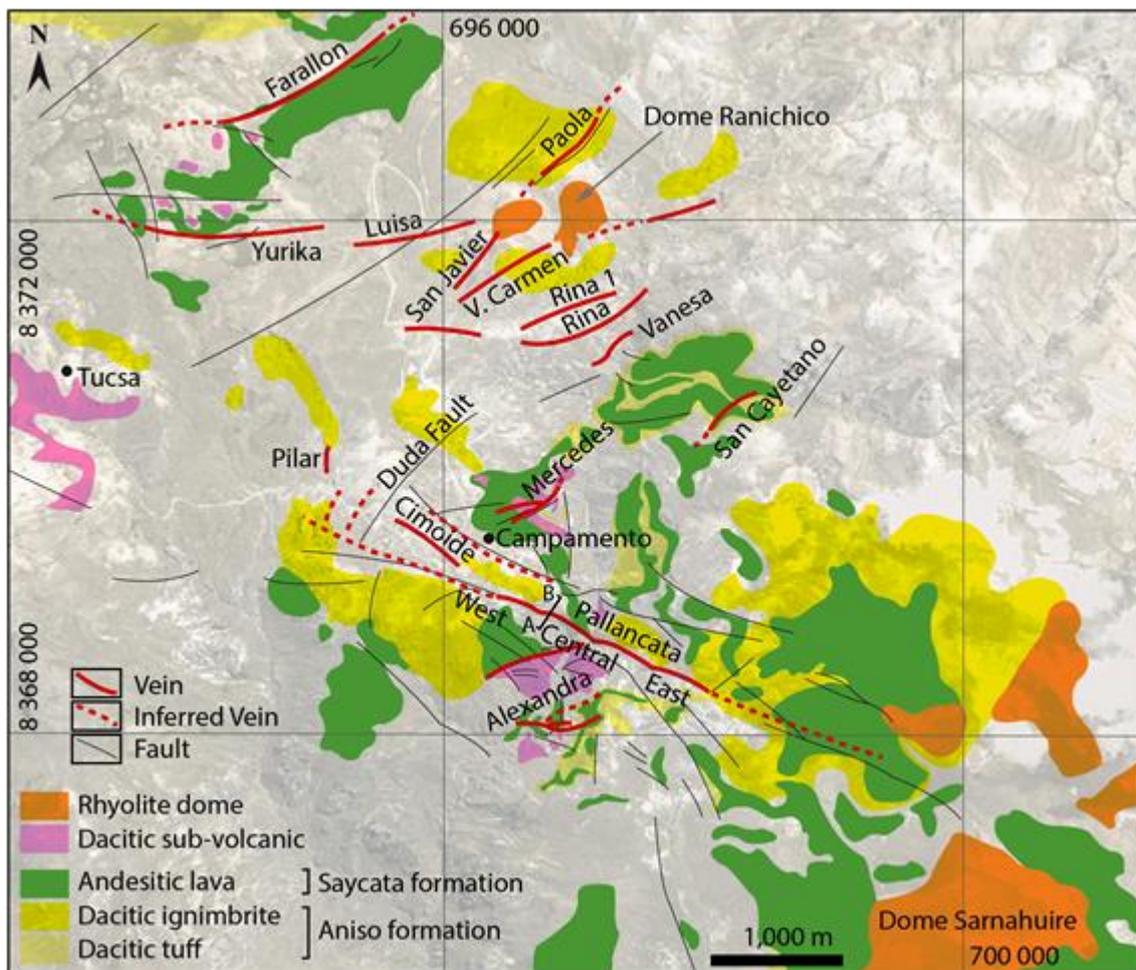


Fig. 02. Mapa geológico do distrito de Pallancata, mostrando as relaçõe das principais unidades de rochas, veios e estruturas. Geologia feita por Garcia, Zegarra, Mattmet, Condori e geólogos da equipe da mina. Sistema de coordenadas projetadas é a zona UTM 19 sul.

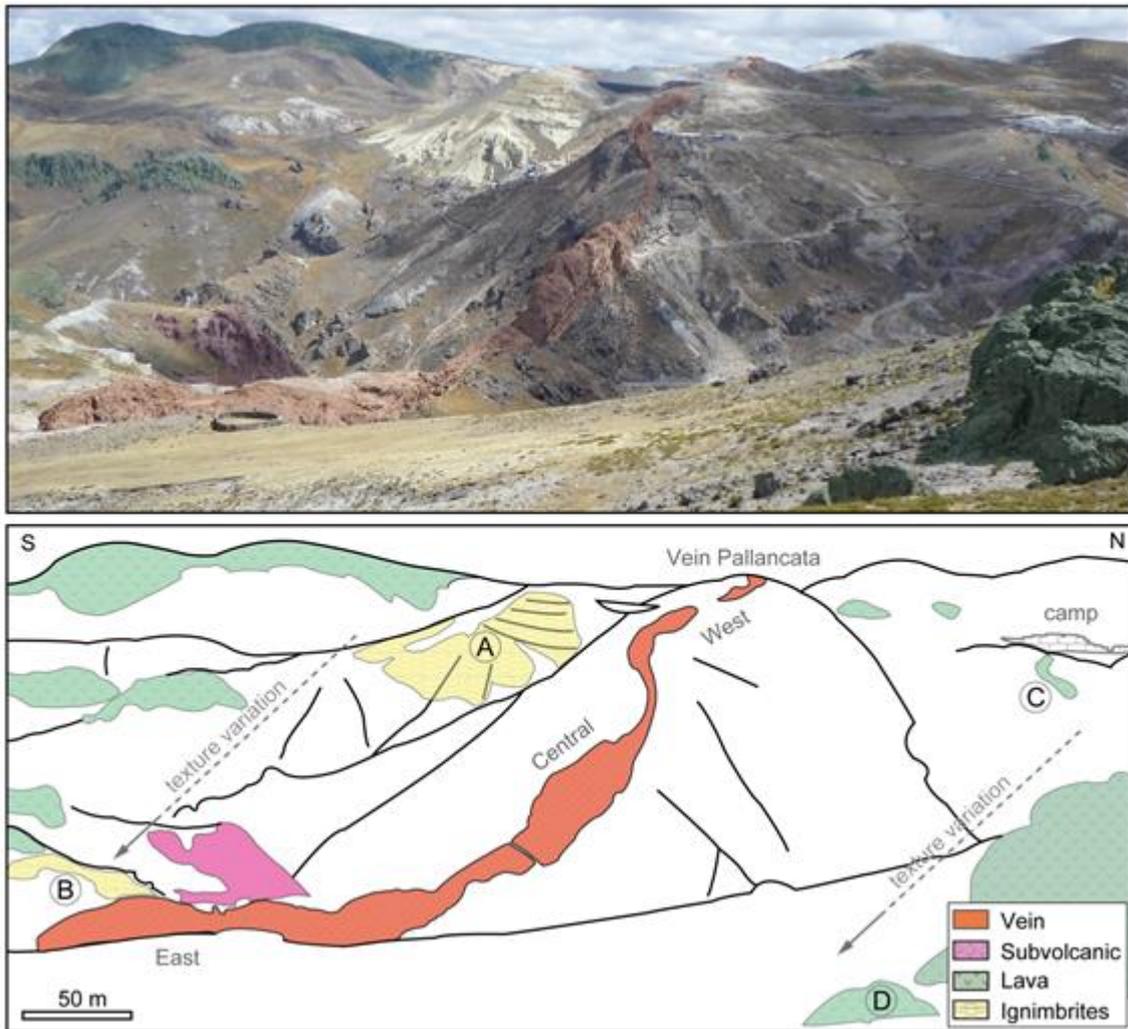


Fig. 3. Ilustração esquemática da mina Pallancata. A) Afloramento de ignimbrito dacítico com textura porfiritica. B) Ignimbrito dacítico de granulação media-fina. C) Andesito de textura porfiritica e D) Andesito de textura afanitica. As rochas subvolcanicas riodacitico aflora no sector Este intrudindo os ignimbritos e andesitos. O veio Pallancata tem direção NW-SE é uma estrutura tipo lazo-cimoide. Pallancata Central mostra espessuras entre 15-30 m, no entanto, diminui para o Este e Oeste.

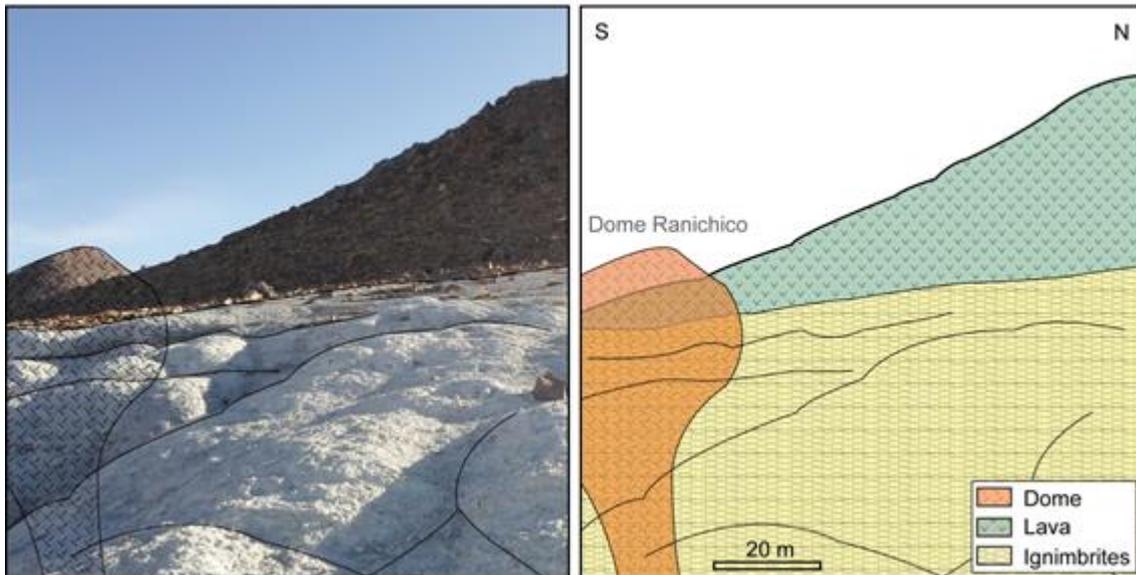


Fig. 4. Litologia na zona de Ranichico. Na base apresenta-se o ignimbrito riódacítico sobreposta em discordância com o andesito dacítica, estas formações são intrudidas pôr o domo Ranichico de composição riolítica.

3. METODOLOGIA

Para o estudo da petroquímica as análises químicas foram realizadas pelo Laboratório SGS (Société Générale de Surveillance) filial em Lima-Perú, por ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry e ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometry), para elementos maiores, menores, traços e terras raras, os resultados estão apresentados na (tabelas 1 e 2). Com base nos dados obtidos, buscou-se a caracterização petroquímica, a definição da natureza do magmatismo, indicações sobre a ambiência tectônica e possíveis relações das rochas com a metalogênese. As amostras foram identificadas como alterados utilizando critérios geoquímicos padrão, para os fins da presente análises, amostras alteradas são aqueles com qualquer uma das seguintes características: SiO_2 abundâncias maior do que 79 % wt, Na_2O abundâncias inferior 1.0 % wt, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 7$, concentrações de CO_2 superiores de 1.5 % wt, de enxofre maior do que abundâncias de 0.5 % wt, ou perda em valores de ignição (LOI) maior do que 4 % wt; amostras com qualquer uma dessas características provavelmente não preservam composições de rocha ígnea primário (Edward, A. e Du Bray, E. 2014). Os dados associados fora dos parâmetros foram trabalhados cuidadosamente. Estas métricas são um pouco além abundâncias típicas das rochas ígneas, mas porque a maioria das rochas no interior do halo de depósitos epitermais tem pelo menos alguma alteração hidrotermal. A mostra C-01 é um tufo argilizado e propilitizado que nos diagramas geoquímicos mostra-se de cor cinza só

para ilustração, no entanto, foi excluído dos análises interpretativos. Para a elaboração dos diagramas geoquímicos utilizou-se o programa de GCDKit versão 3.00 e Adobe Illustrator CS5. Para o estúdio petrográfico utilizou-se o microscópio Olympus BX51 instalado no laboratório de pesquisa da UFMT (Universidade Federal de Mato Grosso-Brasil) e se estúdio 25 laminas delgadas.

Tabela 1. Descrição das amostras.

Código	Localização	Estrutura	Tipo de rocha	Unidade geológica	Descrição
D-01	Ranichico	Cúpula	Rolita	Cúpula Rolítica	Cúpula de fluxo riolítico bandas de 1cm de pomes
I-01	Pallancata Este	Subvolcânico	Andesito-dacito	Subvolcânico And	Subvolcânico textura porfírica matriz afanítica
I-02	Pallancata Este	Subvolcânico	Andesito-dacito	Subvolcânico And	Subvolcânico textura porfírica matriz afanítica
I-03	Pallancata Este	Subvolcânico	Andesito-dacito	Subvolcânico And	Subvolcânico textura porfírica matriz afanítica
DLPL-A461	Pallancata Oeste	Subvolcânico	Andesito-dacito	Subvolcânico And	Subvolcânico textura porfírica matriz afanítica
A-01	Ranichico	Lava	Andesito	Formação Saycata	Andesito afanítica de grãos finos de plag
A-02	Ranichico	Lava	Andesito	Formação Saycata	Andesito afanítica de grãos finos de plag + epidoto
A-03	Pallancata Este	Lava	Andesito	Formação Saycata	Andesito afanítica violáceo
DLVI-A01	Ranichico	Lava	Andesito	Formação Saycata	Andesito porfírico violáceo
T-01	Ranichico	Ignimbrito	Tufo de cristais	Formação Aniso	Tufo de cristais e pomes
T-02	Huararani	Ignimbrito	Tufo de cristais	Formação Aniso	Tufo de cristais
T-03	Pallancata Este	Ignimbrito	Tufo de cristais	Formação Aniso	Tufo de areia e cinzas
T-04	Pallancata Este	Ignimbrito	Tufo de cristais	Formação Aniso	Tufo de cristais e pomes de grão médio a fino
C-01	Pallancata Central	Tuff	Tufo de arena	Formação Aniso	Tufo de cinza esverdeado lig. prop com véus de O ₂ Fe

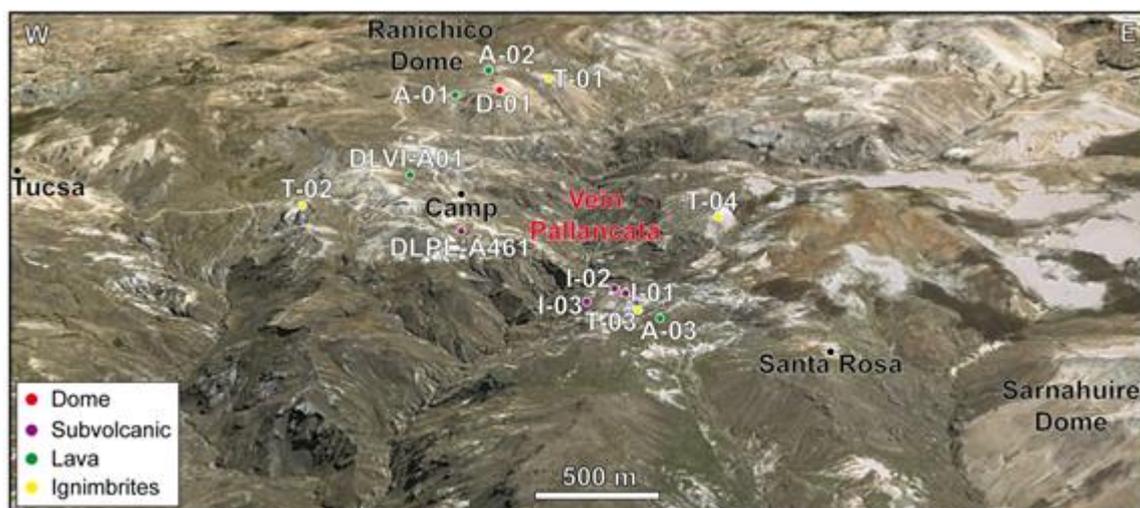


Fig. 5. Imagem de Google Earth em 3D da mina Pallancata. Localização das amostras, mostrando quebradas abruptas e cimeiras com intensa alteração hidrotermal supérgeno.

Tabela 2. Composição química de elementos maiores e menores.

Unidade Amostra	Cúpula		Subvolcânico				Lava				Ingimbrito				Tuff
	D-01	I-01	I-02	I-A3	DLPL-A461	A-01	A-02	A-03	DLVI-A01	T-01	T-02	T-03	T-04	C-01	
Wt. porcentagem															
SiO ₂	74.68	66.35	68.31	68	67.46	67.53	67.08	55.66	54.81	68.7	62.62	62.16	65.17	49.01	
TiO ₂	0.05	0.41	0.41	0.41	0.53	0.46	0.49	1.49	0.6	0.23	0.25	0.5	0.2	1.16	
Al ₂ O ₃	12.92	15.11	13.23	12.95	17.3	14.46	15.84	15.36	15.97	12.5	15.09	14.62	13.83	16.11	
Fe ₂ O ₃	0.76	3.65	3.32	3.37	3.31	3.44	3.73	6.5	4.23	2.83	2.81	3.88	1.26	7.17	
MnO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.09	0.11	0.09	0.05	0.06	0.06	0.05	0.14	
MgO	0.05	0.76	0.87	0.86	1.06	0.41	0.45	2.93	1.79	0.41	0.68	1.65	0.57	3.48	
CaO	0.33	2.42	2.34	2.39	0.58	2.52	1.82	5.84	6.91	2.71	3.74	3.26	2.17	6.87	
Na ₂ O	3.74	2.15	1.34	1.27	0.33	2.94	2.64	3.53	2.35	2.01	4.94	1.56	1.43	0.38	
K ₂ O	4.33	3.7	4.49	4.49	3.02	4.22	4.91	2.33	3.52	3.08	2.98	3.01	3.25	2.58	
P ₂ O ₅	0.02	0.25	0.23	0.24	0.3	0.57	0.21	0.49	0.25	0.1	1.81	0.15	0.04	0.34	
LOI	1.32	4.25	4.3	4.33	5.8	3.35	2.26	5.63	7.67	5.58	4.78	7.45	10.9	10.93	
Total	98.2	99.1	98.9	98.4	99.7	99.9	99.5	99.9	98.2	98.2	99.8	98.1	98.7	98.2	
Partes por milhão															
V	5	31	31	38	84	63	69	169	48	16	43	53	10	165	
Co	1	7.9	7.5	7.8	6.7	7.5	9.8	23.7	9.7	3.2	5	7.8	2.1	28.5	
Ni	17	33	26	27	21	32	24	100	27	19	49	29	19	108	
Cu	5	10	14	15	11	30	16	55	26	12	41	7	11	7	
Zn	45	36	64	58	5	82	61	84	26	47	84	59	42	48	
Rb	284.3	154.4	243.4	247.7	302.9	223.3	302.9	79.9	194.3	144	117.7	161.6	138.9	289.1	
Sr	13	296	324	328	56	425	253	486	307	102	614	137	403	91	
Y	12	12	10	11	15	26	29	19	14	14	18	12	18	17	
Nb	13	9	8	9	11	12	13	19	10	11	12	9	15	16	
Zr	67	139	116	126	188	250	281	176	153	94	158	161	195	163	
Mo	2.39	3.87	2.21	2.15	2.01	2.88	5.33	2.16	1.96	2.46	4.07	2.49	1.6	2.5	
Cs	15.8	13.3	15.1	16.3	20.6	11	10.9	9.3	11.9	31.1	3.5	23.1	12.1	20.4	
Ba	102	708	1910	1958	551	1236	803	731	740	148	904	662	817	489	
La	17	38.2	33.5	35.4	50.9	52.5	55.8	25.7	39.3	21	29.1	26	51.1	31.6	
Ce	30.5	71.8	64.7	66.8	95.7	102.3	109.6	50.5	72.5	40.5	57.2	47.3	90	60.7	
Pr	3.3	8.43	8.24	8.12	11.1	11.9	12.7	6.07	8.68	4.59	6.48	5.59	10	7.35	
Nd	9.3	31	26.6	27.6	39.3	41.8	43.5	23.1	30.2	16	22.1	19.2	32.7	29.1	
Sm	1.9	5	4.6	4.5	6.5	7	7.6	5.1	5.5	2.9	4.3	3.4	5	5.7	
Eu	0.14	1.84	2.63	2.94	2.02	2.22	1.91	2.11	1.87	0.69	1.58	1.42	1.76	2.07	
Gd	1.65	4.14	3.61	3.7	5.37	6.58	7.25	5.14	4.29	2.31	3.67	3.07	4.4	5.32	
Tb	0.27	0.48	0.31	0.38	0.59	0.82	0.91	0.67	0.51	0.36	0.51	0.37	0.56	0.69	
Dy	1.8	2.71	2.32	2.35	3.13	5.24	5.66	4.21	3.19	2.55	3.47	2.29	3.07	4.06	
Ho	0.42	0.53	0.36	0.42	0.7	1.03	1.17	0.76	0.57	0.45	0.63	0.44	0.64	0.88	
Er	1.32	1.76	1.43	1.49	1.85	3.03	3.27	2.06	1.53	1.28	1.92	1.43	2.19	2.54	
Tm	0.2	0.19	0.16	0.18	0.22	0.45	0.51	0.31	0.2	0.17	0.25	0.16	0.25	0.29	
Yb	1.8	1.5	1	1.2	1.5	3.3	3.4	1.8	1.7	1.2	1.6	1.3	2.4	2	
Lu	0.26	0.21	0.18	0.22	0.23	0.54	0.46	0.27	0.18	0.21	0.27	0.2	0.31	0.28	
Hf	5	4	4	5	6	8	8	5	4	3	5	4	6	5	
Ta	7.3	4.8	6	5.2	6.2	7.6	13	5.3	2.7	3.8	3.3	8.5	24.1	37.1	
W	5	1	3	2	25	2	3	1	2	1	2	4	2	8	
Th	28.9	15.3	11.8	13	17.8	31.3	33.5	8.6	15.2	7.6	12.3	10.5	21.9	9.9	
U	8.44	3.29	2.88	3.06	3.25	9.27	10.9	2.13	4.74	1.55	3.11	2.82	3.85	2.33	
Sn	46	38	53	50	51	47	35	65	119	208	50	45	34	43	
Ag	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Tl	0.6	0.5	0.8	1	0.9	0.7	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.6	0.5	0.8	
Ga	18	17	14	16	17	16	20	16	21	11	17	15	16	21	
Eu/Eu*	0.2	1.2	2.0	2.2	1.0	1.0	0.8	1.3	1.2	0.8	1.2	1.3	1.1	1.1	
AlCNK	1.1	1.3	1.2	1.1	3.6	1.0	1.2	0.8	0.8	1.1	0.8	1.2	1.4	1.0	
FeO total	0.7	3.5	3.2	3.2	3.2	3.2	3.5	6.2	4.2	2.7	2.7	3.7	1.3	7.4	
Fe ₂ O ₃ /MgO	15.2	4.8	3.8	3.9	3.1	8.4	8.3	2.2	2.4	6.9	4.1	2.2	2.2	2.1	
Sm/Yb	1.1	3.3	4.6	3.8	4.3	2.1	2.2	2.8	3.2	2.4	2.7	2.6	2.1	2.9	
Dy/Yb	1.0	1.8	2.3	2.0	2.1	1.6	1.7	2.3	1.9	2.1	2.2	1.8	1.3	2.0	
Sr/Y	1.1	24.7	32.4	29.8	3.7	16.3	8.7	25.6	21.9	7.3	34.1	11.4	22.4	5.4	
La/Sm	8.9	7.6	7.3	7.9	7.8	7.5	7.3	5.0	7.1	7.2	6.8	7.6	10.2	5.5	
La/Yb	9.4	25.5	33.5	29.5	33.9	15.9	16.4	14.3	23.1	17.5	18.2	20.0	21.3	15.8	
Ce/Y	2.5	6.0	6.5	6.1	6.4	3.9	3.8	2.7	5.2	2.9	3.2	3.9	5.0	3.6	
Nb/Ta	1.8	1.9	1.3	1.7	1.8	1.6	1.0	3.6	3.7	2.9	3.6	1.1	0.6	0.4	
Rb/Sr	21.9	0.5	0.8	0.8	5.4	0.5	1.2	0.2	0.6	1.4	0.2	1.2	0.3	3.2	
Rb/Ba	2.8	0.2	0.1	0.1	0.5	0.2	0.4	0.1	0.3	1.0	0.1	0.2	0.2	0.6	
LREE	62.1	156.3	140.3	145.4	205.5	217.7	231.1	112.6	158.1	85.7	120.8	102.9	190.6	136.5	
HREE	7.7	11.5	9.4	9.9	13.6	21.0	22.6	15.2	12.2	8.5	12.3	9.3	13.8	16.1	
LREE/HREE	8.0	13.6	15.0	14.6	15.1	10.4	10.2	7.4	13.0	10.0	9.8	11.1	13.8	8.5	

LOI=loss on ignition, $Eu/Eu^*=(Eu/0.09)/[(Gd/0.31)+(Sm/0.23)]/2$ normalizado ao (condrito Taylor e McLennan, 1985), $A/CNK = mole [Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$, $FeO\ total=0.9 \times Fe_2O_3$, LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm + Eu e HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu. Localização das amostras em (Fig. 5).

4. PETROGRAFIA

O ignimbrito é cristalolítica de cor cinza com tonalidades esverdeadas de textura piroclástica, conformada por plagioclásio, quartzo e esporádicos fragmentos líticos. Apresentam moldes de cristais de plagioclásio fracamente alterados por sericita, biotitas alteradas por cloritos e opacos na matriz (Fig. 6A). Os plagioclásios (45%) apresentam-se como cristais euhedrales e subhedrales, com bordas subredondeadas e subangulosos, com tamanhos < 1.3 mm, encontram-se geminadas e fraturadas, ligeiramente alteradas por argilas e sericita. Os plagioclásios euhedrales apresentam inclusões de apatita e minerais opacos disseminados. O quartzo (25%) encontra-se com formas anhedrales e euhedrales <1 mm, bordas subredondeadas até subangulosas e com microfraturas. Os minerais opacos (3%) têm formas anhedrales alguns semiredondadas e disseminados na matriz afanítica, com tamanhos < 0.5 mm alterados fracamente por óxidos de ferro. Também se apresentam disseminados em fenocristais de plagioclásio. Os cloritos (0.5%) ocorrem em agregados fibrosos, alterando a micas flexionadas e estão parcialmente impregnadas por óxidos de ferro. A sericita (0.5%) é encontrada como cristais anhedrais alterando os plagioclásios e minerais da matriz. Os fragmentos líticos (0.1%) estão presentes na matriz, com bordes subredondados e tamanhos menores a 0.2 mm. A apatita apresenta-se em trazas ocorre como inclusões em plagioclásios, com formas subhedrales e tamanhos de 0.2mm de formas prismáticas com bordas subredondadas e alguns vezes na matriz <0.1mm (reporte interno. Bisa, 2013). O epídoto se apresenta em trazas como cristais anhedrales e semiredondadas; se encontra também alterando a micas junto com cloritas. Os óxidos de ferro (1%) se apresentam principalmente na matriz, também alterando a minerais opacos (Fig. 7A)

O andesito é de cor cinza com tonalidade acastanhado de textura porfiritica. Composto por fenocristais de plagioclásio alterada fracamente a argilas, com moldes de biotitas, ferromagnesianos alterados por cloritos e minerais opacos alterados por óxidos de ferro numa matriz afanítica. A matriz tem granulação fina de plagioclásio, minerais opacos, argilas, cloritos e óxidos de ferro (Fig. 6B). Os plagioclásios (53%) < 2 mm estão como cristais subhedrales, com bordas subredondeadas, geminados, com microfraturas e alterados por sericita. Alguns plagioclásios apresentam-se aglomerados com moldes de biotita e opacos disseminados. Os plagioclásios II (15%) são anhedrales, ocorrem como

constituintes da matriz alteradas por argilas >0.15 mm. Quartzo II (1%) apresenta-se junto com argilas <0.1 mm na matriz afanítica. Os minerais opacos (1%) < 0.5 mm com formas anhedrales, bordas subredondadas, encontram-se disseminados em plagioclásios e na matriz. Os cloritos se apresentam em traça, estão alterando a moldes de biotitas e presentes na matriz. A sericita se apresenta em trazas alterando fracamente a plagioclásios. Os óxidos de ferro (1%) presentes na matriz estão alterando a moldes de biotita e também a minerais opacos (Fig. 7B).

A rocha subvolcanica de composição dacítica é de cor cinza avermelhada com textura porfiritica, conformada por fenocristais de plagioclásios alteradas, com moldes de biotitas e minerais opacos alterados por óxidos de ferro numa matriz afanítica com plagioclásio microgranular (Fig. 6C). Os plagioclásios (55%) estão como cristais euedrales até subhedrales, alinhados e zonados. Os plagioclásios II (10%) >0.10 mm são anhedrales, ocorrem como constituintes da matriz fracamente alteradas por argilas. O quartzo II (20%) encontra-se com formas anhedrales e euedrales <1 mm e com bordas subredondadas na matriz. Os anfibólios (5%) estão como cristais euedrales-subhedrales, de tamanhos > 0.5 mm. Os minerais opacos (2%) $< 0,5$ mm com formas anhedrales e algumas bordas subredondadas. Os cloritos (0.5%) estão alterando a moldes de biotitas e anfibólio e também presentes na matriz. A sericita se apresenta em trazas alterando fracamente os plagioclásios. As argilas (1%) se apresentam em agregados criptocristalinos na matriz e também se encontram alterando aos plagioclásios. Os óxidos de ferro (1%) se apresentam na matriz alterando a moldes de biotita e anfibólio (Fig. 7C).

O riolito apresenta bandas onduladas, uma de cor cinza acastanhada clara e a outra de cor branca acinzentada clara com tono avermelhado, composto de fenocristais de quartzo, moldes de plagioclásios alterados e esferulitos de feldspato alcalino produto da desvitrificação (Fig. 6D). O quartzo (15%) encontra-se com formas anhedrales e euedrales <0.5 mm, bordas subredondadas até subangulosas e também apresenta quartzo II em uma disposição que dá a aparência de bandas onduladas e na matriz associado com feldspato alcalino, vidro e argilas. Os fragmentos líticos (0.5%) são de roca vulcânica, com bordas subredondadas e tamanhos <0.2 mm. Os plagioclásios (1%) apresentam-se como cristais subhedrales <0.2 mm, com bordas subredondadas, subangulosos, e fracamente alterados por argilas. Os feldspatos alcalinos (20%) produto da desvitrificação <0.2 mm, apresentam-se como esferulitos; também de formas anhedrales < 0.1 mm, alterados por argilas, em bandas onduladas. Os minerais opacos se apresentam em trazas com formas anhedrales <0.1 mm e disseminados. Os cloritos (1%) se apresentam na matriz por desvitrificação e alterando moldes de

plagioclásios. As argilas se apresentam em trazas na matriz por desvitrificacao e também alterando os moldes de fenocristais de plagioclásios e posivels feldspatos. O vidro vulcânico (15%) e os óxidos de ferro em trazas apresentam-se na matriz (Fig. 7D).

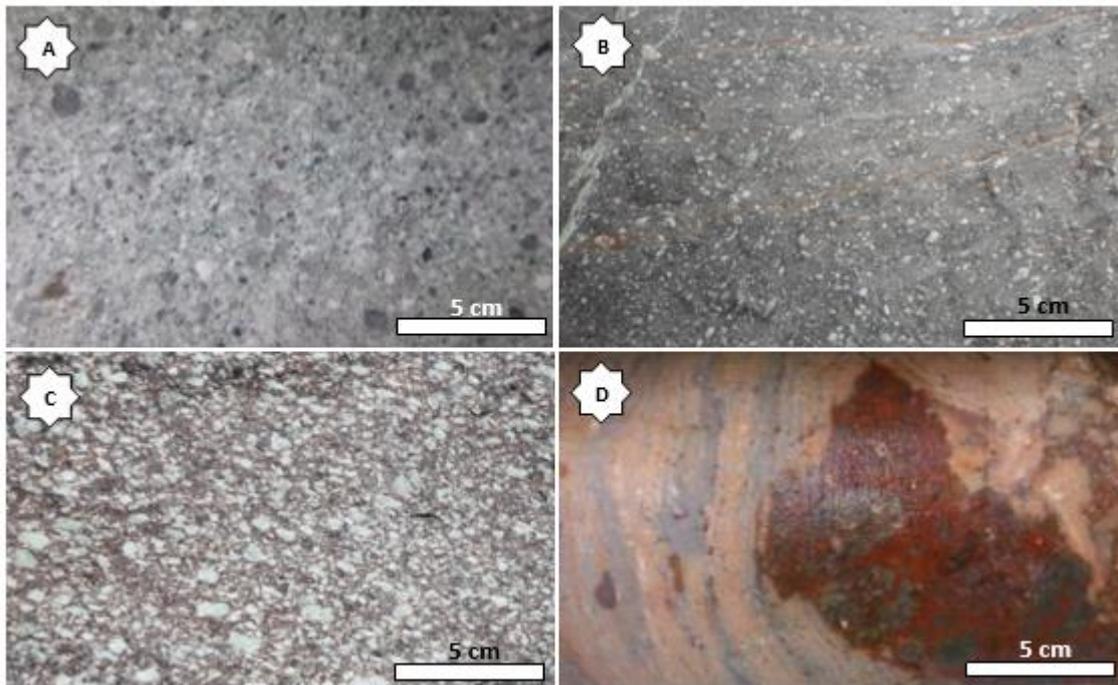


Fig. 6. Rocas ecaixantes do veio Pallancata. A) Ignimbrito rio-dacitico textura porfirítica com cristales de quartzo quebrado e plagioclasiós numa matriz afanítica de cor cinza esverdeado. B) Andesito dacitico de textura porfirítica com plagioclasiós alinhados numa matriz afanítica de cor cinza avermehlada com venulas milimétricas de hematita. C) Sub-volcánico porfido rio-dacito com plagioclásió alinhados, quartzo e feldspato alcalino fraco numa matriz afanítica de cor cinza avermelhada e D) Domo riolítico de cor cinza e rosa do Ranichico com cristais de quartzo quebrados, textura fluidal e bandado, na borda xenólito hematizado da rocha caixa.

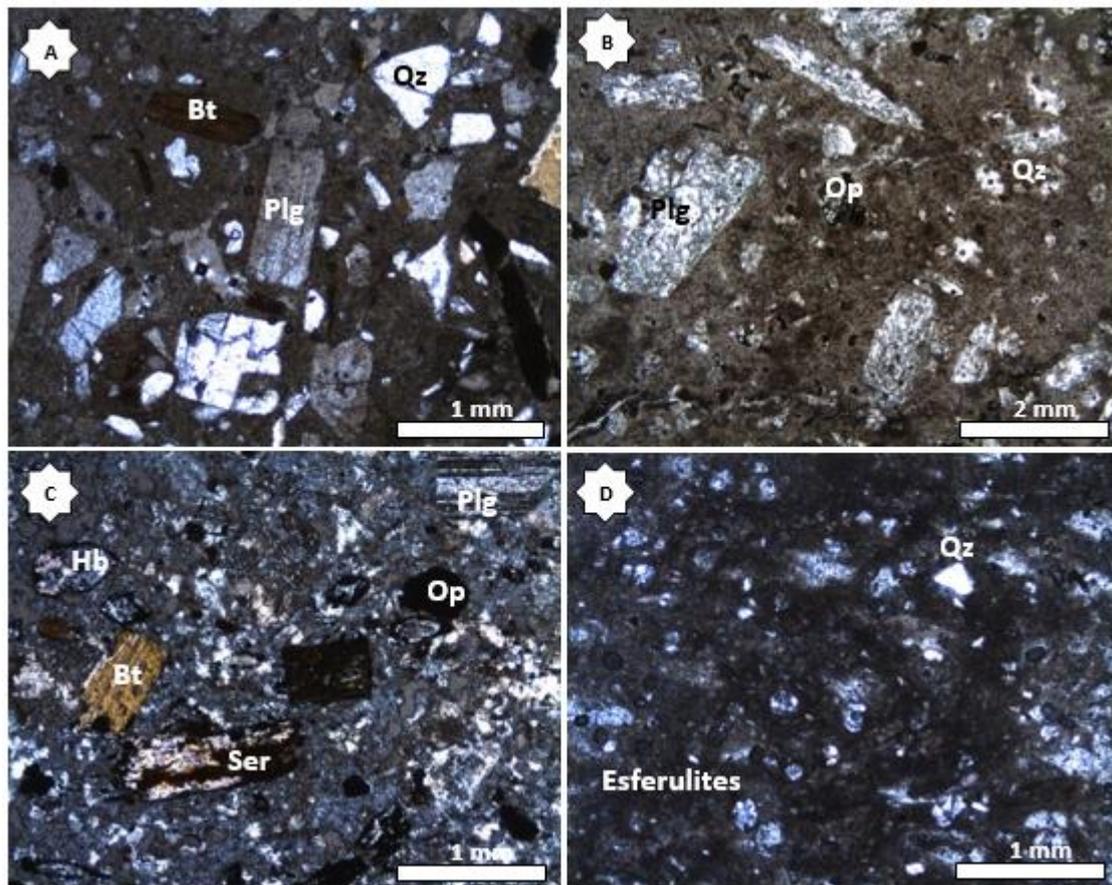


Fig. 7. Microfotografia de rocas hospedeiras do sistema de veios no Pallancata. A) Ignimbrito de cristais fracamente compactado de textura porfítica com fenocristais de quartzo, plagioclásio e biotita < 2 mm. Fiames pequenos estão dominados por vidro parcialmente recristalizado com poucas vesículas aplanadas e conteúdos pontuais de opacos. B) Andesito de grão fino-grosso dominado por fenocristais de plagioclásio, quartzo e opacos. C) Sub-volcanico pórfiro rio-dacítico com associação de plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio numa matriz afanítica com sericita e opacos e D) Fluxo de riolito desenvolvendo um "fluxo-bandagem" na matriz que estão associados em torno com fenocristais de quartzo < 0.5 mm.

5. PETROQUÍMICA

Elementos maiores

As rochas vulcânicas e sub-volcânicas estudadas são de magmatismo cálcio-alcálico com alto-K, de caráter predominantemente peraluminoso e magnésiano (Fig. 8 C, D e E) o conteúdo alto de cálcio poderia estar associado à alteração argílica (Fig. 8 F). A litologia predominante evoluiu desde andesitos, dacitos e riolitos (Fig. 8 C), andesitos, dacitos, riodacitos e riolitos (Fig. 8 A) e andesitos, dacitos, riodacitos, riolitos e riolitos alcalinos (Fig. 8 B).

Os ignimbritos estão compostos principalmente por dacitos e riolitos (Fig. 8 C). Na zona de Ranichico são principalmente ignimbritos riolíticos e ao longo da veta desde Huararani até Pallancata Este os ignimbritos são dacitos-riodacitos (Fig. 8 A). No entanto, utilizando o diagrama de R1-R2 segundo (De la Roche et al. 1980) os ignimbritos para o distrito minero de Pallancata é só de composição dacítico (Fig. 8 B) como se vênia reportando nos informes de trabalhos internos da mina Pallancata, isto poderia ser efeito de que neste diagrama utiliza os valores normativos de Ca, onde os minerais formadores foram argilizados, em concordância com o estudo petrográfico. Os ignimbritos riolíticos de Ranichico são peraluminosos, magnesianos e cálcicos, nestas características petroquímicas estão hospedados os veio Luisa e Yurica; no entanto, ignimbritos dacito-riodacitos de Pallancata Oeste-Huararani são principalmente metaluminosos, ferroso e menos cálcico (Fig. 8 D, E e F).

As lavas têm uma diferenciação desde andesitos, dacitos até riodacitos (Fig. 8 A, B e C), tendo uma variação desde lavas andesíticas porfiriticas a longo de Pallancata e com aumento progressivo de SiO₂ para os andesitos afaníticos da zona de Ranichico (Fig. 8 C e A). Altos valores de silício poderiam estar confirmando a silicificação nas lavas da zona de Ranichico-Farallón produto do intenso hidrotermalismo e variando a composição para lava rio-dacito (Fig. 8 B). As lavas de Ranichico-Farallon compostos por dacito são peraluminosos, magnesianos e cálcicos indicando lavas evoluídas por cristalização fracionada e provavelmente com contaminação da crosta; no entanto, os andesitos de Pallancata Oeste-Huararani são metaluminosos, ferrosos e com baixos valores de cálcio (Fig. 8 D, E e F) o andesito é a principal rocha hospedeira do veio Pallancata.

Os sub-vulcânicos estão presentes principalmente ao longo do veio Pallancata, em Pallancata Oeste foi conferido com sondagem diamantino DLPL-A461 e em Pallancata Este aflora em superfície com direção NE em contato com o veio Alexandra e em Tucsa com direção NW associado a uma intensa argilização (Fig. 2). Os sub-vulcânicos são compostos de rio-dacitos de textura porfiritica cálcio-alcalinos com alto-K (Fig. 8 A, B e C) e peraluminosos, magnesianos com baixo conteúdo de cálcio, correspondentes a magmatismo tipo-I formados a partir de fusão parcial de protolitos ígneo na base da crosta inferior e contaminação crustal em sua ascensão para níveis mais rasos (Fig. 8 D, E e F), é provavelmente que sejam cogenéticos mais diferenciados que as lavas de dacitos de Pallancata.

O Domo Sarnahuire esta no extremo SW apresenta-se com área de 1,2 por 1,0 Km. e na zona norte o Domo Ranichico com dois afloramentos de 0,4 por 0,3 Km (Fig. 2) com textura de fluxo-faixas e associado a vidro vulcânico. Os domos de riolitos (Fig. 8 A e B) e riolitos alcalinos (Fig. 8 B) são cálcio-

alcalino com alto-K, peraluminoso e ferroso (Fig. 8 D, E e F) de acordo com as assinaturas litoquímicas não parece ser cogenéticas com nenhuma litologia, no entanto, estão corroborando as características textuais nos estudos petrográficos e furos de sondagem onde o domo riolítico estão assimilando os ignimbritos visível e notoriamente nos contatos. Indicando que foi originado a partir de fusão da crosta de protolito sedimentário gerando magmas tipo-S e contaminação cortical enriquecido em SiO₂ de 74.7 (% wt).

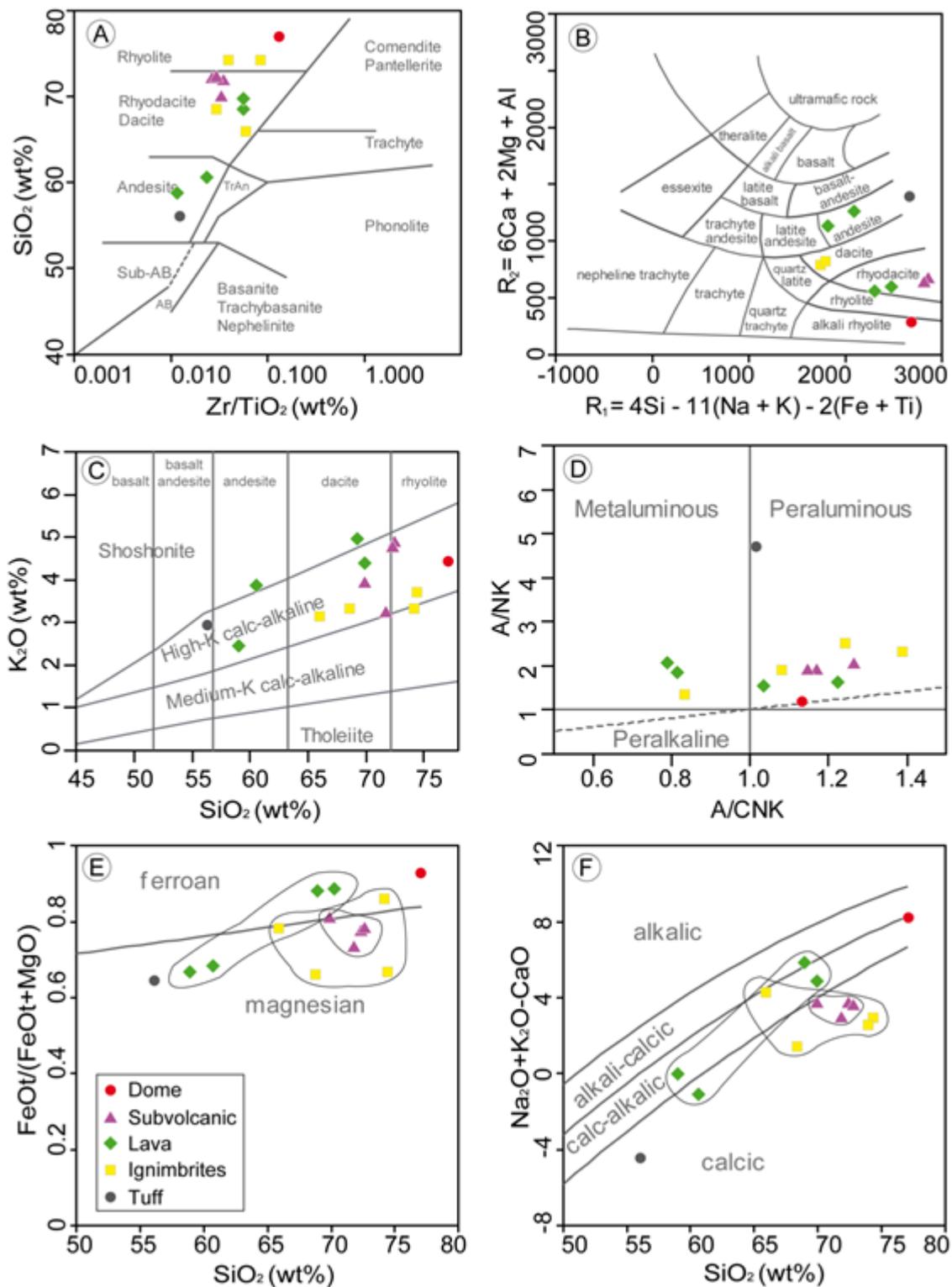


Fig. 8. Variação composicional nos diagramas: (A) SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester e Floyd 1977); (B) R_1 - R_2 (De la Roche et al. 1980); (C) K_2O versus SiO_2 (Peccerillo e Taylor 1976); (D) A/NK versus A/CNK (Maniar e Piccoli 1989); (E) FeO total/ $(\text{FeO}$ total + $\text{MgO})$ versus SiO_2 e (F) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ versus SiO_2 E e F segundo (Frost et al. 2001).

ELEMENTOS DE TERRAS RARAS

O suporte para a evolução de magmas parentales na profundidade são maiores nestas regiões é progressivamente no tempo e espaço, essas dadas vêm de REE e outros elementos traço. Para a primeira ordem, as variações nos padrões de REE são pistas para a mudança de pressão, temperatura e condições de fluido sob a qual os magmas evoluíram. Isso ocorre porque diferentes fases de mineral com incompatibilidades químicas distintas minerais REE deixam impressões digitais em magmas. Para aqueles que são complementares nas assembléias de minerais residuais. Mineral importante e as suas assinaturas são os feldspatos que é estável a baixas pressões, acomoda európio. Clinopiroxênio, que é estável a baixa pressão e REE pesados em menor escala do que anfibólio. As granadas que é estável a altas pressões tem uma forte afinidade com os REE mais pesados. Olivina, ortopiroxênio e micas, têm pouca afinidade com as REE. Um aumento da pressão é assim sinalizado por íngreme de padrão das REE no magma (aumento em razões de La/Yb), especialmente as partes de REE pesados no padrão (aumento em razões de Sm/Yb) como as máficas, mudança de mineralogia residual de granada para anfibólio e para piroxênio. Aumento da pressão também esta sinalizado pelo aumento crescente Na₂O e concentrações de Sr, como quebra do plagioclásio no resíduo. Um padrão REE íngreme pode indicar evolução em alta pressão em crosta de engrossado, no entanto, um padrão plano de REE com uma anomalia negativa de Eu pode indicar evolução em baixa pressão em uma crosta mais fina.

Os ignimbritos rio-dacitos de textura porfiritica de Pallancata Oeste-Huararani e Ranichico são gerados a partir de fontes de fusão na base da crosta por cristalização fracionada de plagioclásios (Fig. 9 B), anfibólio e dominado por granadas (Fig. 9 D), formados num arco magmático normal (Fig. 9 C) e razões de Sr/Y > 20 indica que estas amostras estão afetadas por alteração hidrotermal (Fig. 9 A, Bissing e Tosdal 2009). No entanto, os ignimbritos de Pallancata Este T-03 e T-04 com razões Dy/Yb < 2 formados principalmente dentro de um arco magmático normal (Fig. 9 C), com alteração hidrotermal menor, comprovado mediante as razões de Sr/Y < 20 (Fig. 9 A), com fracionamento de plagioclásio (Fig. 9 B) e são principalmente dominado por anfibólios (Fig. 9 A).

Os andesitos de Pallancata Oeste-Huararani de textura porfiritica com valores de 54.8.-55.7 SiO₂ % wt, são gerados a partir de um arco normal possivelmente alterado e em alta pressão dominado por granada-anfibolio e fracionamento de plagioclásio. No entanto, andesitos afaníticos de Ranichico-Farallon com valores de 67.1-67.5 SiO₂ % wt, que são gerados em arco magmático normal dominado por anfibólio e pouco fracionamento em plagioclásio (Fig. 9 A, B, C e D).

Razões Sm/Yb, representando fracionamento de elemento de terra raras pesadas, versus SiO₂ % wt. "High-P" versus "normal arco" limite é elaborado com base em relações empíricas no segmento de plataforma plano chileno (Kay et al., 1999; Bissig et al., 2003 e 2009). As lavas e principalmente os ignimbritos da mina Pallancata provavelmente estão espacial e temporalmente relacionada à mineralização porque caem no campo de arco normal, assim como nas minas Chuquipita, Chungar, e Iskaycruz (Bissig et al., 2009).

Os sub-volcanicos rio-dacíticos ao longo do veio Pallancata são gerados principalmente em margens continentais transicionais de alto pressão dominado por granadas-anfibolio com Dy/Yb ± 2 e fraco fracionamento de plagioclásio, provavelmente magmas estéril. No entanto, o domo riolítico de Ranichico foi formado no arco normal dominado principalmente de anfibolio (Fig. 9 C).

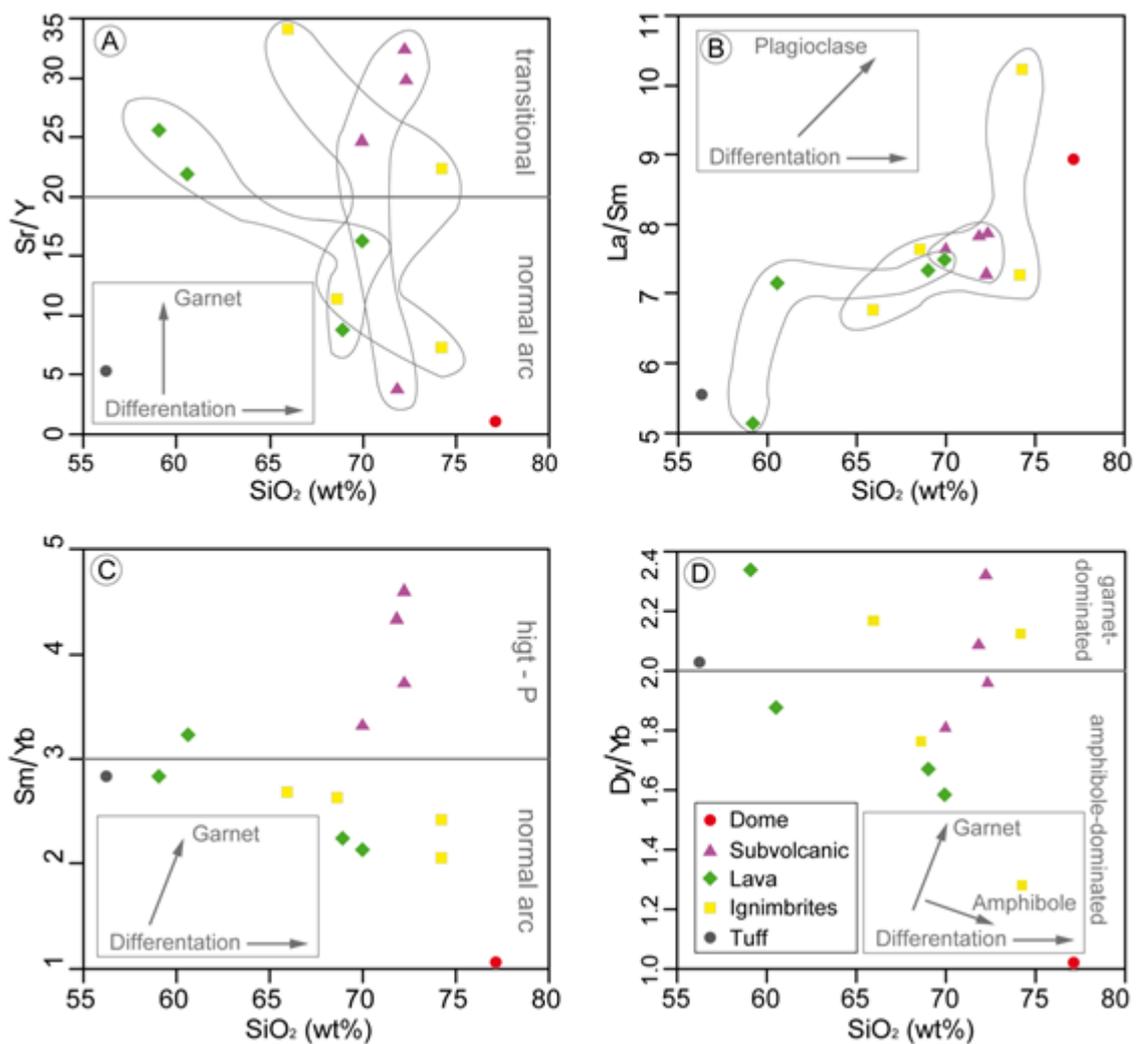


Fig. 9. Variação composicional de razões: (A) Sr/Y; (B) La/Sm; (C) Sm/Yb e (D) Dy/ versus valores de SiO₂ (% em peso) modelos extraído de (Mamani et al. 2010; Kay et al. 1999).

ESPESSAMENTO DA CRUSTA

No Perú apresentam-se dois tipos de crosta continental uma no norte com espessura de 25-45 Km, com uma raiz flutuante e estável de granulitas maficas e anfibolitas. No sul do Perú a crosta tem maior a 50 Km, com uma raiz densa e instável, sua espessura engrossou a partir de 30 Ma (Mamani et al., 2010), na base da crosta esta associada com eclogitos (granadas-clinopiroxenos-ortopiroxenos) e sobreposto por granulita mafica e anfibolitos (plagioclásio-clinopiroxeno-piroxeno-anfibolio) (Rollinson, H. 1993; Kay et al., 1999, Mamani et al., 2010). Pallancata está localizado no sul do Perú.

Os ingimbritos rio-daciticos tanto ao longo de Pallancata e Ranichico-Farallon foram originados a partir de uma crosta adelgada/engrossada localizado na zona de transição entre o norte e sul do Perú gerado a partir de uma função parcial de $gt/am = 10/90$ e posteriormente enriquecido em anfibolio entre 70-80 % wt (Fig. 10 A e C) de uma profundidade rasa de < 50 Km com evolução de crosta mafica a felsica e pressão baixa (Fig. 10 B e C).

As lavas rio-daciticas de Ranichico-Farallon são originados a partir de uma fusão parcial da crosta continental de $gt/am = 10/90$ e posteriormente enriquecido em anfibólio entre 80-85 % wt, correspondente a uma crosta mais delgada < 45 Km com assimilação magmática raso com incremento de pressão. No entanto, as lavas andesiticas de Pallancata-Huararani são produto de fusão parcial da base da crosta continental de $am/gt/am = 10/40/50$ e posteriormente enriquecido em anfibólio menores 40 % wt (Fig. 10 A e B) com espessura engrossada > 45 Km, assimilação profunda e incremento de pressão como no sul do Perú (Fig. 10 C e D); nestes andesitos estão hospedado o veio Pallancata Oeste.

Os sub-volcanicos rio-daciticos são produto de alto pressão e assimilação profunda de > 65 km de crosta grossa típico do sul do Perú; são produto de fusão parcial da base da crosta continental de $am/gt/am = 10/40/50$ e posteriormente enriquecido em anfibólio maiores 40 % wt (Fig. 10 A, B, C e D). O domo riolitico de Ranichico foi gerado a partir de assimilação rasa < 40 Km de crosta delgada e característica felsica, formado a partir de fusão parcial de crosta composta de $am/plg = 75/25$ e posteriormente empobrecido em anfibólio e enriquecendo em plagioclásio $am/plg = 25/75$ %wt (Fig. 10 A, B, C e D).

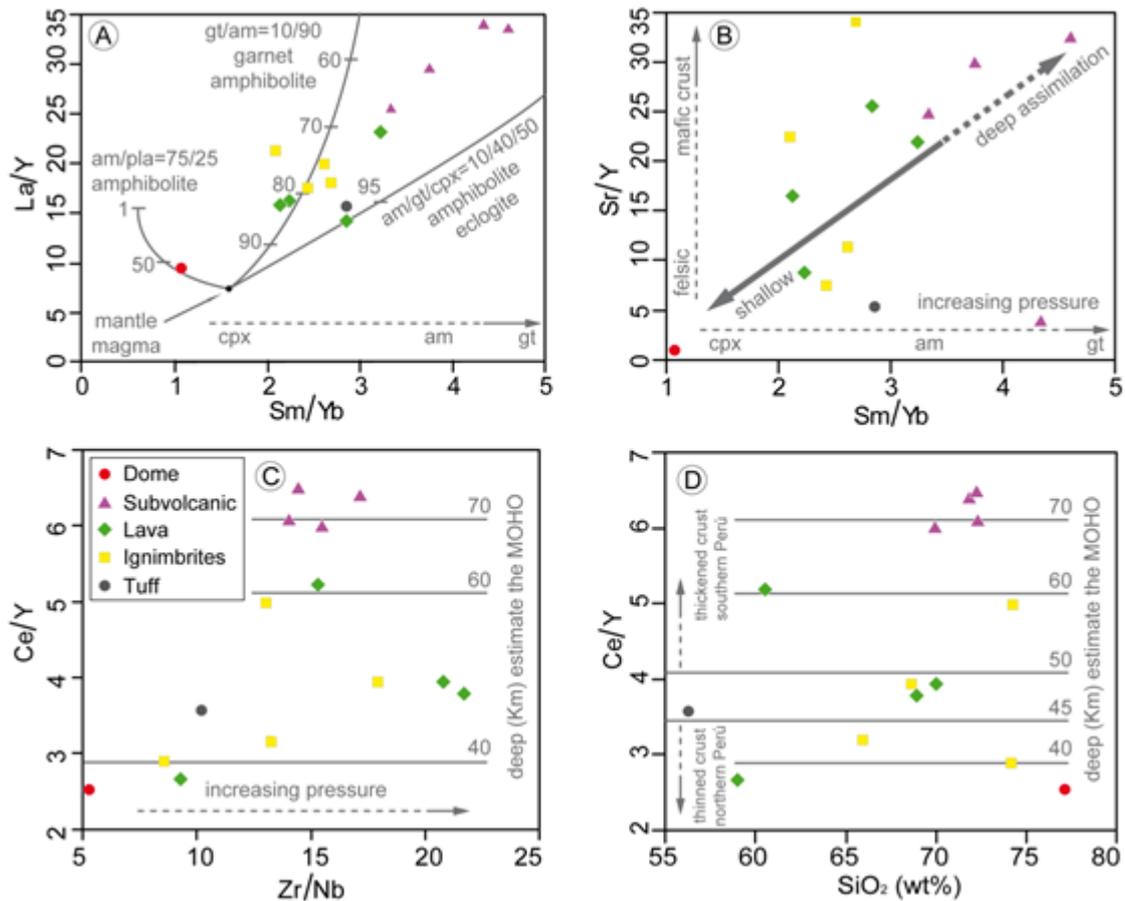


Fig. 10. Diagrama de tipo da crosta: (A) La/Yb versus Sm/Yb mostrando a evolução das rochas do arco a interpretação é melhor com (< 65 % em peso de SiO₂), curvas mostrar resultado do modelo de fusão de grupos (Albarede, 1996) de anfibolito, anfibolito-granada e anfibólio-eclogito; (B) Sm/Yb versus Sr/Y (Mamani et al. 2010); (C) Zr versus SiO₂ para discriminar as variações de temperatura (Chappell et al., 2000) e (D) Ce/Y versus SiO₂. Clinopiroxênio-cpx, anfibólio-am, granada-gt.

Em geral as rochas da Mina Pallancata são enriquecidas em elementos de terras raras leves (LREEs), enquanto que os elementos de terras raras pesadas (HREEs) têm padrões relativamente planos plotados nos condritos normalizado ao REE (Fig. 11 A).

Os ignimbritos de Ranichico e fracionado em plagioclásio com valor de Eu = 0.7 ppm. No entanto, os ignimbritos ao longo do veio Pallancata têm Eu = 1.4-1.8 ppm, indicando que foram mais enriquecidos em Eu dando anomalias positivas segundo (Rhodes et al., 1999) é porque poderia estar sofrendo silicificação, confirmado com a petrografia.

As lavas afaniticas rio-dacitos de Ranichico são distintos do resto, têm variável de padrões de HREE que são fracamente fracionados (Fig. 11 A) com valores de Sm/Yb de 15.9-16.4 e (Sr = 253-425 ppm)

indicando menores proporções de hornblenda e plagioclásio. O restringido gama de razões Sm/Yb e conteúdo de Sr nestas lavas é interpretado como o resultado da pouca ou nenhuma cristalização fracionada de hornblenda, plagioclásio e fases acessórias durante a subida e colocação destes magmas. No entanto, as lavas porfíricas ao longo do veio Pallancata são de moderada cristalização fracionada de hornblenda, plagioclásio e minerais acessórios (Fig. 11 A).

Os sub-volcanicos rio-dacíticos são empobrecidos em (HREEs) e enriquecidos em (LREEs) típicos de magmas fracionados em plagioclásio, valores de Eu = 1.8-2.9 ppm neste caso poderia estar relacionado a agilização dos plagioclásios. O domo Ranichico de anomalia negativa com Eu = 0.1 ppm, como foram gerados numa crosta rasa (< 40 km) a fusão parcial na base da crosta terá plagioclásio empobrecido no resíduo e resultará uma anomalia de Eu (Fig. 11 A e B).

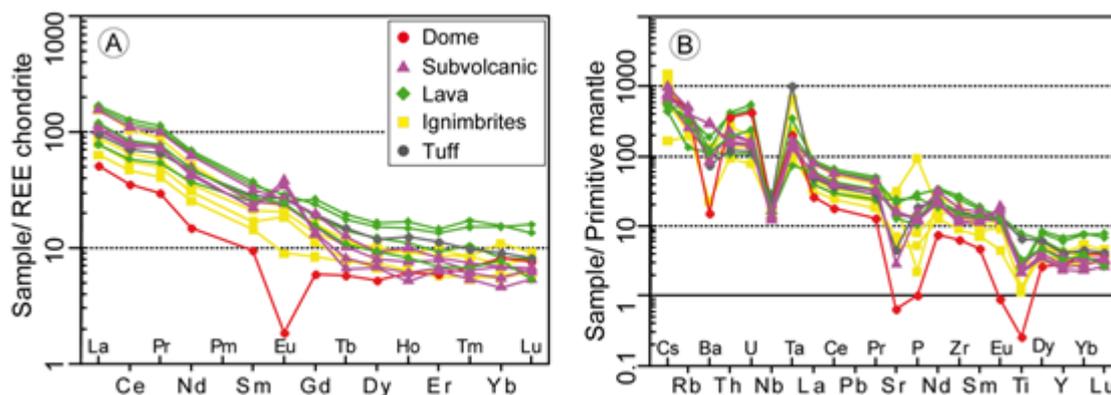


Fig. 11. Representação dos diagramas multielementares: (A) Normalizado ao condrito de (Nakamura, 1974); (B) ETR normalizados ao manto primitivo de (McDonough e Sun 1995).

AMBIENTE GEOTECTÔNICO

As rochas do distrito de Pallancata foram formadas por orogêneses de um típico arco vulcânico (Fig. 12 A e B) durante a colisão da crosta oceânica com a continental localizado no espaço e tempo dentro do arco Huaylillas entre 10-24 Ma (Mamani et al., 2010), no entanto, pode-se notar que têm algumas rochas que caem no campo de sem-colisional (Fig. 12 A) que poderia estar relacionado aos períodos de diminuição da velocidade de convergência dos períodos de colisão de continentes e a sua origem geradas a partir de fusão da crosta continental quase sem atividade tectônica dentro do orogeno.

Os ignimbritos dacito-riolitos de todo o distrito de Pallancata e as lavas andesíticas a longo do veio Pallancata são geradas no arco vulcânico (Fig. 12 A) e as lavas rio-dacitos de Ranichico-Farallon ficam na zona de transição entre arco vulcânico com arco sem-colisional, tal efeito pode ser porque foram

formadas depois da formação dos ignimbritos em uma etapa de menor convergência da crosta. As fontes de geração dos ignimbritos e lavas indicam que foram formadas a uma mesma pressão de acordo a os valores de Zr e uma correlação negativa em SiO₂ versus P₂O₅ dando uma assinatura de magmatismo tipo-I (Fig. 12 C e D), geradas a partir de protolito do manto ou na base da crosta.

Os sub-volcanicos rio-dacitos e o domo riolítico provavelmente foram gerados num orogeno (Fig. 12 A e B) de ultimas etapas de formação do arco continental Huaylillas junto com a diminuição da velocidade de convergência dos períodos de colisão dos continentes.

Os sub-volcanicos rio-dacitos são de tendência de magmatismo tipo-I (Fig. 12 C), mas têm também uma correlação positiva típico de magmas tipo-S (Fig. 12 D) que não são bem marcadas, possivelmente pode estar formado por mistura de manto com a base da crosta continental. O domo riolítico é de magmatismo tipo-S, formado a partir de um protolito de origem sedimentário (Fig. 12 C).

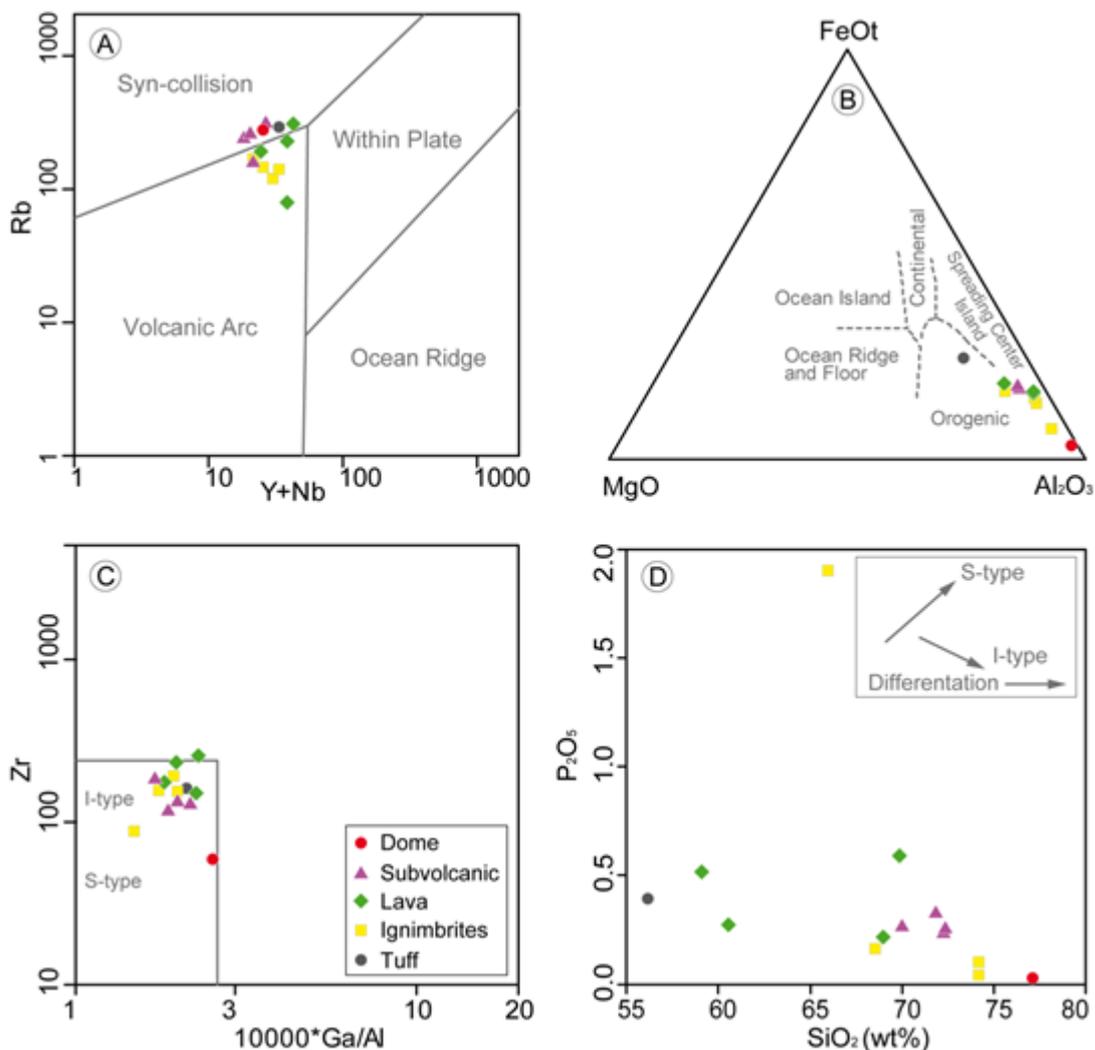


Fig. 12. Variação composicional no ambiente tectônico: (A) Y+Nb versus Rb (Pearce et al. 1984); (B) MgO-FeO-Al₂O₃ (Pearce et al., 1977); (C) 10000*Ga/Al versus Zr (Whalen et al. 1987) e (D) SiO₂ versus Al₂O₃.

6. RALAÇÃO ENTRE GEOQUÍMICA, PETROGRAFIA E JAZIDAS DE MINERAL

No diagrama de (Fig. 13 A, Thompson et al., 1999a; Sun et al., 2015) e modificado empiricamente por (Mamani et al., 2010). Apresenta-se uma relação de ambiente tectônico, tipo de magma, estado de oxidação, fugacidade de oxigênio, serie de mineral e associação com depósitos de mineral. Aplicado principalmente á exploração e caracterização de depósitos de porfidos Cu-Au, Cu-Mo, W e Sn e seu relacionamento com depositos epitermais. Nesta pesquisa busca-se conferir sim a mina Pallancata estaria relacionado com um deposito tipo porfido aplicando a petro-química de rochas hospedeiras. Sabendo que os sistemas hidrotermicos tipo porfido estão relacionados com epitermais na crosta rasa (Sillitoe 2010).

Os veios de Ag-Au da mina Pallancata estão hospedados em lavas rio-dacitos de textura porfirítica e ingimbritos de cristais de composição dacítico principalmente (informes internos da mina 2014). Os ignimbritos e as lavas de Ranichico caem no campo de arco continental produzido a partir de magmas humedos da serie magnetita, com incremento de fugacidade de oxigênio e relativamente reduzido, provavelmente rocas mais relacionados com geração de Mo (Fig. 13 A e B).

O domo riolítico de Ranichico apresenta magmas humedos mais incremento de fugacidade de oxigênio, fortemente reduzido e SiO₂ > 75 % wt, com características de gerar minerais associados a Sn, W e Mo (Fig. 13 A e B) então não estaria relacionado com a mineralizacao de Ag-Au, o domo é post-mineral porque corta os sistemas de veios NE-SW e E-W do sector de Ranichico (informes internos da mina 2014).

Os ingimbritos ao longo do veio Pallancata com Eu/Eu* > 1.0 e SiO₂ = 62.6-65.2 % wt indicam que estão num ambiente de arco continental gerados a partir de magmas relativamente secos a humedos, associado a series de magnetita, com diminuição de fugacidade de oxigênio e relativamente oxidados (Fig. 13 A e B). Mas, os conteúdos de FeO total < 4.0 % wt, esta indicando menor favorabilidade para poder estar relacionado a um deposito tipo-porfido de Cu-Au, no entanto, nestas características estão hospedados os níveis superiores dos veios Pallancata (Oeste-Central-Este).

As lavas andesíticas de textura porfírica ao longo do veio Pallancata-Huararani (Fig. 2) têm as mesmas características que os ignimbritos com a variância nos valores de SiO₂ = 54.8-55.7 % wt e FeO total > 4.0 % wt, estas variabilidades geoquímicas poder estar indicando magmas relativamente secos com tendência para húmidos e mais oxidados (Fig. 13 A e B).

Porem, estas características das lavas andesíticas pode estar melhor relacionado na profundidade com depósitos de Cu-Mo ou Cu-Au, nestas rochas estão hospedadas os veios com teores até 15 oz/Tn Ag e 0.2 oz/Tn Au e ore shoots sub-horizontais de 400 por 200 m (informe interno anual 2013) mineralizados e associados com pirargirita+prostita+ miargirita ± electrum (Gamarra 2008).

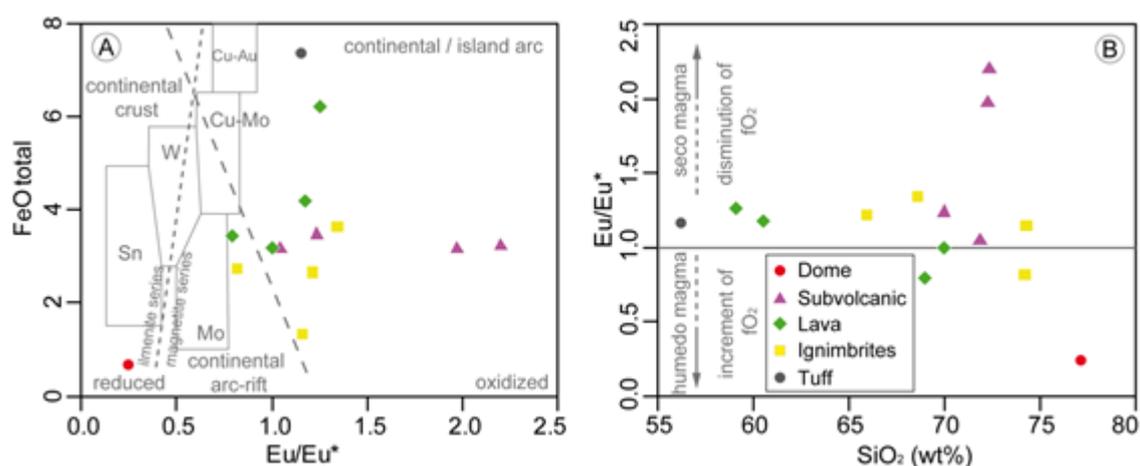


Fig. 13. Relação com metalogênese: (A) Anomalia de európio Eu/Eu^* versus FeO total mostrando grau de fracionamento, enriquecimento de metal em sistemas magmático-hidrotermais e o ambiente tectónico generalizado (a partir de Thompson et al., 1999a; Mamani et al, 2010 ; Sun et al., 2015) e (B) Eu/Eu^* versus SiO₂ indicando tipo de magmas.

Relação tipo de jazida com teores de metal

Os ignimbritos de Pallancata Oeste-Huararani estão enriquecidos em Zn = 84 ppm e correlacionado positivamente com os valores de Cu, provavelmente essa seja a explicação do enriquecimento e a presença de esfalerita ± calcopirita associado com pirargirita ± miargirita nos veios de Pallancata, porque o valor médio do zinco na crosta é 70 ppm (Robb, 2005). No entanto, os ignimbritos de Pallancata Este e Ranichico tem valores de zinco menores a 70 ppm da abundancia media na crosta, porem, não são enriquecidos em minerais associados a zinco (Fig. 14 A).

As lavas andesíticas de textura afanítica de Ranichico e Pallancata Este esta enriquecidas em Zn = 82-84 ppm com uma correlação positiva com Cu = 30-55 ppm, incrementado de Ranichico para Pallancate Este. No em tanto os valores de cobre para as lavas de Pallancata Este estão dentro do padrão de abundancia media na crosta, mas as lavas de Ranichico estão empobrecidas em cobre (Fig. 14 A).

Os sub-volcanicos rio-dacíticos de textura porfiritica de Pallancata Este tem valores por debaixo da media na crosta de Zn = 36-64 ppm e para Pallancata Oeste ainda é mais empobrecido tendo valores de Zn < 5 ppm. No entanto, em Pallancata Oeste e Este os conteúdos de Cu = 10-15 ppm estão fortemente empobrecidos em cobre. O domo Ranichico é empobrecido em zinco e cobre (Fig. 14 A).

Os ingimbritos de Pallancata Oeste-Huararani e as lavas Ranichico-Pallancata Este, são parte das rochas onde hospeda o minério, têm correlação positiva entre zinco e cobre, portanto quando enriquece zinco aumenta os valores de cobre, isso e a razão que nos níveis por debaixo de 4,100 m.s.n.m vão aumentando os conteúdos de esfalerita e calcopirita, então poderia estar relacionado ao zoneamento de depositos epitermais de Ag-Au. As lavas de Pallancata Este estão mais enriquecidas em zinco, então poderia ser o caso que nos níveis profundos estariam associados com minerais de esfalerita-galena ou outro mineral com conteúdos de zinco.

Também, fez-se uma correlação de cobre com os valores de molibdênio para poder comprovar si poderia estar associado com depósitos de Cu-Mo, no entanto, pode se observar que o enriquecimento de Mo = 1.6-5.3 ppm não têm nenhuma correlação com os conteúdos de cobre do mesmo jeito com nenhuma litologia (Fig. 14 B). Estão os veios de quartzo com Ag-Au na profundidade não poderia estar associado a minerais de molibdênio. O enriquecimento de Mo > 1.5 ppm poderia estar associado a circulação e reconcentração efeito por águas meteóricas.

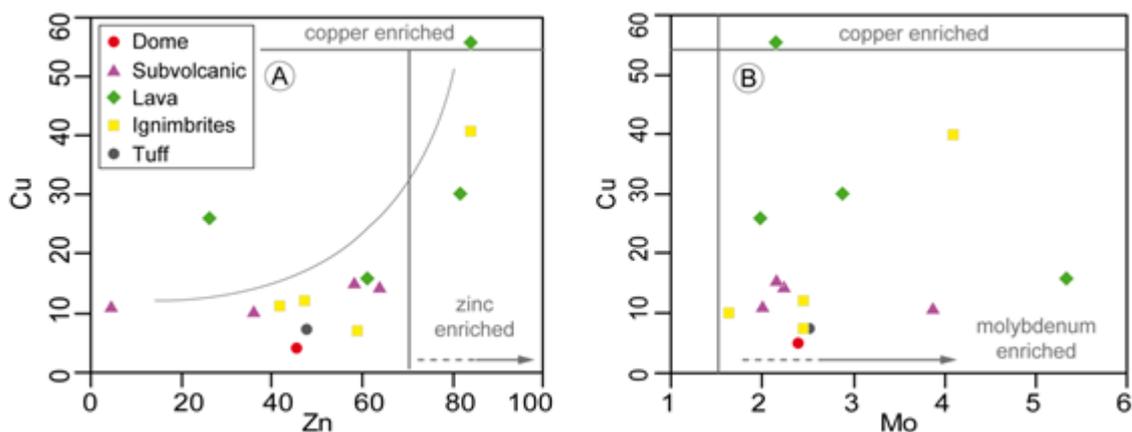


Fig. 14. Correlação de metais econômicos. A) Correlação de Cu com Zn e B) Cu com Mo. Diagramas demarcados com a abundância média na crosta de cobre, zinco e molibdênio. Cu = 55 ppm, Zn = 70 ppm e Mo = 1.5 ppm (Robb 2005).

7. DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Os magmas podem ser enriquecidos em metais ao atravessar a crosta, pode dar-se por diferentes possibilidades: subducção de sedimento e fluido do plano (Stern, 1991) ou por crosta continental reciclada incorporada em o manto do fore-arc ou da base da crosta (Von Huene and Scholl, 1991); ou é mais provável uma complexa combinação de todas estas fontes. O rastro da projeção do arco magmático deu-se através de engrossamento cortical assim como o alargamento ao lado este no período de 24 -10 Ma arco Huaylillas (formação dos veios da mina Pallancata), e logo ao frente do oriente no 10-3 Ma arco Barroso Inferior (Mirian et al., 2010). Os processos mantelicos são melhor decifrados nas lavas maficas com reflexo de função mantelica, onde indícios de processos corticais são mais bem interpretados que de lavas sílicas que podem conter importantes componentes de fusão cortical. Lava intermediaria proporciona única evidência por fracionamento cortical e processos de mistura. In contraste, magmas do Andes Central do Pleistoceno-Plioceno tem assinaturas geoquímicas particulares, as rochas são de baixos razões de Fe_2O_3/MgO (2.1- 8.4) e altas concentrações de Co e Ni indicam pouco efeito de mistura com fontes de magmas sílicas. A crosta incorporada dentro do manto no abaixo do arco e do fore-arc na subducção incorpora sedimentos e é associação com a hidratação do plano que podem ser todos possíveis contribuintes com assinaturas de enriquecimentos de metais de magmas derivadas do manto (Kay et al., 1999).

Variações químicas em magmas silícios são diretamente indicadoras dos câmbios de profundidade da crosta porque eles contem importantes componentes de fusão crustal. O índice de aluminosidade $Al/(K+Na+Ca)$ donde refletem potencialmente a influência relativa de protolitos sedimentares (>1 peraluminoso) versus ígneos (<1 metaluminosos) podem também ser importantes no estudo de correlações com jazidas. Os ignimbritos no arco principal do Andes são voluminosos e longes, que se acredita que são produto de grandes quantidades de fusão da crosta, que têm características de baseamento crustal (de Silva, 2006; Coira et al., 1993; Mamani et al., 2010) o embasamento foi modificado extensamente por intrusões recentes provocando extensão e arco relacionado com magmas juveniles (Kay et al., 1999). Os câmbios químicos são interpretados como começo causado por quantidades crescentes de contaminação crustal ou magmas derivados do manto que passa a

traves de um progressivo engrossamento crustal. O engrossamento crustal, amplamente deve ser levado por encurtamento da composição de massa crustal suprajacida é progressivamente modificado baixo o impulso do baseamento velho (Allmendinger et al., 1990; Kay and Abbruzzi, 1996).

A mineralização no Perú está relacionada desde 55 Ma onde o Domínio de Arequipa engrossou e tinha eclogitos como baseamento logo o magma intrometeu e contaminou com o baseamento formando menos fluido hidrotermal para gerar ore-systems, mas as concentrações metálicas de elementos seriam incrementadas depois do incremento da contaminação crustal na crosta inferior (por exemplo Mina Pallancata). No norte e sul do Domínio Arequipa a partir de 55 Ma o baseamento madurou para composição de anfibólio e os magmas são férteis para formar ore-depositos (Kay et., al. 1999; Mamani et al., 2010).

8. CONCLUSÕES

As melhores rocas hospedeiras de veios de quartzo com Ag-Au são as lavas andesíticas de textura porfiritica e os ignimbritos de cristais de composição rio-dacito de Pallancata Oeste-Huararani, são principalmente metaluminosos, ferrosos e com baixos valores de cálcio. Gerados a partir de fontes de fusão de alta pressão na base da crosta por cristalização fracionada do plagioclásio e dominada por granada-anfibólio formado num arco vulcânico normal. As lavas e ignimbritos indicam que foram formadas a uma mesma pressão de acordo a os valores de Zr e uma correlação negativa de SiO₂ versus P₂O₅ indicam uma assinatura de magmatismo perto a tipo-I, geradas a partir de protolito do manto ou na base da crosta. Os ingimbritos rio-daciticos foram originados a partir de uma crosta hibrida localizado na zona de transição entre o norte e sul do Perú gerado a partir de uma função parcial de $gt/am = 10/90$ e posteriormente enriquecido em anfibólio entre 70-80 % wt de uma profundidade rasa de < 50 Km com evolução de crosta hibrida e pressão baixa. No entanto, as lavas andesíticas são produto de fusão parcial da base da crosta continental de $am/gt/am = 10/40/50$ e posteriormente enriquecido em anfibólio menores 40 % wt com espessura engrossada > 45 Km, assimilação profunda e incremento de pressão como no sul do Perú. Os ingimbritos indicam que está num ambiente de arco continental gerado a partir de magmas relativamente hibridas, associado a series de magnetita, com diminuição de fugacidade de oxigênio e relativamente oxidados. Mas, os conteúdos menores de FeO total % wt, está indicando menor favorabilidade para poder estar relacionado a um deposito tipo-porfido de Cu-Au. No entanto, as lavas andesíticas têm as mesmas características que os ingimbritos com a variância nos valores de SiO₂ % wt e FeO total % wt, estas variabilidades geoquímicas estão

indicando magmas relativamente secos com tendência para húmidos e mais oxidados. As lavas e ingimbritos são as melhores rocas para hospedar minerais, porque zinco e cobre aumentam proporcionalmente, isso é a razão que nos níveis profundos as associações de esfalerita e calcopirita tem teores crescentes, então poderia estar relacionado ao zoneamento de níveis baixos de um sistema epitermal de Ag-Au.

AGRADECIMENTOS

A todos os professores, alunos e funcionários da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), que de alguma maneira colaboraram para este trabalho. A investigação foi realizada com apoio da Empresa Minera Ares SAC, associado ao Hochschild Mining PLC gerenciado pelo Ing. Oscar Garcia e a todos os geólogos da Mina Pallancata, também ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFMT e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior (CAPES).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acosta, Jorge; Rivera, Raymond; Valencia, Michael; Chirif, Humberto; Huanacuni, Dina; Rodríguez, Italo; Villarreal, Eder; Paico, Deysi; Santisteban Alex; Neyra Angel (2009). Mapa Metalogenético del Perú, escala 1: 3'000,000, Ed. INGEMMET.

Albarède, F., 1996, Introduction to Geochemical Modelling: New York, Cambridge University Press, 563 p.

Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., and Isacks, B.L., 1990, Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude: Tectonics, v. 9, p. 789–809.

Bissig, T, Tosdal RM. 2009 Petrogenetic and metallogenetic relationship in the Eastern Cordillera Occidental of Central Peru. J. Geol 117:499–518.

Bissig, T. and Tosdal, R.M., 2008, Petrogenetic relationships and metallogeny above flat subduction – the example from central Peru [ext. abs.]: PACRIM Congress 2008, Australia, Nov. 2008, Extended Abstracts, p. 45.

Bissig, T.; Clark, A. H.; Lee, J. K. W.; and Von Quadt, A. 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio–Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina. Mineral. Deposit. 38:844–862.

Bissig, T.; Ullrich, T. D.; Tosdal, R. M.; Friedman, R.; and Ebert, S. 2008. The time-space distribution of Eocene to Miocene magmatism in the central Peruvian polymetallic province and its metallogenetic implications. J. S. Am. Earth Sci. 26:16–35.

Buenaventura Ingenieros S.A. (BISA). 2013. Estudios petrograficos y minerograficos por microscopia óptica. Informe interno Minera Suyamarca S.A.C. Pallancata-Perú. IL-003LA0013B-000-50-034. p. 181.

Cerpa, L.; Bissig, T.; Kyser, K.; McEwan, C.; Macassi, A. and Rios, H. 2013. Lithologic controls on mineralization at the Lagunas Norte high-sulfidation epithermal gold deposit, northern Perú. *Miner Deposita. Res.* 48:653-673.

Chappell, B.W., White, A.J.R., Williams, I.S., Wyborn, D. & Wyborn, L.A.I. 2000. Lachlan Fold Belt granites revisited: high- and low-temperature granites and their implications. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 123-138.

Charrier, R., Pinto, L., and Rodríguez, M.P., 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in Moreno, T., and Gibbons, W., eds., *The Geology of Chile*: London, The Geological Society of London, p. 21–114.

Coira, B., Kay, S. and Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna – A model for changing subduction geometry. *Int. Geol. Rev.*, 35, 677–720.

Dávila, D., 1991, *Geología del Cuadrangulo de Pacapausa (30-p)*: Instituto Geologico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Boletín v. 41, Lima, Peru, p. 75.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.

De Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J., Salas, G., and Jiménez, N., 2006, Large ignimbrite eruptions and volcanotectonic depressions in the Central Andes: A thermomechanical perspective, in de Natale, G., Troise, C., and Kilburn, C., eds., *Mechanisms of Activity and Unrests at Large Calderas*: Geological Society of London Special Publication 269, p. 47–63.

Echavarria, L., Nelson, E., Humphrey, J., Chávez, J., Escobedo, L., and Iriondo, A., 2006, Geologic evolution of the Caylloma epithermal vein district, southern Peru: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 101, p. 843–864.

Edward, A. and du Bray, E.A, 2014, *Geochemical and Modal Data for Igneous Rocks Associated with Epithermal Mineral Deposits*: U.S. Geological Survey Data Series 875, 13 p.

Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., and Hérail, G., 2005, Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S): *Tectonics*, v. 24, p. TC4001, doi: 10.1029/2004TC001667.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.

Galas, A. 2014. Petrology and new data on the geochemistry of the Andahua volcanic group (Central Andes, southern Peru). *Journal of South American Earth Sciences. Res.* 56, 301-315.

Galas, A., 2013. *The Characteristics of the Andahua Volcanic Group in Southern Peru*, vol. 281. AGH University of Science and Technology Press, p. 178. Dissertations, Monographs (in Polish, English summary).

Gamarra, J. (2008) Caracterización mineralógica y geoquímica de la veta Pallancata –aplicaciones a la exploración minera Parinacochas-Ayacucho Perú. Tesis: máster internacional en aprovechamiento sostenible de los recursos minerales, Red DESIR, UPM, Madrid, p. 156.

Golonka, J., Ford, D., 2000. Pangean (Late Carboniferous Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 161, 1-34.

Gutscher, M. A.; Olivet, J. L.; Aslanian, D.; Eissen, J. P.; and Maury, R. 1999. The lost “Inca-Plateau”: cause of flat subduction beneath Peru? *Earth Planet. Sci. Lett.* 171:335–341.

Hampel, A. 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203:665–679.

Haschke, M.; Scheuber, E.; Gunther, A.; and Reutter, K. J. 2002a. Evolutionary cycles during the Andean orogeny: repeated slab breakoff and flat subduction. *Terra Nova* 14:49–55.

Haschke, M.; Siebel, W.; Gunther, A.; and Scheuber, E. 2002b. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21° to 26° S). *J. Geophys. Res.* 107 B1:ECV6-1–ECV6-18.

Hollings, P.; Cooke, D. R.; and Clark, A. H. 2005. Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in central Chile: implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization. *Econ. Geol.* 100:887–904.

Kay, S. M.; Mpodozis, C.; and Coira, C. 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the central Andes (22° to 33° S latitude). In Skinner, B. J., ed. *Geology and ore deposits of the central Andes*. Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 7:27–59.

Kay, S.M., and Abbruzzi, J.M., 1996, Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat slab” between 30° and 32°S: *Tectonophysics*, v. 259, p. 15–28.

Klinck, B.A., Ellison, R.A., and Hawkins, M.P., (compilers), 1986. The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Perú: British Geological Survey and Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Lima, unpublished report, 353 p.

Mamani, M., Wörner, G., and Sempere, T., 2010, Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space: *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, p. 162–182.

Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635–643.

McDonough W. F. and Sun S.-s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
Mckee, E.H., and Noble, D.C., 1982. Miocene volcanism and deformation in the Western Cordillera and high plateaus of south-central Peru: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 657-662.

Nakamura, K., Jacob, K. and Davies, J., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation -- the Aleutians and Alaska. *Tectonophysics*, in press.

Nakamura N. 1974. "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.

Noble, D., Eyzaguirre V. and Mckee, E., 1989. Precious-metal mineralization of Cenozoic age in the Andes of Perú: in Ericksen, G., Cañas Pinochet, M., and Reinemund, J., eds., *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Circum-Pacific Council for Energy and Minerals Resources Herat Science Series*, v. 11. Chapter 15, p. 207-212.

Noble, D., Navarro, P., Quispesivana, L., Peters, L., McKee, E., 2003. Ash flow sheets of Early Miocene and Early Pliocene age are present in the Castillo de Callali, Arequipa department, Southern Peru. *Boletino Soc. Geol. Perú* 95 (7), 33-38.

Paulo, A., 2008. Geology of the western Cordillera in Southern Peru. In: Paulo, A., Gałas, A. (Eds.), *Polskie Badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanow*, Kwartalnik AGH, *Geologia*, 34, 2/1, pp. 35-53 (in Polish, English summary).

Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983. Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 121–132.

Peccerillo, A. & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

Rhodes, A.L., Oreskes, N., & Sheets, S., 1999. Geology and rare earth element geochemistry of magnetite deposits at El Laco, Chile: in Skinner, B.J., ed., *Geology and ore deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 299-332.

Robb, L.J. 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Science Ltd. Victoria 3053, Australia. Book. p. 386.

Rollison, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. England: Longman Scientific & Technical, Harlow, United Kingdom, pp. 1–352.

Rosenbaum, G.; Giles, D.; Saxon, M.; Betts, P. G.; Weinberg, R. F.; and Duboz, C. 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.* 239:18–32.

Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Econ. Geol.* 105 (1), 3–41.

Stern, C.R., 1991, Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas: *Geology*, v. 19, p. 78–81, doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0078:ROSEIT>2.3.CO;2.

Sun, W.D., Huang, R., Li, H., Hu, Y., Zhang, C., Sun, S., Zhang, L., Ding, X., Li, C., Zartman, R and Ling, M. 2015. Review: Porphyry deposits and oxidized magmas in China. *Ore Geology Reviews*. Res. 65, 97–131.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution* Blackwell Scientific Publ., Oxford 312 pp.

- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R., and Mortensen, J.K., 1999a, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, 34, 197-217.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., O'Callaghan, L., 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 310, 675-692.
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H., Siebel, W., 1999. Evidence for late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25° - 26° S) and its geodynamic implications. *J. South Am. Earth Sci.* 12, 135-155.
- Von Huene, R., and Scholl, D.W., 1991, Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust: *Reviews of Geophysics*, v. 29, p. 279–316, doi: 10.1029/91RG00969.
- Whalen J, B., Currie K. L. & Chappell B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., and Wilke, H., 2000, Geochronology (40Ar-39Ar-, K-Ar-, and He-exposure-) ages of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18°–22°S). Implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes: *Revista Geologica Chile*, v. 27, p. 205–240.
- Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I., and Seyfried, H., 2002, Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: Uplift, erosion and collapse through time: *Tectonophysics*, v. 345, p. 183–198, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00212-8.

Capítulo 7

VANTS: POTENCIAIS PARA A ENGENHARIA FLORESTAL

[DOI: 10.37423/200300572](https://doi.org/10.37423/200300572)

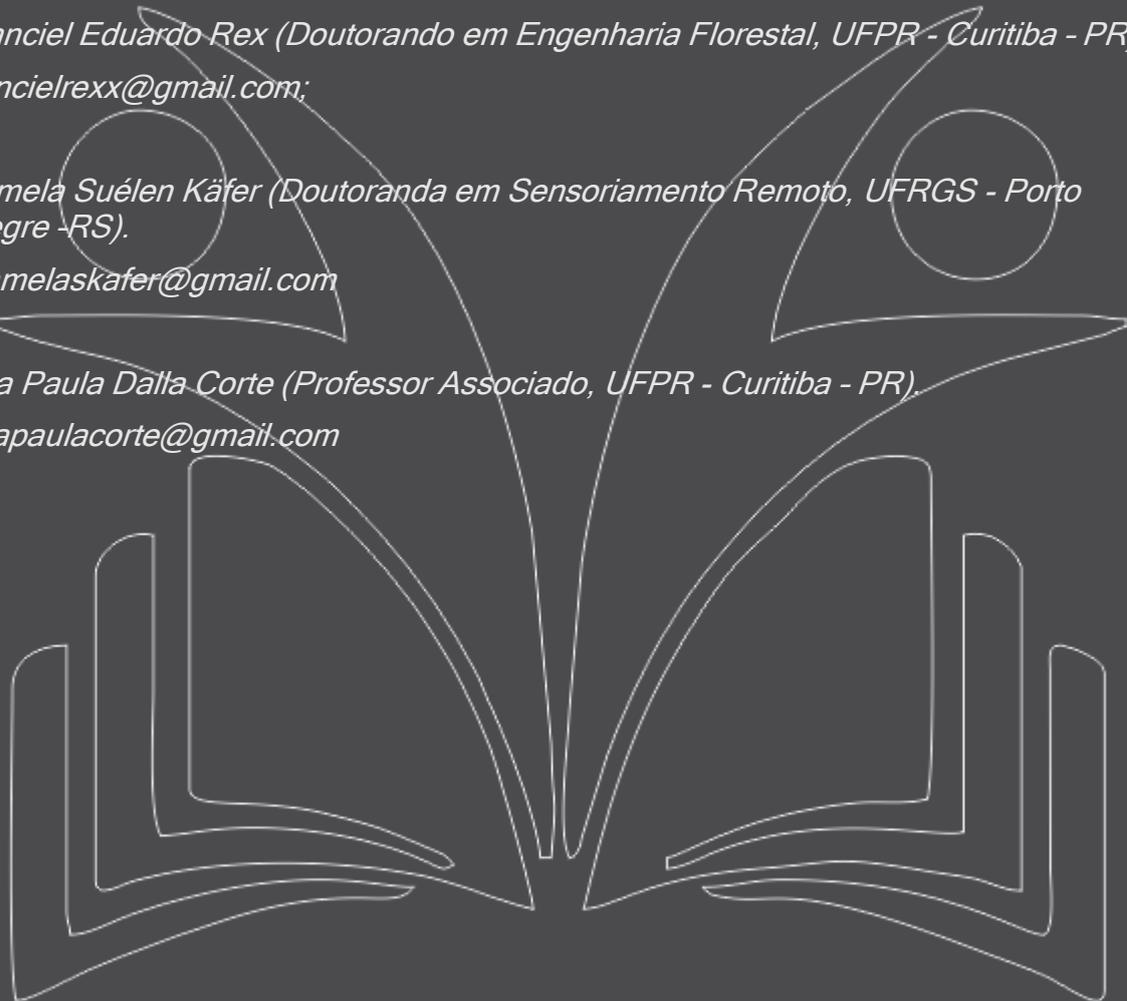
*Franciel Eduardo Rex (Doutorando em Engenharia Florestal, UFPR - Curitiba - PR).
francielrexx@gmail.com;*

Pâmela Suélen Käfer (Doutoranda em Sensoriamento Remoto, UFRGS - Porto Alegre -RS).

pamelaskafer@gmail.com

Ana Paula Dalla Corte (Professor Associado, UFPR - Curitiba - PR).

anapaulacorte@gmail.com



INTRODUÇÃO

O sensoriamento remoto é uma ferramenta valiosa no campo das ciências ambientais e vem sendo utilizado frequentemente em diversas áreas do conhecimento. Aplicações de sensoriamento remoto para a engenharia florestal, tradicionalmente requerem imagens com alta resolução temporal e espacial (GRENZDÖRFFER, 2008). No entanto, estas aplicações se limitavam ao uso de imagens de satélites de média resolução espacial e temporal ou de levantamentos aerofotogramétricos, os quais envolvem altos custos. Todavia, com o rápido desenvolvimento das técnicas computacionais na área das geotecnologias, o uso de Veículos Aéreos Não Tripulados (VANTs) se tornou um foco de pesquisa.

Os VANTs tiveram sua origem em contextos militares, no entanto, nos últimos anos eles vêm ganhando cada vez mais importância em aplicações científicas e comerciais (ZHOU et al., 2009; NEX & REMONDINO, 2014). Estes sistemas representam ferramentas auxiliares no processo de gerenciamento operacional e contam com os recursos e sensores capazes de gerar imagens com nível de detalhamento em menor custo que os satélites tradicionais (MOLIN, 2011). Além disso, com o rápido desenvolvimento desta tecnologia, o sensoriamento remoto baseado em VANTs desenvolveu-se e tem sido amplamente utilizado no monitoramento agrícola, geológico e ambiental (PURI, 2005). O VANT é uma plataforma flexível que pode ser configurada com vários tipos de sensores, nos quais as imagens digitais são o tipo de dado mais comumente utilizado (LI et al., 2019).

Quando comparadas às operações baseadas em satélite ou aos levantamentos aerofotogramétricos tripulados tradicionais, as missões de voo de VANT oferecem alta flexibilidade operacional em termos de custos, local, plataformas, tempo e repetibilidade (NEX & REMONDINO, 2014; EVERAERTS, 2008; CARVAJAL-RAMÍREZ et al., 2016). Além disso, os VANTs não são apenas econômicos em relação a área a ser mapeada, mas as missões de voo podem ser cronometradas com muita flexibilidade e, devido às baixas altitudes de voo, as imagens raramente são afetadas pela cobertura de nuvens. Isso os torna ferramentas ideais para monitorar objetos ecológicos de interesse e para o gerenciamento e conservação de recursos naturais em todos os biomas, desde sistemas temperados até os trópicos (KOH & WICH., 2012; WING et al., 2013).

Por esses motivos, os VANTs são vistos como altamente complementares às plataformas tradicionais de sensoriamento remoto, tendo o potencial de substituir determinadas medições que são convencionalmente adquiridas por satélites, aeronaves tripuladas ou por meio de levantamento de campo. Um VANT é um sistema que compreende, além da aeronave, uma estação de pilotagem

remota, os enlaces de comando e controle, sensores embarcados, e quaisquer outros componentes necessários com características para aquisição de dados espectrais (WATTS, 2012).

Estudos recentes têm mostrado que o uso de VANT está revolucionando os estudos de diferentes aplicações de monitoramento ambiental (ANDERSON, et al. 2013; VIVONI, et al. 2014; WARNER et al., 2017; SANCHEZ-AZOFEIFA et al., 2017) entre elas, a coleta dados para fins florestais. Os VANTs têm muitos benefícios que os tornam adequados para uso florestal: baixos custos operacionais e de material e coleta de dados de alta intensidade e de recobrimento (TANG & SHAO, 2015). Nesse sentido, este capítulo tem como objetivo apresentar uma visão geral dos principais conceitos e terminologias relacionadas à tecnologia VANT para uso na Engenharia Florestal, bem como demonstrar os principais tipos de sensores que podem ser embarcados em plataformas VANT. Por fim, este capítulo mostra também uma síntese das principais potencialidades dessa ferramenta.

CONCEITOS E DEFINIÇÕES

Os VANTs são conhecidos sob vários nomes e acrônimos diferentes, como "Veículo Aéreo Não Tripulado" (VANT), "robô aéreo" ou simplesmente "drone", sendo "VANT" e "drone" os termos mais populares. No idioma Inglês, por exemplo, é comum encontrar trabalhos e/ou artigo científicos com a nomenclatura Remotely Piloted Aircraft (RPA), Remotely Piloted Aerial Systems (RPAS), Unmanned Aerial Vehicles (UAVs), ou mais popularmente "drones" (COLOMINA & MOLINA, 2014; PAJARES, 2015) bem como, Unmanned Aircraft Systems (UAS).

VANT é abreviação de Veículo Aéreo Não Tripulado, sendo a nomenclatura em português para UAV - Unmanned Aerial Vehicle ou Unmanned Airbone Vehicle, terminologia adotada pelo DoD - Departamento de Defesa Norte Americano que se tornou popular no início dos anos 1990 e foi adotada para substituir o termo Remotely Piloted Vehicle (RPV), usado durante e após a guerra no Vietnã (NEWCOME, 2004; SILVA, 2013; ZANETTI et al., 2017). No Brasil, a Agência Nacional de Aviação Civil (ANAC, 2020) define VANT como uma aeronave projetada para operar sem piloto a bordo, que possua uma carga útil embarcada e que não seja utilizado para fins meramente recreativos. Ainda segundo a ANAC (2020), incluem-se todos os aviões, os helicópteros e os dirigíveis controláveis nos três eixos, excluindo-se, portanto, os balões tradicionais e os aeromodelos.

O termo "drone" (Zangão na língua inglesa) é uma expressão genérica utilizada para descrever desde pequenos multirrotores rádio-controlados comprados em lojas de brinquedo até Veículos Aéreos Não

Tripulados (VANT) de aplicação militar, autônomos ou não. Por este motivo, o termo não é utilizado na regulação técnica da ANAC. São chamados aeromodelos os equipamentos de uso recreativo, enquanto os VANT são aqueles empregados em finalidades não recreativas.

Enquanto que o termo RPA (Remotely-Piloted Aircraft - em português, Aeronave Remotamente Pilotada) denota um subgrupo de VANT destinado à operação remotamente pilotada, ou seja, nessa condição, o piloto não está a bordo, mas controla remotamente a aeronave por uma interface (COBRA, 2020). Já a nomenclatura Sistema de Aeronave Remotamente Pilotada (RPAS) refere-se ao conjunto de elementos que abrangem uma RPA, a estação de pilotagem remota (RPS) correspondente, os enlaces de comando e controle requeridos e quaisquer outros elementos que podem ser necessários a qualquer momento durante a operação (COBRA, 2020).

SENSORES EMBARCADOS EM VANTS;

Sensores são equipamentos capazes de coletar energia proveniente de um determinado objeto, convertê-la em sinal passível de ser registrado e apresentá-lo em forma adequada à extração de informações (SPRING, 2020). De acordo com Neto e Breunig (2019), os tipos de sensores variam de acordo com a aplicação desejada. Existem sensores operando em diferentes regiões do espectro eletromagnético. Dependendo do tipo, o sensor capta dados de uma ou mais regiões.

Segundo Longuitano (2010), inicialmente os sensores eram meras câmeras fotográficas de filmes, de pequeno formato, monocromáticas e depois coloridas. Posteriormente, viu-se o uso de filmadoras portáteis e de câmeras fotográficas digitais. Atualmente, a geração de imagens na faixa do visível e do infravermelho tornou-se comum. Além do mais, com o desenvolvimento da tecnologia, já é possível encontrar VANTs que embarcam sensores Hiperespectrais, LiDAR e SARs (Synthetic Aperture Radar).

Para uso em drones eles devem ser leves devido a capacidade de carga das plataformas. Existe uma ampla gama de sensores disponíveis no mercado. Os principais tipos de sensores atualmente adaptados para VANTs são passivos como câmeras em diversas faixas espectrais, e ativos, como o LiDAR e radar (HENTZ, 2019). Munaretto (2015) comenta sobre sete tipos de sensores, que já são usados nestes veículos.

- a) Sensores na faixa do visível (RGB) muito utilizados para monitoramento de obras, agricultura e mineração;

- b) Sensores infravermelhos (IV), que são capazes de identificar, por exemplo, estresses hídricos e alguns parâmetros envolvidos no cálculo da biomassa;
- c) Sensores multiespectrais, que conseguem auxiliar na detecção de determinados aspectos das plantas água ou do terreno;
- d) Sensores hiperespectrais, que podem capturar centenas de imagens da região do visível ao infravermelho de ondas médias;
- e) Sensores de monitoramento do espectro de frequência, que monitoram e caracterizam sinais emitidos por aeronaves, navios e outros emissores de interesse de uma força armada ou órgão de espionagem;
- f) Radar, capaz de mapear terrenos, florestas e edifícios emitindo ondas eletromagnéticas e coletando a energia retroespalhada (retornos do solo);
- g) LiDAR, que permite a aquisição de uma nuvem de pontos mais densa e detalhada;
- h) Sensores termais, que permitem obter a temperatura da superfície terrestre (T_s), variável fundamental em diversos campos científicos.

RGB

Os sensores RGBs (Red, Green and Blue/Vermelho, Verde e Azul) são os mais empregados em VANTS e esse tipo de sensor está presente em todas as câmeras fotográficas convencionais (MUNARETTO, 2015). Estes instrumentos trabalham na mesma faixa de frequência visível ao olho humano. Na aquisição são usadas desde câmeras comuns até as mais profissionais (que são mais estáveis e têm melhores resoluções).

Em suma, estas câmeras geram fotografias como as que estamos acostumados a ver todos os dias, mostrando um objeto ou cena com suas cores reais. As câmaras RGB operam no comprimento de onda compreendido entre 400 e 700 nm. Elas são normalmente de pequeno e médio formato e fornecem imagens de alta resolução espacial (COLOMINA & MOLINA, 2014).

O uso de sensores RGB possibilita uma série de trabalhos no contexto florestal, é possível identificar falhas em plantios, contagens de árvores individuais, bem como identificar alterações no dossel de uma floresta, entre outras possibilidades, variando a resolução de centímetros a metros de acordo com a altitude do voo. Após o processamento das imagens obtidas por estas câmeras é possível aplicar algoritmos de SfM (Structure for Motion) que reconstruem o espaço tridimensional por meios das imagens e produzem ortomosaicos e Modelos Digitais de Superfície Fotogramétricos (MDS) (LUCIEER et al., 2012; TURNER et al., 2012).

MULTIESPECTRAL

Os sensores multiespectrais oferecem oportunidades poderosas para o sensoriamento remoto ambiental com plataformas VANTs. Uma câmera multiespectral conta com múltiplos sensores e filtros de alta qualidade e coleta dados espectrais de várias bandas discretas do espectro eletromagnético. Pode-se dizer que este modelo é similar a uma câmera NIR, porém, como ela possui mais de um sensor, cobre um espectro maior na banda do infravermelho, consegue analisar problemas mais específicos e em estágios menos avançados. A flexibilidade dos sensores multiespectrais decorre da capacidade do usuário de pré-selecionar e/ou trocar os elementos do filtro espectral em canais individuais, permitindo assim o direcionamento estratégico de bandas específicas do espectro.

Sensores multiespectrais registram a energia em múltiplas bandas do espectro eletromagnético, usualmente entre 4 e 12 bandas. Sendo essas faixas com larguras muito maiores do que as faixas dos sensores hiperespectrais. Determinadas regiões do espectro eletromagnético são ótimas para obter informações sobre parâmetros biofísicos (JENSEN, 2009). Ademais, esses sensores são importantes porque, dada a separação das bandas, é possível a realização de diversas composições e combinações, assim como a aplicação de índices de vegetação (PANDA et al., 2015). Deste modo, pode-se dizer que esta é uma das principais contribuições do sensoriamento remoto para a ciência florestal.

O valor de índices espectrais derivados de dados multiespectrais para a extração de informações físicas ou biofísicas de dados espectrais é bem documentado na literatura. Glenn et al. (2008) demonstrou o uso de índices de vegetação como fundamentais para outras informações biofísicas vegetativas. Um estudo comparativo realizado por Lacava et al. (2010) entre medições de campo e dados detectados remotamente, revelou o valor dos índices de umidade derivados espectralmente para estimar a umidade do solo (KELCEY et al., 2012). Lelong et al. (2008) compararam vários índices de vegetação, que foram calculados a partir da radiância média das imagens multiespectrais de um VANT para

estimar o índice de área foliar (IAF). Neste mesmo contexto, Tian et al. (2017) mapearam o IAF de uma floresta de mangue com uma imagem de VANT e compararam com uma imagem WorldView-2 de alta resolução espacial. Os autores concluíram que a imagem oriunda do VANT obteve uma precisão mais alta que a imagem WorldView-2, além das vantagens das revisões flexíveis e em tempo real, sem restrições pela nuvem e com baixos custos.

HIPERESPECTRAL

O sensoriamento remoto hiperespectral refere-se ao uso de imagens de bandas estreitas em um intervalo espectral contínuo, ao contrário do multiespectral, que produz bandas discretas geralmente com uma resolução espectral baixa. Os sensores hiperespectrais, são capazes de extrair informações mais detalhadas do que os sensores multiespectrais, porque um espectro inteiro é adquirido em cada pixel.

O uso de imagens hiperespectrais foi usado primeiramente em satélites e posteriormente em aeronaves tripuladas, plataformas significativamente caras e extremamente restritivas devido a limitações de disponibilidade e/ou logística complexa (COLOMINA & MOLINA, 2014; ADÃO et al., 2017). Nos últimos anos, os sensores hiperespectrais acoplados em VANTs atraíram considerável atenção como um meio conveniente de aquisição de dados (ZHONG et al., 2018).

Zarco-Tejada et al. (2013) utilizaram índices de banda estreita adquiridos de VANTs para avaliar tendências espaço-temporais da fluorescência da clorofila, índices fisiológicos de banda estreita e índices estruturais, usando um scanner de mesa de cabeceira Headwall micro-Hyperspec VNIR. No total, sete voos entre o verão e outono foram conduzidos capturando imagens de resolução de 30 cm e 260 bandas espectrais na região de 400-900 nm. Os autores demonstraram que os índices fisiológicos de sensoriamento remoto são necessários para monitorar a produção primária quando os índices de vegetação padrão são insensíveis à dinâmica sazonal da vegetação.

Sandino et al. (2018) propuseram uma metodologia que consolida informações baseados em local em conjunto com sensoriamento remoto para detectar e segmentar deteriorações por patógenos fúngicos em florestas nativas e plantadas. Por meio do uso de técnicas de machine learning, os autores foram capazes de criar uma abordagem que pode ser usada para treinar vários conjuntos de dados de diferentes sensores e melhorar as taxas de detecção, bem como a capacidade de processar grandes conjuntos de dados usando software livre.

Apesar da significativa melhoria da resolução espacial, a detecção hiperespectral aumenta a complexidade do processamento de dados, pois essas imagens variam de centenas a milhares de bandas estreitas que podem ser difíceis de manipular em tempo real com recursos computacionais reduzidos (ADÃO et al. 2017). Nesse sentido, Torresan et al. (2016) comentam que os dados adquiridos em um voo podem atingir centenas de megabytes por hectare de superfície, de modo que os usuários devem desenvolver enormes capacidades de processamento de dados.

Além disso, as assinaturas espectrais podem sofrer variações, dependendo da exposição à luz e das condições atmosféricas, questão que tem levado a comunidade científica a propor processos de aquisição (para controlar as condições ambientais) e/ou metodologias de análise (para corrigir o ruído resultante de condições ambientais) (GAO et al., 2006; GAO et al., 2009; MARKELIN et al., 2012).

LIDAR

Os sistemas de sensores ativos baseados em LiDAR (Light Detection and Range), são de grande interesse devido à possibilidade de obter informações 3D altamente detalhadas sobre as características estruturais das florestas (MALTAMO et al., 2014). Sistemas LiDAR aerotransportados medem diretamente a distância entre um sensor e um objeto usando pulsos de laser. Os sensores LiDAR fornecem alta taxa de repetição dessas medições (com um máximo de 33.000 pulsos por segundo) e, quando aplicados às florestas, esses pulsos LiDAR atuam como uma sonda do dossel, permitindo a estimativa da estrutura interna tridimensional de um dossel de floresta (LEFSKY et al., 2002).

De modo geral, essa tecnologia permite a aquisição de nuvens de pontos tridimensionais espacialmente precisas que representam a forma dos objetos digitalizados, sendo capaz de capturar até mesmo estruturas florestais complexas que são comparáveis às medições de campo e não estão disponíveis em produtos bidimensionais, como ortofotografias e imagens de satélite. (ANDERSON & GASTON, 2013).

Pode-se afirmar que essa é uma tecnologia já consolidada no meio florestal. Uma série de estudos foram desenvolvidos utilizando esse tipo de sensor em áreas florestais. Dentre eles, estudos anteriores demonstraram a utilidade do LiDAR para: identificação de árvores individuais (SILVA et al., 2015; SILVA et al., 2017; REX et al., 2018), altura do dossel da floresta (ANDERSEN et al., 2006; SILVA et al., 2018); estimativa de biomassa florestal (HUDAK et al., 2012; LU et al., 2012; ZOLKOS et al., 2013; REX et al.,

2018; REX et al., 2019); volume (HYYPÄ et al., 2001, WALLERMAN & HOLMGREN, 2007) e área basal (LEFSKY et al., 1999; NÆSSET, 2002).

O recente desenvolvimento de sensores LiDAR que podem ser transportados em baixa altitude por VANTs têm oferecido um meio de adquirir nuvens de pontos muito mais detalhadas do que é possível em aeronaves tripuladas (PEARSE et al., 2019). Além disso, o uso de sistemas LiDAR em VANTs também vem se expandindo e devem revolucionar o sensoriamento remoto para as ciências naturais (ANDERSON & GASTON, 2013; VIVONI et al., 2014).

Sensores LiDAR embarcados em plataformas VANTs oferecem uma oportunidade única para a aquisição de dados em resoluções espaciais e temporais, de escalas locais à regionais (ANDERSON & GASTON, 2013; BRYSON et al., 2014). Por meio de sistemas UAV-LiDAR, provou-se que os dados podem ser usados para extrair a altura das árvores em níveis individuais e de talhões com maior precisão (BREDE et al., 2017; LIU et al., 2018). Um estudo recente desenvolvido por Cao et al. (2019) revelou também melhorias nos métodos tradicionais na estimativa de parâmetros estruturais da floresta, em que o desempenho das métricas de UAV-LiDAR foi avaliado e aplicado para estimar os parâmetros estruturais da floresta usando um método de regressão linear multivariada de uma floresta de Ginkgo plantada no leste da China.

TERMAL

O sensoriamento remoto na região do infravermelho termal (TIR) desempenha um papel essencial na identificação e quantificação de mudanças nos processos da superfície terrestre (KRISHNAN et al. 2015; RAMÍREZ-CUESTA et al. 2017). Especificamente na agricultura, estes dados têm sido frequentemente usados para diversos propósitos, incluindo a avaliação do estresse hídrico (ZARCO-TEJADA et al. 2012; GONZALEZ-DUGO et al. 2013; PANIGADA 2014; GAGO et al. 2015), detecção de pragas e doenças na agricultura (CALDERÓN et al. 2013; MARQUES DA SILVA et al. 2015), estimativa da evapotranspiração (BASTIAANSEN et al. 1998; ALLEN et al. 2007; ANDERSON et al. 2012), a avaliação do efeito das mudanças climáticas na taxa de crescimento e desenvolvimento das plantas (Hatfield e PRUEGER 2015; WEBBER et al. 2016), entre outras aplicações.

De modo geral, na região espectral do TIR, os dados de sensoriamento remoto compreendem a radiação proveniente de comprimentos de ondas entre 3,5 a 20 μm . No entanto, ao se trabalhar com imagens orbitais ou aéreas, a maioria das aplicações faz uso do intervalo compreendido entre 8-14 μm

devido às janelas atmosférica, que são as regiões espectrais em que a radiação é menos afetada pela atmosfera (TANG & LI, 2014). De acordo com Novo (2010), os sensores termais possuem componentes semelhantes àqueles que operam no visível e no infravermelho próximo.

A diferença fundamental é que o sinal a ser detectado tem intensidade relativamente menor nessa região espectral. Deste modo, os detectores de radiação termal disponíveis são menos eficientes do que aqueles que operam nas outras faixas do espectro, uma vez que seu sinal é mais influenciado por ruídos externos (NOVO, 2010). É por isso que a calibração dos sensores termais é crucial para a determinação precisa da temperatura da superfície (T_s) a partir de sensoriamento remoto. Esta variável, por sua vez, é parâmetro fundamental na investigação de mudanças ambientais, ecológicas e climáticas em várias escalas (WENG et al., 2014; KÄFER et al. 2019). O erro nas recuperações T_s de muitos sistemas de satélite pode variar de 3 a 5 K devido à incerteza na calibração do sensor, atenuação e fornecimento atmosférico, emissividade da superfície, ângulo de visão e sombreamento (RAMÍREZ-CUESTA et al., 2017).

Estudos recentes têm avaliado o potencial de imagens do TIR derivadas de VANTs, ou seja, de muito alta resolução espacial, para uso como referência quando comparadas à T_s derivada de dados do satélite Landsat (GIANNINI et al. 2015). Nesse contexto, o uso combinado de técnicas de aquisição de dados no TIR pode melhorar a acurácia da obtenção da T_s . Além disso, há possibilidade de o sensoriamento orbital se beneficiar de medidas locais para a melhora dos produtos gerados.

Berni et al. (2009), executando um voo de baixa altitude, encontraram que, para a câmera termal, erros maiores que 4 K podem ser alcançados se o efeito da transmitância atmosférica e da radiação do caminho térmico atmosférico não forem considerados. Os autores relatam um experimento bem-sucedido usando o modelo de transferência radiativa MODTRAN (BERK et al., 1999) para a estimativa de imagens de T_s . Thomson et al. (2012) discutiram detalhadamente o potencial e os desafios envolvidos no uso de métodos termais para obter a T_s do dossel em climas subtropicais úmidos, onde pequenos aumentos na temperatura do dossel podem ser difíceis de detectar. Os autores também demonstram o efeito da altitude (em seu experimento, a altitude representou 58% da variabilidade da temperatura do dossel). Diversos estudos têm demonstrado que o acordo entre medidas de sensores aerotransportados e medidas in-situ é maior do que quando comparados com dados de sensores orbitais (KRISHNAN et al., 2015; RAMÍREZ-CUESTA et al. 2017), o que evidencia a ainda a constante necessidade de investigação neste campo da pesquisa.

POTENCIALIDADE

Os Veículos Aéreos Não Tripulados (VANTs) possuem diferentes aplicações na área florestal (WING et al., 2013). Getzin et al. (2012) consideraram o uso de imagens de alta resolução na determinação da estrutura e biodiversidade de florestas temperadas. Em pesquisa similar, Inoue et al. (2014) fizeram uso de VANTs para monitorar a variação da estrutura da floresta, especialmente analisando seu padrão espacial. Os autores comentam que, por meio do uso de VANTs, é possível monitorar as variações espaciais e temporais na estrutura e na função da floresta a um custo muito inferior.

A detecção precoce de focos de incêndio e o mapeamento e a monitoramento de fogos em áreas florestais são frequentemente referidos como áreas de aplicação, uma vez que os VANTs podem desempenhar um papel importante na resposta a incêndios florestais (Merino et al., 2012). Outros autores já demonstraram com sucesso a detecção, localização e observação de incêndios por meio do uso destas tecnologias (MAZA et al. 2010; AMBROSIA et al. 2003). Os principais desafios estão relacionados à detecção de fumaça nos estágios iniciais do incêndio, que ainda é uma tarefa desafiadora. Além disso, a informação de movimento do fogo também necessita de maiores pesquisas (CELIK et al., 2010).

Os VANTs também têm sido amplamente utilizados na quantificação de áreas desflorestadas. DeFries et al. (2006) pontuam que a análise de dados detectados remotamente de aeronaves e satélites é a única abordagem prática para medir mudanças na área florestal. Messinger et al. (2016) desenvolveram um método para estimativa de estoque de carbono sensíveis a distúrbios de pequena escala na Amazônia peruana. Os autores mencionam que a baixa precisão do georreferenciamento resultante do uso de GPS comum, além de sensores de imagem de qualidade relativamente baixa são as principais limitações do método. Apesar disso, ressaltam que o futuro das aplicações de VANTs é promissor como uma tecnologia revolucionária para o monitoramento e proteção de florestas e outros recursos naturais.

Outra potencialidade bem documentada refere-se à gestão de áreas florestais comerciais. Especialmente no planejamento de corte e otimização do processo de extração de madeira da floresta (COOPS et al. 1997). Jiang et al. (2016) desenvolveram um VANT para aplicações florestais. O sistema é capaz de realizar voos totalmente autônomos sob os dosséis de uma floresta desconhecida, evitando obstáculos sem o uso da navegação GPS. Soares et al. (2015) comentam que a utilização de VANTs no

inventário florestal são muito promissoras. Isso porque no inventário florestal clássico existem várias fontes de erro associadas que podem ser contornadas como uso de VANTs.

Fritz et al. (2013) avaliaram o uso potencial de VANTs para a detecção de troncos de árvores em áreas abertas. Apesar de obterem resultados promissores, os autores reportam que ainda há grande demanda por pesquisas adicionais com relação aos estágios da vegetação, padrão de voo, configuração do processamento e utilização de informações espectrais.

A avaliação do estado fitossanitário das florestas e o monitoramento de pragas e doenças também é tema central de diversas pesquisas com VANTs. Näsi et al. (2018) desenvolveram um método para monitorar a saúde das árvores em florestas urbanas e auxiliar no seu manejo. Os resultados encontrados sugeriram que, ao combinar informações espectrais calibradas de diferentes níveis fitossanitários das árvores, com informações de VANTs, podem ser desenvolvidas ferramentas de sensoriamento remoto econômicas que exigem uma quantidade mínima de trabalho de campo.

Müllerová et al. (2017) apresentaram a aplicação de uma tecnologia de baixo custo baseada em VANT no monitoramento ambiental. O estudo demonstrou que os dados de VANT são adequados para a detecção de espécies invasoras selecionadas (*Robinia pseudoaccacia*). Sobre limitações, os autores mencionam que o processamento dos dados pode ser problemático e deve ser tratado com cuidado. Ainda assim, o estudo mostra evidências de que bons resultados podem ser obtidos usando uma solução de baixo custo, composta por componentes disponíveis no mercado, como aviões controlados por rádio e câmeras modificadas para o espectro RGB/NIR.

SÍNTESE E COMENTÁRIOS FINAIS

Os maiores desafios reportados pela literatura consistem no fato de que a maioria dos VANTs não é adequada para a aquisição de grandes áreas devido ao seu limitador de voo (MATESE et al., 2015). Desse modo, não permite a aquisição simultânea de toda a área de interesse, como nas plataformas de satélite. A capacidade de carga útil limita a capacidade de transportar sensores de bordo com tecnologias que ainda não são suficientemente miniaturizadas. Além disso, a instalação de um sistema de VANT pode levar muito tempo, começando com a escolha da aeronave, passando pela seleção dos sensores e sua instalação, concluindo com os testes necessários para que um sistema esteja pronto (TORRESAN et al. 2016).

Apesar disso, o contínuo desenvolvimento de novos sensores torna as aplicações de sensoriamento remoto cada vez mais atraentes (TANG & SHAO, 2015), principalmente porque na maioria das vezes estas aplicações podem ser realizadas de forma barata e eficiente. De fato, os VANTs fornecem um bom complemento para as atuais plataformas de sensoriamento remoto por satélite, devido à suas altas resoluções espaciais e baixo custo (SALAMÍ et al., 2014). Por fim, enfatiza-se que o futuro das aplicações de VANTs é promissor como uma tecnologia revolucionária para o monitoramento e proteção de florestas e outros recursos naturais.

REFERÊNCIAS

Adão, T., Hruška, J., Pádua, L., Bessa, J., Peres, E., Morais, R., & Sousa, J. (2017). Hyperspectral imaging: A review on UAV-based sensors, data processing and applications for agriculture and forestry. *Remote Sensing*, 9(11), 1110.

Agência Nacional de Aviação Civil (ANAC). 2020 ANACpédia. Disponível em: <https://www2.anac.gov.br/anacpedia/por_por/tr584.htm>. Acesso em: 08 JAN 2020.

Allen, R. G., M. Tasumi, A. Morse, R. Trezza, J. L. Wright, W. Bastiaanssen, W. Kramber, I. Lorite, and C. W. Robison. 2007. "Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)- Applications." *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 133: 395–406.

Ambrosia, V. G., Wegener, S. S., Sullivan, D. V., Buechel, S. W., Dunagan, S. E., Brass, J. A., ... & Schoenung, S. M. (2003). Demonstrating UAV-acquired real-time thermal data over fires. *Photogrammetric engineering & remote sensing*, 69(4), 391-402.

Andersen, H. E., Reutebuch, S. E., & McGaughey, R. J. (2006). A rigorous assessment of tree height measurements obtained using airborne lidar and conventional field methods. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 32(5), 355-366.

Anderson, K., & Gaston, K. J. (2013). Lightweight unmanned aerial vehicles will revolutionize spatial ecology. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 11(3), 138-146.

Anderson, M. C., R. G. Allen, A. Morse, and W. P. Kustas. 2012. "Use of Landsat Thermal Imagery in Monitoring Evapotranspiration and Managing Water Resources." *Remote Sensing of Environment* 122: 50–65.

Bastiaanssen, W. G. M., H. Pelgrum, J. Wang, Y. Ma, J. F. Moreno, G. J. Roerink, and T. van der Wal. 1998. "A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). 2. Validation." *Journal of Hydrology* 212–213: 213–229.

Berk, A.; Anderson, G.P.; Bernstein, L.S.; Acharya, P.K.; Dothe, H.; Matthew, M.W.; Adler-Golden, S.M.; Chetwynd, J.H., Jr.; Richtsmeier, S.C.; Pukall, B.; et al. MODTRAN4 radiative transfer modeling for atmospheric correction. *Int. Soc. Opt. Photonics* 1999, 3756, 348–353.

Berni, J. A., Zarco-Tejada, P. J., Suárez, L., & Fereres, E. (2009). Thermal and narrowband multispectral remote sensing for vegetation monitoring from an unmanned aerial vehicle. *IEEE Transactions on geoscience and Remote Sensing*, 47(3), 722-738.

Brede, B., Lau, A., Bartholomeus, H., & Kooistra, L. (2017). Comparing RIEGL RiCOPTER UAV LiDAR derived canopy height and DBH with terrestrial LiDAR. *Sensors*, 17(10), 2371.

Bryson, M., Reid, A., Hung, C., Ramos, F. T., & Sukkarieh, S. (2014). Cost-effective mapping using unmanned aerial vehicles in ecology monitoring applications. In *Experimental robotics* (pp. 509-523). Springer, Berlin, Heidelberg.

Calderón, R., J. A. Navas-Cortés, C. Lucena, and P. J. Zarco-Tejada. 2013. "High-Resolution Airborne Hyperspectral and Thermal Imagery for Early Detection of Verticillium Wilt of Olive Using Fluorescence, Temperature and Narrow-Band Spectral Indices." *Remote Sensing of Environment* 139: 231–245.

Cao, L., Liu, K., Shen, X., Wu, X., & Liu, H. (2019). Estimation of Forest Structural Parameters Using UAV-LiDAR Data and a Process-Based Model in Ginkgo Planted Forests. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*.

Carvajal-Ramírez, F., Agüera-Vega, F., & Martínez-Carricondo, P. J. (2016). Effects of image orientation and ground control points distribution on unmanned aerial vehicle photogrammetry projects on a road cut slope. *Journal of Applied Remote Sensing*, 10(3), 034004.

Celik, T. (2010). Fast and Efficient Method for Fire Detection Using Image Processing. *ETRI Journal*, 32(6), 881–890.

COBRA. A Confederação – Confederação Brasileira de Aeromodelismo. Limeira. Disponível em: <<http://www.cobra.org.br/confederacao.asp>>. Acesso em: janeiro. 2020.

Colomina, I., & Molina, P. (2014). Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. *ISPRS Journal of photogrammetry and remote sensing*, 92, 79-97.

Coops, N. C., & Catling, P. C. (1997). Utilising Airborne Multispectral Videography to Predict Habitat Complexity in Eucalypt Forests for Wildlife Management *Further information about this research can be found on the World Wide Web at <http://www.ffp.csiro.au/nfm/mdq/> . *Wildlife Research*, 24(6), 691.

DeFries, R., Achard, F., Brown, S., Herold, M., Murdiyarso, D., Schlamadinger, B., & de Souza, C. (2006). Reducing greenhouse gas emissions from deforestation in developing countries: considerations for monitoring and measuring. Report of the global terrestrial observing system (GTOS) number, 46, 23.

Everaerts, J. (2008). The use of unmanned aerial vehicles (UAVs) for remote sensing and mapping. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37(2008), 1187-1192.

Fritz, A., Kattenborn, T., & Koch, B. (2013). UAV-based photogrammetric point clouds-tree stem mapping in open stands in comparison to terrestrial laser scanner point clouds. *ISPRS-International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, (2), 141-146.

- Gago, J., C. Douthe, R. E. Coopman, P. P. Gallego, M. Ribas-Carbo, J. Flexas, J. Escalona, and H. Medrano. 2015. "UAVs Challenge to Assess Water Stress for Sustainable Agriculture." *Agricultural Water Management* 153: 9–19.
- Gao, B. C., Davis, C., & Goetz, A. (2006). A review of atmospheric correction techniques for hyperspectral remote sensing of land surfaces and ocean color. In 2006 IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing (pp. 1979-1981). IEEE.
- Gao, B. C., Montes, M. J., Davis, C. O., & Goetz, A. F. (2009). Atmospheric correction algorithms for hyperspectral remote sensing data of land and ocean. *Remote Sensing of Environment*, 113, S17-S24.
- Getzin, S., Wiegand, K., & Schöning, I. (2011). Assessing biodiversity in forests using very high-resolution images and unmanned aerial vehicles. *Methods in Ecology and Evolution*, 3(2), 397–404.
- Giannini, M. B., Belfiore, O. R., Parente, C., & Santamaria, R. (2015). Land Surface Temperature from Landsat 5 TM images: comparison of different methods using airborne thermal data. *Journal of Engineering Science & Technology Review*, 8(3).
- Glenn, E.P.; Huete, A.R.; Nagler, P.L.; Nelson, S.G. Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. *Sensors* 2008, 8, 2136–2160.
- Gonzalez-Dugo, V., Zarco-Tejada, P., Nicolás, E., Nortes, P. A., Alarcón, J. J., Intrigliolo, D. S., & Fereres, E. J. P. A. (2013). Using high resolution UAV thermal imagery to assess the variability in the water status of five fruit tree species within a commercial orchard. *Precision Agriculture*, 14(6), 660-678.
- Gorgens, E. B., Rodriguez, L. C. E., da Silva, A. G. P., & Silva, C. A. (2015). Identificação de árvores individuais a partir de levantamentos laser aerotransportado por meio de janela inversa. *Cerne*, 21(1), 91-96.
- Grenzdörffer, G. J., Engel, A., & Teichert, B. (2008). The photogrammetric potential of low-cost UAVs in forestry and agriculture. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 31(B3), 1207-1214.
- Hatfield, J. L., & Prueger, J. H. (2015). Temperature extremes: Effect on plant growth and development. *Weather and climate extremes*, 10, 4-10.
- Hentz, . M. K. (2018) Obtenção de informação dendrométricas para inventário florestal automatizado por meio de veículo aéreo não tripulado (VANT).
- Hudak, A. T., Strand, E. K., Vierling, L. A., Byrne, J. C., Eitel, J. U., Martinuzzi, S., & Falkowski, M. J. (2012). Quantifying aboveground forest carbon pools and fluxes from repeat LiDAR surveys. *Remote Sensing of Environment*, 123, 25-40.
- Hyppä, J., Kelle, O., Lehtikoinen, M., & Inkinen, M. (2001). A segmentation-based method to retrieve stem volume estimates from 3-D tree height models produced by laser scanners. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 39(5), 969-975.
- Inoue, T., Nagai, S., Yamashita, S., Fadaei, H., Ishii, R., Okabe, K., ... Suzuki, R. (2014). Unmanned Aerial Survey of Fallen Trees in a Deciduous Broadleaved Forest in Eastern Japan. *PLoS ONE*, 9(10), e109881.

INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Banco de dados geográficos. Curitiba, 2005. Disponível em <<http://www.dpi.inpe.br/livros/bdados/index.html>>. Acesso em: 10 de mar. 2012.

Jakob, S.; Zimmermann, R.; Gloaguen, R. The Need for Accurate Geometric and Radiometric Corrections of Drone-Borne Hyperspectral Data for Mineral Exploration: MEPHySTo—A Toolbox for Pre-Processing Drone-Borne Hyperspectral Data. *Remote Sens.* 2017, 9, 88.

Jensen, J. R. Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. Tradução de: EIPHANIO, J. C. N. et al. 2. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2009. Título original: Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective.

Jiang, S., Stol, K. A., Xu, W., & Graham, B. (2016). Towards autonomous flight of an unmanned aerial system in plantation forests. 2016 International Conference on Unmanned Aircraft Systems (ICUAS).

Käfer, P. S., Rolim, S. B. A., Iglesias, M. L., Rocha, N. S., Diaz, L. R. (2019). Land Surface Temperature Retrieval by LANDSAT 8 Thermal Band: Applications of Laboratory and Field Measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 1-10.

Kelcey, J., & Lucieer, A. (2012). Sensor correction of a 6-band multispectral imaging sensor for UAV remote sensing. *Remote Sensing*, 4(5), 1462-1493.

Koh, L. P., & Wich, S. A. (2012). Dawn of drone ecology: low-cost autonomous aerial vehicles for conservation. *Tropical Conservation Science*, 5(2), 121-132.

Krishnan, P., Kochendorfer, J., Dumas, E. J., Guillevic, P. C., Baker, C. B., Meyers, T. P., & Martos, B. (2015). Comparison of in-situ, aircraft, and satellite land surface temperature measurements over a NOAA Climate Reference Network site. *Remote Sensing of Environment*, 165, 249-264.

Lacava, T.; Brocca, L.; Calice, G.; Melone, F.; Moramarco, T.; Pergola, N.; Tramutoli, V. Soil moisture variations monitoring by AMSU-based soil wetness indices: A long-term inter-comparison with ground measurements. *Remote Sens. Environ* 2010, 114, 2317–2325.

Lefsky, M. A., Harding, D., Cohen, W. B., Parker, G., & Shugart, H. H. (1999). Surface lidar remote sensing of basal area and biomass in deciduous forests of eastern Maryland, USA. *Remote sensing of Environment*, 67(1), 83-98.

Lefsky, M.A., Cohen, W.B., Parker, G.G., Harding, D.J., 2002. Lidar remote sensing for ecosystem studies. *Bioscience* 52, 19. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2002\)052\[0019:LRSFES\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2002)052[0019:LRSFES]2.0.CO;2).

Lelong, C.C.D., Burger, P., Jubelin, G., et al., 2008. Assessment of unmanned aerial vehicles imagery for quantitative monitoring of wheat crop in small plots. *Sensors* 8(5), 3557–3585.

Li, Z., Cheng, C., Kwan, M. P., Tong, X., & Tian, S. (2019). Identifying asphalt pavement distress using UAV LiDAR point cloud data and random forest classification. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 8(1), 39.

Liu, K., Shen, X., Cao, L., Wang, G., & Cao, F. (2018). Estimating forest structural attributes using UAV-Longuitano, G. A. (2010). VANTS para sensoriamento remoto: aplicabilidade na avaliação e monitoramento de impactos ambientais causados por acidentes com cargas perigosas. Dissertação (Mestrado) Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. São Paulo.

Lu, D., Chen, Q., Wang, G., Moran, E., Batistella, M., Zhang, M., ... & Saah, D. (2012). Aboveground forest biomass estimation with Landsat and LiDAR data and uncertainty analysis of the estimates. *International Journal of Forestry Research*, 2012.

Maltamo, M.; Næsset, E.; Vauhkonen, J. (Eds.) *Forestry Applications of Airborne Laser Scanning; Managing Forest Ecosystems*; Springer Netherlands: Dordrecht, The Netherlands, 2014; Volume 27, ISBN 978-94-017-8662-1.

Markelin, L.; Honkavaara, E.; Schläpfer, D.; Bovet, S.; Korpela, I. Assessment of Radiometric Correction Methods for ADS40 Imagery. *Photogramm. Fernerkund. Geoinf.* 2012, 2012, 251–266.

Marques da Silva, J. R., C. V. Damásio, A. M. O. Sousa, L. Bugalho, L. Pessanha, and P. Quaresma. 2015. "Agriculture Pest and Disease Risk Maps considering MSG Satellite Data and Land Surface Temperature." *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 38: 40–50.

Matese, A., P. Toscano, S. F. DiGennaro, L. Genesio, F. P. Vaccari, J. Primicerio, C. Belli, A. Zaldei, R. Bianconi, and B. Gioli. 2015. "Intercomparison of UAV, Aircraft and Satellite Remote Sensing Platforms for Precision Viticulture." *Remote Sensing* 7 (3): 2971–2990.

Maza, I., Caballero, F., Capitán, J., Martínez-de-Dios, J. R., & Ollero, A. (2010). Experimental Results in Multi-UAV Coordination for Disaster Management and Civil Security Applications. *Journal of Intelligent & Robotic Systems*, 61(1-4), 563–585.

Merino, L., Caballero, F., Martínez-de-Dios, J. R., Maza, I., & Ollero, A. (2011). An Unmanned Aircraft System for Automatic Forest Fire Monitoring and Measurement. *Journal of Intelligent & Robotic Systems*, 65(1-4), 533–548.

Messinger, M., Asner, G., & Silman, M. (2016). Rapid assessments of Amazon forest structure and biomass using small unmanned aerial systems. *Remote Sensing*, 8(8), 615.

Molin JP (2011) *Agricultura de precisão*. Brasília: Mapa/ACS. 27 p.

Müllerová, J., Bartaloš, T., Brůna, J., Dvořák, P., & Vítková, M. (2017). Unmanned aircraft in nature conservation: an example from plant invasions. *International Journal of Remote Sensing*, 38(8-10), 2177–2198.

Munaretto, L. *VANT e drones: a aeronáutica ao alcance de todos*. São José dos Campos: Edição independente, 2015.

Næsset, E. (2002). Predicting forest stand characteristics with airborne scanning laser using a practical two-stage procedure and field data. *Remote sensing of environment*, 80(1), 88-99.

Näsi, R., Honkavaara, E., Blomqvist, M., Lyytikäinen-Saarenmaa, P., Hakala, T., Viljanen, N., ... Holopainen, M. (2018). Remote sensing of bark beetle damage in urban forests at individual tree level using a novel hyperspectral camera from UAV and aircraft. *Urban Forestry & Urban Greening*, 30, 72–83.

Neto, R. P. M., & Breunig, F. M. DRONES NAS CIÊNCIAS FLORESTAIS. *DRONES E CIÊNCIA*, 68.

Newcome, L. R. (2004). Unmanned aviation: a brief history of unmanned aerial vehicles. American Institute of Aeronautics and Astronautics.

Nex, F., & Remondino, F. (2014). UAV for 3D mapping applications: a review. *Applied geomatics*, 6(1), 1-15.

Novo, E. M. L. M. (2010). *Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações*. Blucher.

Pajares, G. (2015). Overview and current status of remote sensing applications based on unmanned aerial vehicles (UAVs). *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 81, 281–329.

Panda, S. S., & Rao, M. N. (2015). Remote Sensing Systems—Platforms and Sensors: Aerial, Satellite, UAV, Optical, Radar, and LiDAR. In *Remotely Sensed Data Characterization, Classification, and Accuracies* (pp. 37-92). CRC Press.

Panigada, C., Rossini, M., Meroni, M., Cilia, C., Busetto, L., Amaducci, S., ... & Marchesi, A. (2014). Fluorescence, PRI and canopy temperature for water stress detection in cereal crops. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 30, 167-178.

Pearse, G. D., Watt, M. S., Dash, J. P., Stone, C., & Caccamo, G. (2019). Comparison of models describing forest inventory attributes using standard and voxel-based lidar predictors across a range of pulse densities. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 78, 341-351.

Puri, A. (2005). A survey of unmanned aerial vehicles (UAV) for traffic surveillance. Department of computer science and engineering, University of South Florida, 1-29.

Ramírez-Cuesta, J. M., Kilic, A., Allen, R., Santos, C., & Lorite, I. J. (2017). Evaluating the impact of adjusting surface temperature derived from Landsat 7 ETM+ in crop evapotranspiration assessment using high-resolution airborne data. *International journal of remote sensing*, 38(14), 4177-4205.

Ramírez-Cuesta, J. M., Kilic, A., Allen, R., Santos, C., & Lorite, I. J. (2017). Evaluating the impact of adjusting surface temperature derived from Landsat 7 ETM+ in crop evapotranspiration assessment using high-resolution airborne data. *International journal of remote sensing*, 38(14), 4177-4205.

Rex, F. E., Corte, A. P. D., Debastiani, A. B., Kazama, V. S., & Sanquetta, C. R. (2018). Use of LiDAR data in the estimate of biophysical variables in the Amazon, under different spatial resolutions. *Nativa: Pesquisas Agrárias e Ambientais*, 6(Especial).

Rex, F. E., Corte, A. P. D., Machado, S. D. A., Silva, C. A., & Sanquetta, C. R. (2019). Estimating Above-Ground Biomass of *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze Using LiDAR Data. *Floresta e Ambiente*, 26(4).

Rex, F. E., Dalla Corte, A. P., Machado, S. A., & Sanquetta, C. R. (2018). Identificação e extração de copas de *Araucaria angustifolia* (Bertol.) Kuntze a partir de dados lidar. *Advances in Forestry Science*, 5(2), 319-323.

Salamí, E., Barrado, C., & Pastor, E. (2014). UAV flight experiments applied to the remote sensing of vegetated areas. *Remote Sensing*, 6(11), 11051-11081.

Sanchez-Azofeifa, A., Antonio Guzmán, J., Campos, C. A., Castro, S., Garcia-Millan, V., Nightingale, J., & Rankine, C. (2017). Twenty-first century remote sensing technologies are revolutionizing the study of tropical forests. *Biotropica*, 49(5), 604-619.

Sandino, J., Pegg, G., Gonzalez, F., & Smith, G. (2018). Aerial mapping of forests affected by pathogens using UAVs, hyperspectral sensors, and artificial intelligence. *Sensors*, 18(4), 944.

Silva, C. A., Klauberg, C., Hudak, A. T., Vierling, L. A., Liesenberg, V., Bennett, L. G., ... & Schoeninger, E. R. (2018). Estimating Stand Height and Tree Density in Pinus taeda plantations using in-situ data, airborne LiDAR and k-Nearest Neighbor Imputation. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 90(1), 295-309.

Silva, E. Veículos aéreos não tripulados: panorama atual e perspectivas para o monitoramento de atividades ilícitas na Amazônia. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 16, 2013, Foz do Iguaçu, Anais... São José dos Campos: INPE: 2013.

Silva, I. L. G., Silva, C. A., Klauberg, C., & de Mello, J. M. (2017). Detecção de árvores individuais em área florestal mista de coníferas por meio de dados LiDAR aerotransportando. *Advances in Forestry Science*, 4(2), 107-112.

SPRING. Manual do Spring: Tutorial de Geoprocessamento/Introdução ao Sensoriamento Remoto. Disponível em: http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/tutorial/introducao_sen.html. Acessado em: 08 JAN. 2020.

Soares, P., Firmino, P., Tomé, M., Campagnolo, M., Oliveira, J., Oliveira, B., ... & Câmara, F. (2015, October). A utilização de Veículos Aéreos Não Tripulados no inventário florestal—o caso do montado de sobro. In Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia-CNCG (Vol. 8, pp. 1-8).

Tang, H., & Li, Z. L. (2013). Quantitative remote sensing in thermal infrared: theory and applications. Springer Science & Business Media.

Tang, L., & Shao, G. (2015). Drone remote sensing for forestry research and practices. *Journal of Forestry Research*, 26(4), 791-797.

Thomson, S.J.; Ouellet-Plamondon, C.M.; DeFauw, S.L.; Huang, Y.; Fisher, D.K.; English, P.J. Potential and challenges in use of thermal imaging for humid region irrigation system management. *J. Agr. Sci.* 2012, 4, 103–116.

Tian, J., Wang, L., Li, X., Gong, H., Shi, C., Zhong, R., & Liu, X. (2017). Comparison of UAV and WorldView-2 imagery for mapping leaf area index of mangrove forest. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 61, 22–31.

Torresan, C., Berton, A., Carotenuto, F., Di Gennaro, S. F., Gioli, B., Matese, A., ... Wallace, L. (2016). Forestry applications of UAVs in Europe: a review. *International Journal of Remote Sensing*, 38(8-10), 2427–2447.

Turner, D., Lucieer, A., & Watson, C. (2012). An automated technique for generating georectified mosaics from ultra-high resolution unmanned aerial vehicle (UAV) imagery, based on structure from motion (SfM) point clouds. *Remote sensing*, 4(5), 1392-1410. LiDAR data in Ginkgo plantations. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, 146, 465-482.

Vivoni, E. R., Rango, A., Anderson, C. A., Pierini, N. A., Schreiner-McGraw, A. P., Saripalli, S., & Laliberte, A. S. (2014). Ecohydrology with unmanned aerial vehicles. *Ecosphere*, 5(10), 1-14.

Wallerman, J., & Holmgren, J. (2007). Estimating field-plot data of forest stands using airborne laser scanning and SPOT HRG data. *Remote Sensing of Environment*, 110(4), 501-508.

Warner, T. A., & Cracknell, A. P. (2017). Unmanned aerial vehicles for environmental applications. *Int. J. Remote Sens*, 38, 2029-2036.

Watts, A. C., Ambrosia, V. G., & Hinkley, E. A. (2012). Unmanned aircraft systems in remote sensing and scientific research: Classification and considerations of use. *Remote Sensing*, 4(6), 1671-1692.

Webber, H., Ewert, F., Kimball, B. A., Siebert, S., White, J. W., Wall, G. W., ... & Gaiser, T. (2016). Simulating canopy temperature for modelling heat stress in cereals. *Environmental modelling & software*, 77, 143-155.

WENG, Q.; FU, P.; GAO, F. Generating daily land surface temperature at Landsat resolution by fusing Landsat and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 145, p. 55–67, 2014

Wing, M. G., Burnett, J., Sessions, J., Brungardt, J., Cordell, V., Dobler, D., & Wilson, D. (2013). Eyes in the sky: Remote sensing technology development using small unmanned aircraft systems. *Journal of forestry*, 111(5), 341-347.

Zanetti, J., Junior, J. G., & dos Santos, A. D. P. (2017). INFLUÊNCIA DO NÚMERO E DISTRIBUIÇÃO DE PONTOS DE CONTROLE EM ORTOFOTOS GERADAS A PARTIR DE UM LEVANTAMENTO POR VANT. *Revista Brasileira de Cartografia*, 69(2).

Zarco-Tejada, P. J., V. González-Dugo, L. E. Williams, L. Suárez, J. A. J. Berni, D. Goldhamer, and E. Fereres. 2013. "A PRI-Based Water Stress Index Combining Structural and Chlorophyll Effects: Assessment Using Diurnal Narrow-Band Airborne Imagery and the CWSI Thermal Index." *Remote Sensing of Environment*. 138: 38–50.

Zarco-Tejada, P. J., V. González-Dugo, L. E. Williams, L. Suárez, J. A. J. Berni, D. Goldhamer, and E. Fereres. 2013. "A PRI-Based Water Stress Index Combining Structural and Chlorophyll Effects: Assessment Using Diurnal Narrow-Band Airborne Imagery and the CWSI Thermal Index." *Remote Sensing of Environment* 138: 38–50.

Zarco-Tejada, P.J.; Morales, A.; Testi, L.; Villalobos, F.J. Spatio-temporal patterns of chlorophyll fluorescence and physiological and structural indices acquired from hyperspectral imagery as compared with carbon fluxes measured with eddy covariance. *Remote Sens. Environ.* 2013, 133, 102–115.

Zhou, G., Ambrosia, V., Gasiewski, A. J., & Bland, G. (2009). Foreword to the special issue on unmanned airborne vehicle (UAV) sensing systems for earth observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(3), 687-689.

Zolkos, S. G., Goetz, S. J., & Dubayah, R. (2013). A meta-analysis of terrestrial aboveground biomass estimation using lidar remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 128, 289-298.

Capítulo 8

OS LITOTIPOS CRISTALINOS DA CIDADE DE SALVADOR, BAHIA: ESTÁGIO ATUAL DO CONHECIMENTO.

[DOI: 10.37423/200400611](https://doi.org/10.37423/200400611)

Jailma Santos de Souza de Oliveira

jailmasouza@gmail.com,

Daniella Costa do Nascimento

daniellacostanasc@gmail.com

Daniela Leal Rodrigues

daniellalleal@gmail.com,

Johildo Salomão Figueiredo Barbosa

johildo.barbosa@gmail.com

Resumo: A Região Metropolitana de Salvador está situada, geologicamente, nas proximidades da confluência entre o Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, de orientação aproximada N30°- N45°, e o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, de orientação N-S. Estas unidades geotectônicas encontram-se inseridas no arcabouço do Cráton São Francisco. Visando contribuir com o conhecimento da evolução geotectônica da área em foco, foram realizados diversos estudos buscando permitir uma visão mais detalhada dos litotipos ígneos e metamórficos e das estruturas deformacionais.

Esse trabalho é uma tentativa de integrar e entender o significado tectônico dessas unidades e verificar/propor possíveis correlações regionais. Os litotipos cristalinos identificados petrograficamente correspondem a: (i) rochas metamórficas ortoderivadas correspondentes granulitos alumino-magnesianos associados aos granitos granatíferos, granulitos quartzo-feldspáticos com lentes de quartzitos com granada e ortopiroxênio e de granulitos cálcio-magnesianos, (ii) rochas ortoderivadas como encaves máficos e ultramáficos granulitizados (boudinados), granulitos charnoenderbíticos, granulitos monzocharnockíticos e granulitos quartzo-monzodioríticos, e (iii) rochas intrusivas parcialmente deformadas compostas de metamonzo-sienogranitos e diques máficos deformados; e rochas intrusivas não deformadas constituída por monzo-sienogranitos, diques máficos e o granitóide de Itapuã. A litogeoquímica mostrou que os granulitos ortoderivados se originaram a partir de magma cálcio-alcálico, ricos em potássio. Quanto aos elementos traços, os padrões de ETR são relativamente distintos, apresentando um forte fracionamento entre os ERTL em relação aos ETRP, característicos de magmas cálcio-alcálicos. Os dados geoquímicos dos monzo-sienogranitos permitiram classificá-los como subalcalinos e peraluminosos, destacando-se que estes litotipos são enriquecidos em ETR Leves e com forte anomalia negativa de Eu. Nos diagramas de ambiência tectônica os monzo-sienogranitos estão dispostos no campo dos granitos pós-colisionais, exibindo valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (-6,08). A idade U-Pb zircão (LA-ICPMS) de 2064 ± 36 Ma é similar às idades U-Pb (SHRIMP) e Pb-Pb (evaporação) para os granitos tardi-tectônicos do Cinturão Itabuna Salvador Curaçá.

Com base na análise estrutural foi possível identificar três fases de deformação dúctil (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}), finitas e progressivas, associadas à orogenia Paleoproterozoica, caracterizadas por uma foliação (S_n) paralela ao bandamento gnáissico subhorizontal e lineações de estiramento mineral (L_{xn}) dip-slip, que foram transpostas, em zonas de high strain, por zonas de cisalhamento associada à foliação milonítica (S_{n+1}) subvertical, de cinemática ora dextral ora sinistral, e lineação de estiramento mineral (L_{xn+1}) tipo strike-slip e, a colocação de corpos sienograníticos. Todo o conjunto é cortado por zonas de cisalhamento dextrais (S_{n+2}), com trends NNW-SSE, lineações de estiramento mineral (L_{xn+2}) dip-slip, e por sistema de fraturas onde se alojaram os diques máficos e monzo-sienograníticos. As deformações rúpteis geradas durante a tafrogênese Cretácea correspondem aos sistemas paralelos ao Sistema de Falha de Salvador e as Falhas transferentes da Bacia do Recôncavo. Os estudos termobarométricos mostraram que para a fase de deformação D_n , condições de pressões (P) ~ 8.6 kbar e temperaturas (T) ficaram em torno de 830°C . As idades U-Pb obtidas em zircões metamórficos

encontrados nas rochas granulíticas com valores em torno de 2,1 Ga, indicam que esta fase deformacional é contemporânea com o metamorfismo de alto grau que afetou as rochas em foco. Para a fase Dn+1 são estimadas condições de P-T de 7.5 kbar e 780°C respectivamente, e idade (U-Th em monazitas) aproximada de 2.06 Ga, simultânea com a colocação dos corpos e veios monzonograníticos de Salvador. Os resultados alcançados nesta pesquisa ampliam o conhecimento geológico do Cinturão Salvador-Esplanada, visto que se conseguiu integrar informações contidas em diversos trabalhos e, sobretudo, fornecendo subsídios importantes para a correlação entre a evolução tectônica deste Cinturão e o Orógeno Itabuna Salvador Curaçá, elemento importante da história geodinâmica do Cráton do São Francisco.

INTRODUÇÃO

Situando-se entre a Bacia do Recôncavo e a Margem Costeira Atlântica, segundo a direção NE-SW, as rochas que afloram na Região Metropolitana de Salvador (RMS) representam a porção sul do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (CSEB) (Barbosa & Dominguez 1996, Oliveira 2014) (Figura 1). Segundo Barbosa et al. (2005) e Souza (2013), as rochas em tela estão relacionadas ao metamorfismo de médio a alto grau (anfíbolito e granulito) em condições de pressão e temperatura associadas ao metamorfismo regional, sendo resultado da colisão ocorrida no período Riáciano/Orosiriano, dos quatro segmentos crustais que compõem a porção setentrional do Cráton do São Francisco (Figura 1). Os principais afloramentos mapeados estão situados na orla marítima da cidade, por conta da alta densidade de construções civis, e por consequência, os trabalhos petrológicos/deformacionais também são limitados à margem costeira.

Embora, existam diversas publicações, dentre elas Barbosa et al. (2005), Corrêa-Gomes et al. (2005), Souza et al. (2010) e Souza-Oliveira et al. (2014), que contribuam com o conhecimento geológico da área em foco, ainda faz-se necessária a integração de todos os aspectos que têm sido discutidos ao longo destes trabalhos acadêmicos. Este trabalho tem por objetivo integrar os principais dados petrográficos, estruturais, litogeoquímicos e geocronológicos de Salvador.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton do São Francisco (Almeida 1977) corresponde a uma entidade geotectônica construída durante o ciclo orogênico Paleoproterozoico (Figura 1). Este evento promoveu a amalgamação de blocos arqueanos na parte setentrional do Cráton do São Francisco, que foram identificados por Barbosa & Sabaté (2002, 2004) como blocos Gavião (BG), Serrinha (BS), Jequié (BJ) e Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC). Nos estudos conduzidos por Oliveira et al. (2002, 2004a, b, 2010) foi proposto a existência do Bloco Uauá, que anteriormente estava inserido no contexto do BS por Barbosa & Sabaté *op. cit.* A colisão desses blocos estruturou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), compartimentando-o nos cinturões Itabuna- Salvador-Curaçá (CISC) e Salvador-Esplanada-Boquim (CSEB).

O segmento sul do OISC compreende o resultado final da colisão entre o maciço do Gabão e o microcontinente Jequié, segundo Barbosa (1990), Figueiredo & Barbosa (1993), Barbosa (1997) e Barbosa et al. (2003). Esta colisão gerou a sobreposição do Orógeno Itabuna- Salvador-Curaçá sobre o

Bloco Jequié e ambos sobre o Bloco Gavião através de diversas falhas de empurrão e falhas transcorrentes (Barbosa & Sabaté 2002, 2004). Barbosa et al.

(2003) subdividiu a porção meridional do OISC em três domínios litológicos e estruturais, de idade Arqueana: Bloco Jequié, Banda de Ipiaú e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá.

Na porção oeste do Bloco Jequié, ocorrem rochas granulíticas orto e paraderivadas (3,2 - 2,9 Ga); rochas enderbíticas, charnoenderbíticas e charnockíticas (2,8 - 2,7 Ga), de assinatura geoquímica cálcio-alcálica, com valores altos a intermediários de potássio, além de intrusões de granitos e granodioritos associados a encaves de rochas gabróicas. A porção leste do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá é constituída de metatonalitos-metatrondhjemitos (2,6 - 2,5 Ga), cálcio-alcálicos de baixo potássio; gabros/basaltos; e intrusões de rochas monzoníticas e monzodioríticas (2,4 Ga), de afinidade shoshonítica. A porção central, correspondente a uma faixa estreita de gnaisses (Banda de Ipiaú), é composta de intercalações de bandas de anfíbolitos e gnaisses félsicos em fácies anfíbolito, associados a corpos graníticos (Barbosa et al. 2012).

De acordo com dados geológicos, geocronológicos e isotópicos foi possível montar a história evolutiva desse segmento sul (Barbosa 1990, Figueiredo & Barbosa 1993, Barbosa 1997 e Barbosa & Sabaté 2002, 2004, Barbosa et al. 2003), segundo a seguinte ordem de eventos: (i) No período de 2,6 - 2,4 Ga houve a geração de um arco magmático (Barbosa 1990, Barbosa & Sabaté 2004) ou margem continental ativa (Figueiredo 1989). Seguido pela intrusão de rochas monzoníticas e monzodioríticas (2,4 - 2,2 Ga), de afinidade shoshonítica. (ii) Entre 2,0 e 1,9 Ga houve a colisão continente-continente, seguido da formação de um cinturão montanhoso (Barbosa & Sabaté 2002) e o metamorfismo regional em fácies granulito, associado a um espessamento crustal (Barbosa et al. 2012). (iii) No pico do metamorfismo ocorreu a geração de leucocharnockitos anatéticos, paraderivados, e de charnockitos. Nos blocos Itabuna- Salvador-Curaçá e Bloco Jequié, a partir de rochas paraderivadas granulitizadas, foi possível aferir condições de temperatura (830° - 850° C) e pressão (5 - 7 kbar) do metamorfismo regional (Barbosa & Sabaté 2002, Barbosa et al. 2012). Em relação à tectônica associada a colisão Paleoproterozóica, foram registrados ao menos dois eventos deformacionais progressivos, sendo estes: o evento F1, referente a uma tectônica compressional e o evento F2, correspondente a uma tectônica transcorrente sinistral, que evoluiu até a transposição das estruturas geradas por ambas as fases de deformação (Barbosa et al. 2003).

Segundo Oliveira et al. (2004, 2010) as unidades que compõem a porção norte do orógeno são: Bloco Gavião, Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, Bloco Serrinha e Bloco Uauá. A porção oriental do Bloco Gavião é composta por rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo Mairi; rochas do Grupo Jacobina; sequência vulcanossedimentar do Greenstone Belt de Mundo Novo (Mascarenhas & Silva 1994) de idade 3305 ± 9 Ma, por U-Pb SHRIMP em zircões (Peucat et al. 2002); e rochas metassedimentares do Complexo Saúde (Barbosa et al. 2012). Na porção central, correspondente ao BISC, estão às rochas metassedimentares do Complexo Tanque Novo-Ipirá; rochas do Complexo Caraíba, de idades entre 2,69 - 2,58 Ga, U-Pb SHRIMP (Silva et al. 1997) e o Complexo máfico e ultramáfico São José do Jacuípe (Barbosa et al. 2012). No Bloco Serrinha ocorrem xistos/gnaisses e anfibolitos intercalados com gnaisses e migmatitos do embasamento na Faixa Caldeirão, com zircões detríticos de idades entre 3204 - 3051 Ma de cristalização e 2076 ± 10 Ma de metamorfismo (Oliveira et al. 2002, Mello et al. 2006); a sequência vulcanossedimentar do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (2200 - 2127 Ma); e as rochas do embasamento do Complexo Santa Luz, com ortognaisses datados em 3085 - 2983 Ma (Oliveira et al. 2010). Por sua vez, no Bloco Uauá ocorrem ortognaisses, migmatitos, granitóides, rochas básicas e ultrabásicas subordinadas, do Complexo Uauá (3,2 - 2,9 Ga, U-Pb em zircão) (Paixão & Oliveira 1998; Oliveira et al.

2002a, B; Mello et al. 2006; Rios et al. 2009); rochas ortoderivadas do Complexo Lagoa da Vaca com idade de 3161 ± 65 Ma em rocha total (Paixão & Oliveira 1998); e o Greenstone Belt do Rio Capim (2148 - 2126 Ma, U-Pb SHRIMP) (Mello et al. 2000, Oliveira et al. 1998, 2004).

Os dados geocronológicos e geológicos do segmento norte do OISC sugerem uma evolução marcada por acreções de crosta oceânica e/ou arcos de ilhas, associadas à formação de Greenstone Belts. Segundo Oliveira et al. 2004, os migmatitos e TTG de Retirolândia-Santa Luz, os granulitos do vale do Rio Itapicuru, de idades entre 3,08 - 2,98 Ga, por U-Pb SHRIMP, e o Complexo Caraíba estão relacionados a ambiente de margens continentais ativas, tipo andina. As idades apresentadas por Silva et al. (1997) para o Complexo Caraíba (2,69 - 2,58 Ga) são similares as idades do arco magmático do segmento sul do OISC (2,6 - 2,4 Ga) descrito por Barbosa (1990) e Barbosa & Sabaté (2004), com isso infere-se que ambos os cinturões granulíticos fazem parte de um único cinturão (Oliveira et al. 2010).

O Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (CSEB) corresponde ao segmento oriental do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Dominguez, 1996). Esse cinturão está orientado segundo direção N045°, estendendo-se desde a cidade de Salvador (BA) até a cidade de Boquim (SE) (Figura 1). De

acordo com Barbosa et al (2005), a porção leste do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim é recoberta pelos depósitos terciário da Formação Barreiras e por sedimentos quaternários, e na parte oeste pelos sedimentos da Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 1).

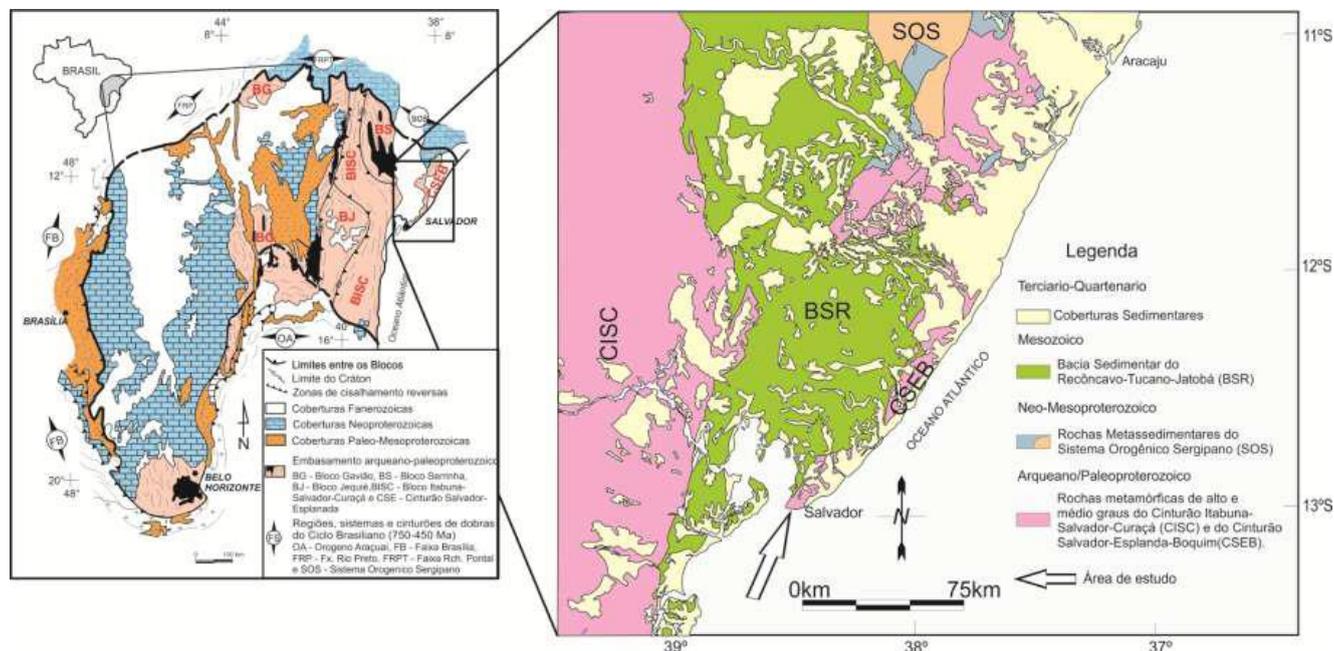


Figura 1 - Cráton São Francisco com os principais compartimentos tectônicos do seu embasamento e as faixas brasileiras (adaptado de Alkmim et al. 1993) e mapa geológico simplificado da região onde se localiza a cidade de Salvador, evidenciando as principais unidades tectônicas (adaptado de Dalton de Souza et al. 2003).

Este cinturão é composto por rochas metamórficas que, em sua maioria, estão reequilibradas na fácies granulito, representadas por unidades ácidas e intermediárias, bandas de granulitos máficos, granulitos aluminosos e quartzitos (Fujimori & Allard 1966, Fujimori 1988, Tanner de Oliveira 1970, Jesus 1978, Tanner de Oliveira & Conceição 1982, Barbosa et al. 2018).

Essas rochas encontram-se cortadas por diques máficos (Mestrinho et al. 1988, Moraes Brito 1992, Corrêa-Gomes et al. 1996) e por corpos tabulares graníticos (Celino & Conceição 1983, Celino et al. 1984, Souza-Oliveira et al 2014).

A caracterização petrográfica, litogeoquímica e geocronológica foi publicada recentemente por Barbosa et al. 2018, acerca dos granulitos que compõem a porção centro-norte do CSEB. Estes autores identificaram rochas tholeíticas e cálcio-alcalinas de médio a alto potássio até shoshoníticas, que podem estar ligadas a zonas de subducção e arcos vulcânicos, sendo essas: enderbitos, charnockito de

composição monzogranítica e charnoenderbítica. Os granulitos máficos registram uma afinidade tholeítica, tipo island-arc tholeiite (IAT). Estes membros granulíticos encontram-se cortados por diques dacíticos-riolíticos orosirianos (Barbosa et al.

2018). Ainda com base nesse estudo, foram sugeridas idades entre 2087 - 2073 Ma para o metamorfismo regional, e o preenchimento de falhas e fraturas por enxames de diques em torno de 2015 ± 12 Ma. Enquanto que os dados litogeoquímicos indicam características compatíveis com ambiente de arco vulcânico, que foi envolvido na colisão Paleoproterozoica com o Bloco Serrinha.

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Baseado na tectônica extensional fanerozoica relacionada com a abertura do oceano Atlântico Sul, Barbosa e Dominguez (1996) individualizaram a cidade de Salvador em três domínios geológicos: (i) Alto de Salvador: limitado a oeste pelo sistema de falhas de Salvador e a leste pela falha do Jardim de Alah, é representado por um horst de rochas metamórficas de alto grau, orto e paraderivadas, intrudidas por corpos e veios monzo-sienograníticos e diques diabásicos, deformados e indeformados (Barbosa et al. 2005). (ii) Bacia Sedimentar do Recôncavo, a qual faz parte de um sistema maior denominado Recôncavo-Tucano-Jatobá, é limitado a oeste pela falha de Maragogipe, a leste, pelo sistema de falhas de Salvador, a norte pelo Alto de Aporá, e a sul pelo sistema de falhas da Barra. Essa foi preenchida por sedimentos terrígenos e siliciclásticos, durante o mesozoico-cenozoico e na área de estudo afloram as sequências da fase sin-rift, correspondente às formações Maracangalha, Marfim, Pojuca, São Sebastião e Salvador. (iii) Margem Costeira Atlântica: compreende sedimentos areno-argilosos do Grupo Barreiras, de idade terciária, e coberturas do Quaternário, correspondente às areias litorâneas, os depósitos fluviais areno-argilosos, conglomeráticos.

As rochas cristalinas do Alto de Salvador foram estudadas em detalhe por diversos autores, e.g. Jesus (1978), Corrêa Gomes et al. (1996), Barbosa et al. (2005), Souza (2008, 2009 e 2013), Abrahão Filho (2009), Souza e Souza (2010), Oliveira (2010), Souza et al. (2010), Alves (2013), Carrilho (2013), Alem-Marinho (2013), Mendonça (2014) e Santos (2017), Leal Rodrigues (2017). Estes identificaram, ao longo destes estudos, rochas metamórficas paraderivadas correspondentes granulitos aluminomagnesianos associados aos granitos granatíferos, e granulitos quartzo-feldspáticos com lentes de quartzitos com granada e ortopiroxênio e de granulitos cálcio-magnesianos, e rochas ortoderivadas como encraves máficos e ultramáficos granulitizados (boudinados), granulitos charnoenderbíticos, granulitos monzocharnockíticos e granulitos quartzo-monzodioríticos (Figura 2).

Os primeiros estudos voltados para a definição da gênese das rochas cristalinas, metamorfizadas em médio e alto grau de Salvador foram realizados por Fujimori & Allard (1966), Fujimori (1968), Fujimori & Fyfe (1984). Estes autores desenvolveram trabalhos nas redondezas do Farol da Barra, onde estudaram os granulitos com granadas, almandíferas, chegando à conclusão que o protólito das rochas estudadas poderiam ter sido um solo residual pré-cambriano. Contudo Barbosa et al. (2005) considerou que estes mesmo granulitos são restitos de fusão de pelitos associados a granitos com granada.

Quanto aos ortoderivados charnoenderbiticos, Barbosa et al. 2005 e Souza et al. 2010 afirmam que estes se originaram de magma cálcio-alcálico, sendo estes ricos em K₂O e os encraves máficos e ultramáficos podem ser derivados de magma transicional tholeítico/cálcioalcálico.

Diante dos dados geocronológicos apresentados por Souza (2013), os protólitos das rochas granulíticas encontradas nos afloramentos do Farol da Barra e Morro do Cristo apresentam dois conjuntos de idades U-Pb zircão, sendo um com idades de 2,4 Ga e outro de idades entre 2,1 e 2,2 Ga. Isso pode indicar a origem sedimentar de seus protólitos, sendo assim, estes cristais de zircão seriam provenientes da erosão de diversas fontes ortoderivadas. O material erodido possivelmente foi depositado em pequenas bacias junto aos sedimentos pelíticos. Isso justifica a presença dos minerais aluminosos, comuns nestas rochas paraderivadas (Souza 2013).

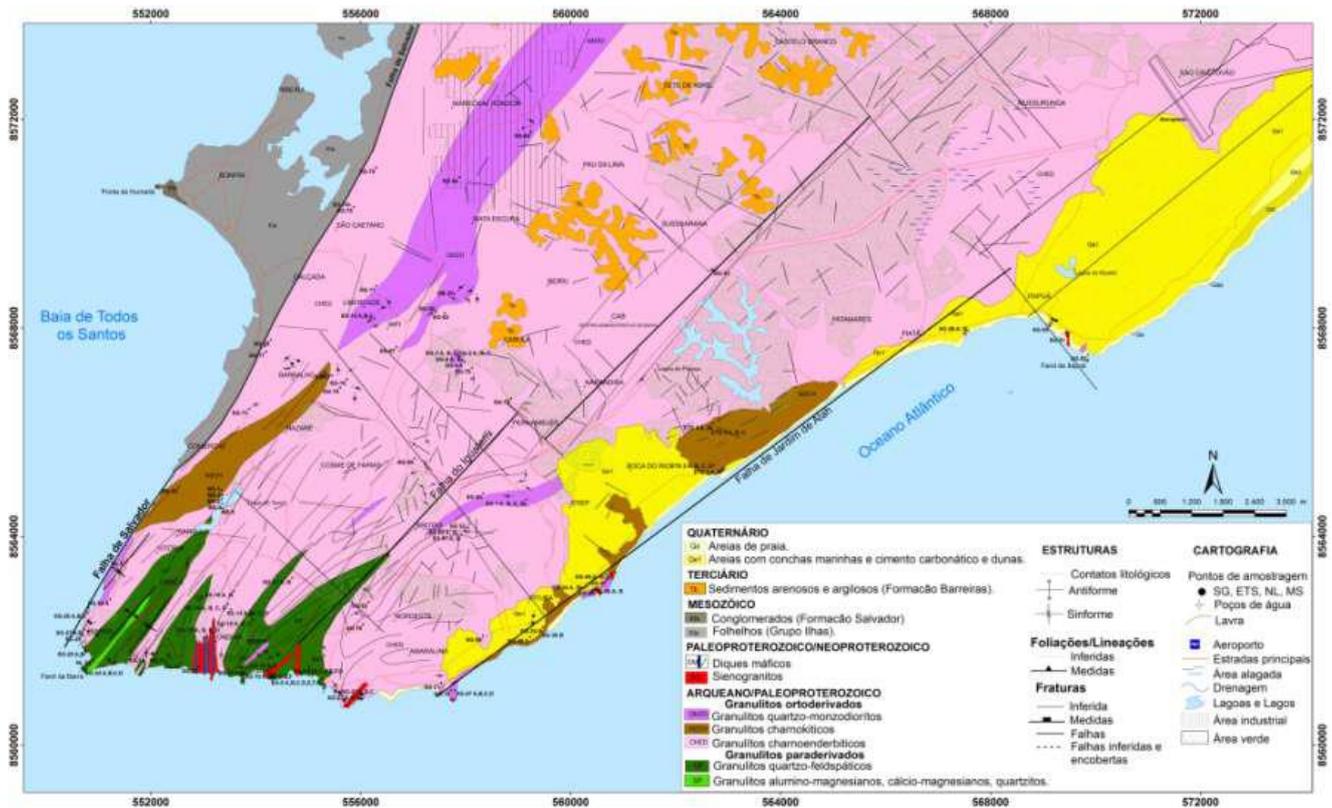


Figura 2 – Mapa geológico da Cidade de Salvador (Nascimento 2019).

Em sequencia, serão apresentados os principais resultados contidos nos diversos trabalhos realizados as rochas granulíticas de Salvador.

RESULTADOS PETROGRÁFICOS

Granulitos Paraderivados – As rochas granulíticas paraderivadas ocorrem, geralmente, encaixadas por granulitos ortoderivados, sob a forma de lentes ou camadas intercaladas (Barbosa et al. 2005). Segundo Souza (2013), esses granulitos ocorrem como boudins métricos a decamétricos orientados segundo a direção NE-SW. Petrograficamente são subdivididos em: (i) granulitos aluminomagnesianos associados aos granitos granatíferos, e (ii) granulitos quartzo-feldspáticos com lentes de quartzitos com granada e ortopiroxênio e de granulitos cálcio-magnesianos (Tabela 1) (Fujimori & Allard 1966, Fujimori 1968, Barbosa et al. 2005, Souza 2013, Leal Rodrigues 2017). A composição dessa unidade nos diversos afloramentos em Salvador é apresentada na tabela 1.

Granulitos aluminomagnesianos – Seus afloramentos tipo são encontrados nas praias do Farol da Barra e da Paciência (Figura 2). No Farol da Barra, ocorrem sob a forma de lentes ou camadas, encontram-se bandados e configurando mega boudins decamétricos ressaltados na topografia local e,

por vezes, intercalados com granitos granatíferos (Barbosa et al. 2005, Souza 2013). Esta unidade é caracterizada por estruturas como foliação milonítica e a lineação de estiramento mineral marcada pelo quartzo e feldspato (Figura 3a). Estas rochas apresentam cor cinza escuro, em geral, granulometria fina a média, porfiroblastos de granada são comuns. A granada é xenoblástica e apresenta inclusões de espinélio, opacos, quartzo, e por vezes sillimanita e cordierita. A sillimanita é subidioblástica, alongada. O espinélio ocorre ora incluso em granada, ora formando agregados com cordierita, sillimanita e opacos. A hornblenda, interpretada como produto do retrometamorfismo (Alves 2013), está associada às bordas de reação nos clinopiroxênios subidioblásticos subparalelos à foliação principal (S_n). A mesopertita / plagioclásio antipertítico, por vezes apresenta microestrutura mimerquítica.

Enquanto que as biotitas formam placas paralelas à foliação S_{n+1} ou perpendicular à foliação principal (Barbosa et al. 2005, Souza e Souza 2010, Souza 2013).

Os observados na Praia da Paciência ocorrem sob a forma de lentes encaixadas nos granulitos quartzo-feldspáticos e diferem dos outros metamorfitos de Salvador, pela presença de ortopiroxênio e safirina em simplectitos em uma de suas litofácies (Fujimori & Allard 1966, Fujimori 1968). Leal Rodrigues (2017) identificou duas litofácies distintas, sendo uma com safirina e outra sem safirina.

Tabela 1 - Composição modal das rochas granulíticas paraderivadas de Salvador.

Rocha	Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Secundários	Autores
Granulito alumino-magnésiano	Mp (35%); Qtz (20%); Grt (15%); Crd (10%); Cpx (7%); Pl (5%); Sil (5%); Bt (2%)	Op	Bt	Souza e Souza 2010
	Mp (30%); Qtz (10-20%); Grt (10%); Cpx (7%); Sil (5%); Pl (5%); Crd (5%); Bt (3%)	Spl; Op	Bt, Hbl	Souza 2008
	Bt (35-38%); Opx (18-35%); Sf (15-16%); Crd (3-14%); Spl (3-10%); Grt (2-4%); Pl (1-5%)	Op; Ap; Zr	Anf; Crd; Bt; Chl; Spl	Leal Rodrigues 2017
	Mp (29-31%); Qtz (20-23%); Grt (10-14%); Px (7-8%); Pl (12-15%)	Op; Crd	Bt, Hbl	Alves 2013
Granulito quartzo-feldspático	Pl (35-50%); Hy (7-23%); Di (0-12%); Qtz (15-25%); Bt (5-15%)	Op; Ap; Zr	Bt	Souza e Souza 2010
	Pl (39-58%); Qtz (20-30%); Opx (8-18%); Cpx (6-17%); Bt (5-10%)	Op; Zr; Ap	Bt	Souza 2009, Souza <i>et al.</i> 2010
	Pl (50-58%); Qtz (15-20%); Opx (5-15%); Cpx (13-20%); Bt (2-3%)	Op; Zr; Ap	Bt	Oliveira 2010
	Pl (35-40%); Qtz (25-35%); Cpx (30%); Bt (5%)	Op; Ap; Zr	Bt	Santos 2017
	Pl (20-40%); Qtz (12-32%); Opx (6-24%); Cpx (10-20%); Bt (1-18%); Mp (4-6%); Mc (1-3%)	Op; Grt; Hbl; Ap; Zr; Chl; Ep; Mo	Bt, Hbl; Chl	Leal Rodrigues 2017

Abreviação: Hy - hiperstênio; Di - diopsídio; Mc - microclina; Mp - mesopertita; Ep - epidoto; Qtz - quartzo; Grt - granada; Sil - sillimanita; Spl - espinélio; Sf - safirina; Anf - anfibólio; Px - piroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Opx - ortopiroxênio; Pl - plagioclásio; Bt - biotita; Chl - clorita; Hbl - hornblenda; Op - opaco; Ap - apatita; Zr - zircão; Mo - monazita.

A litofácies com safirina apresenta cor cinza azulada, granulometria média a grossa e, além do citado mineral, tem-se presença de ortopiroxênio marrom-rosado com alto teor de alumínio (5,95 e 6,89%) e biotita vermelha (Fujimori & Allard 1966, Fujimori 1968). Os cristais de biotita são xenoblásticos a idioblásticos, com contatos curvos a retos com os demais minerais.

São observadas bordas de reação do ortopiroxênio com granada para biotita. A safirina exibe bordas de reação com a granada para biotita e cordierita. A granada apresenta bordas de reação com ortopiroxênio para biotita e anfibólio e, com safirina para biotita e cordierita. Os anfibólios por vezes são substituídos pela biotita, e substituem os ortopiroxênios e a safirina.

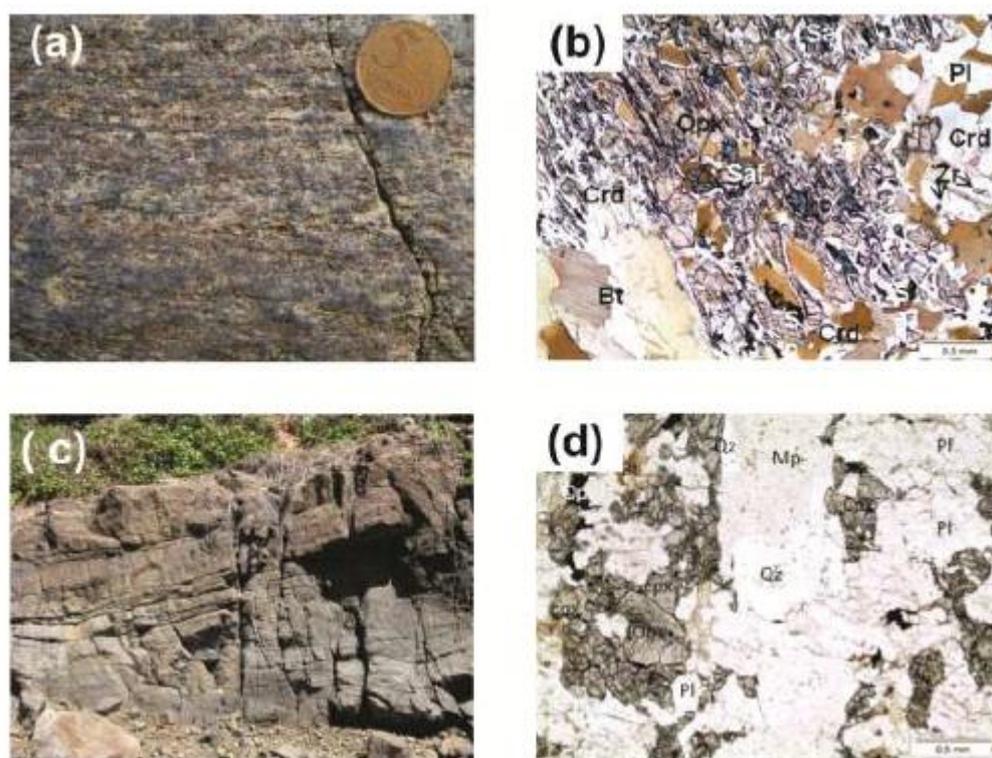
Simplectitos de ortopiroxênio e safirina podem ser observados nestes granulitos (Figura 3b) (Leal Rodrigues 2017). Associados aos granulitos alumino-magnesianos ocorrem granitos com granadas, neossomáticos. Estes granitos são de cor rosa, granulometria média a grossa, compreendendo bandas claras de espessuras que variam de 5cm a 2m, compostos por quartzo e granada, exibindo uma foliação (Barbosa et al. 2005). De acordo com a análise realizada por Souza e Souza (2010), estes granitos apresentam configuram boudins intercalados com os granulitos paraderivados, além de microestruturas sin-tectônicas à fase Dn, marcada por: ribbon, presença de fitas de quartzo estirado e mesopertitas envolvendo porfiroclastos de granada, orientadas e recristalizadas paralelas à foliação milonítica (Sn) Granulitos quartzo-feldspático – Esses litotipos correspondem aos granulitos tonalíticos, de origem ortoderivada, descritos por Barbosa et al. 2005 e Souza et al. 2010. Porém, estudos geocronológicos realizados por Souza (2013) indicaram que as idades de U-Pb zircão variavam entre 2.4 e 2.1 Ga, sugerindo um protólito de origem sedimentar mineralogicamente imatura.

Este granulito geralmente ocorre como rocha encaixante dos alumino-magnesianos nos afloramentos das Praias do Farol da Barra e Paciência, por vezes, os contatos com as demais unidades ocorrem em zonas de cisalhamento (Figura 2). Quanto às características em escala de afloramento, apresenta cor cinza, variando em tons mais claros e escuros de cinza, verde e vermelho. A granulometria varia de média a fina. As estruturas observadas são uma foliação milonítica paralela ao bandamento gnáissico, dobras intrafoliais, uma lineação estiramento mineral marcada pela orientação preferencial do quartzo e plagioclásio. Os encraves máficos e ultramáficos estão comumente associados a esta unidade sob a forma de boudins, assim como intrusões de veios e diques graníticos e diabásicos (Figura 3c) (Barbosa et al. 2005, Souza et al. 2010, Souza 2013).

Os estudos petrográficos mostram que este litotipo é composto principalmente por plagioclásio, quartzo, piroxênio e biotita (Tabela 1). Apresentam textura xenoblástica a granoblástica, às vezes, poligonal. Os cristais de plagioclásio são xenoblásticos a subidioblásticos, por vezes, sericitizados, sem geminação e apresentando textura mimerquítica. O quartzo também é xenoblástico a subidioblástico, apresentando extinção ondulante e forte estiramento. Os piroxênios são subidioblásticos, fraturados e, por vezes, apresentam bordas de reação retrometamórfica formando biotita xenomórfica. Os minerais opacos, em geral magnetita, são frequentes e podem, em algumas amostras, alcançar até 4% da composição modal. O feldspato potássico e/ou mesopertita, quando presentes, pode atingir até 5%. (Figura 3d) (Souza 2009, Souza et al. 2010).

No afloramento da praia da Paciência os granulitos quartzo-feldspáticos a análise petrográfica revelou uma litofácies distinta que possui uma composição modal similar aos demais afloramentos, porém inclui a granada, hornblenda, apatita-zircão-clorita-epídoto-monazita como minerais acessórios (Leal Rodrigues 2017).

Figura 3 – Aspecto macro e microscópico dos granulitos paraderivados na área estudada: (a) granulito alumino-magnesiano na praia da Paciência; (b) fotomicrografia da paragênese do granulito aluminomagnesiano com safirina; (c) granulito quartzo-feldspático na praia do Morro do Cristo; (d) fotomicrografia da paragênese do granulitos quartzo-feldspático sem granada.



Os quartzitos com granada ocorrem no Farol da Barra associados aos granulitos quartzofeldspáticos, sob a forma de camadas com espessuras de 0,5 a 1m, encontram-se especialmente dispersos. Apresenta cor cinza-claro, granulação fina a média e uma foliação pouco expressiva. Estas rochas são compostas essencialmente por quartzo, granada, ortopiroxênio e, a biotita ocorre como mineral retrometamórfico (Barbosa et al. 2005, Souza 2008).

Os granulitos cálcio-magnesianos ocorrem sob a forma de lentes, similares a encraves, pouco espessas, especialmente dispersas e encaixadas nos granulitos quartzo-feldspáticos (Leal Rodrigues 2017). Macroscopicamente estes corpos são de cor cinza escuro, com a granulometria variando de fina a média, e são compostos por piroxênio, plagioclásio e biotita, sendo caracterizado por apresentar

foliação milonítica (S_n) paralela ao bandamento composicional. A análise petrográfica desta unidade mostra cristais de clinopiroxênio com bordas de reação com espinélio e a biotita. Os ortopiroxênios são xenoblásticos, com bordas de reação com espinélio para biotita e cordierita (Leal Rodrigues 2017)

Granulitos Ortoderivados – Os litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador apresentam características macroscópicas e mineralógicas semelhantes, o que dificulta a separação entre eles. Quando pouco alterados, são verde-acinzentados e, geralmente, têm aspecto homogêneo, tornando pouco visível as deformações ali registradas (Barbosa et al. 2005). Souza et al. (2010), através dos estudos petrográficos e petroquímicos, subdividiram estas rochas em quatro grupos litotípicos: (i) encraves ultramáficos e máficos granulitizados, (ii) granulitos charnoenderbíticos; (iii) granulitos monzocharnockíticos e; (iv) granulitos quartzo– monzodioríticos (Figura 2). A composição dessa unidade nos diversos afloramentos em Salvador é apresentada na tabela 2.

Encraves ultramáficos e máficos granulitizados – Ocorrem em geral sob a forma de boudins métricos a centimétricos inclusos nas rochas granulíticas ortoderivadas e paraderivadas, subordinadamente como corpos tabulares paralelos à foliação S_{n+1} . Em geral, encontram-se envolvidos pela foliação milonítica (S_n), sendo reconhecidos pela forma fusiforme a elipsoidal, podendo ser simétricos ou assimétricos (Alem-Marinho 2013). Por vezes, em zonas de high strain exibem o formato lenticular do tipo pinch and swell (Platt & Vissers 1980). Estas rochas também podem encontrar-se cortadas por veios quartzo-feldspáticos (Figura 3a), de granulação grossa (Souza et al. 2010). Macroscopicamente são corpos isotrópicos, melanocráticos a mesocráticos e de granulometria fina a média (Figura 3b).

No afloramento do Morro do Cristo, a rocha ultramáfica assume a forma de mega boudins de dimensões métricas (Mendonça 2014). Além disso, ocorrem faixas centimétricas de biotitas orientadas na borda dos boudins, sendo consideradas zonas de biotitização causada pela interação com os líquidos graníticos que também ocorrem no afloramento (Souza 2013).

A análise petrográfica realizada por Souza (2008) indica que os encraves de rochas ultramáficas granulitizadas correspondem a metapiroxenitos (Tabela 2), sendo que nas bordas dos piroxênios pode haver hornblenda esverdeada, referente às reações do retrometamorfismo. O plagioclásio andesina, espinélio junto com os opacos, ocorrem como minerais acessórios. A microestrutura é granoblástica granular, com a granulação média a grossa, e os contatos entre os grãos de orto e clinopiroxênio são retos e/ou curvos.

Enquanto que os encraves máficos são gabros constituídos por plagioclásio, piroxênio, quartzo e opacos (Tabela 2). A microestrutura também é granoblástica granular, de granulação fina a média,

com contatos retos e/ou irregulares. Os cristais de piroxênio são xenoblásticos e apresentam bordas de reações retrometamórficas com hornblenda e biotita.

Tabela 2 - Composição modal das rochas granulíticas ortoderivadas de Salvador.

Rocha	Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Secundários	Autores
Encrave máfico granulizado	P1 (45-50%); Opx (20-30%); Cpx (20-25%); Qtz (2%)	Op	Hbl; Bt	Souza 2008
Encrave máfico granulizado	P1 (45-50%); Hbl (25-30%); Opx (5-10%); Cpx (5-7%)	Op	Hbl; Bt	Barbosa <i>et al.</i> 2005
Encrave ultramáfico granulizado	Opx (50-64%); Cpx (40-52%)	Op; Bt	Bt; Msc	Oliveira 2010
Encrave ultramáfico granulizado	Opx (40-55%); Cpx (5-15%); P1 (2-5%); Hbl (25%)	Op	Hbl	Barbosa <i>et al.</i> 2005
Granulito monzocharnockítico	P1 (38-48%); Qtz (20-30%); Mp (9-15%); Bt (8-12%); Cpx (1-6%); Opx (1-2%); Hbl (1-6%)	Op	Bt; Hbl	Sousa <i>et al.</i> 2010
Granulito monzocharnockítico	P1 (35-41%); Qtz (29-32%); Mp (9-10%); Px (10-12%); Hbl (4-5%); Bt (1-5%)	Op; Ap	Bt; Hbl	Alves 2013
Granulito charnoenderbitico	P1 (35-48%); Qtz (20-30%); Mp (8-15%); Opx (8-15%); Cpx (1-8%)	Op; Ap; Zr	Chl; Hbl; Bt	Barbosa <i>et al.</i> 2005, Sousa <i>et al.</i> 2010
Granulito quartzo-monzodiorito	P1 (32-58%); Hbl (12-21%); Opx (8-18%); Mc (8-12%); Qtz (7-16%); Cpx (3-6%); Bt (3-5%)	Op	Hbl; Bt	Souza <i>et al.</i> 2010

Abreviação: Mp - mesopertita; Mc - microclínio; Qtz - quartzo; Px - piroxênio; Cpx -clinopiroxênio; Opx - ortopiroxênio; Pl - plagioclásio; Bt - biotita; Hbl - hornblenda; Op - opaco; Ap - apatita; Zr - Zircão; Chl - clorita; Msc - muscovita.

Granulitos charnoenderbíticos – Os granulitos charnoenderbíticos são as rochas mais abundantes no Alto de Salvador, geralmente ocorre como rocha encaixante da maioria dos litotipias observadas em Salvador (Figura 2). São rochas de cor cinza escuro a preto, apresentam granulometria fina a média, com cristais de quartzo e feldspato estirados, orientados segundo uma foliação milonítica (Sn) paralela ao bandamento composicional milimétrico (Figura 3b). Além da foliação Sn, dobras de arrasto, dobras intrafoliais, zonas de cisalhamento dextrais e encaves máficos boudinados constituem as principais estruturas associadas.

De acordo com a caracterização petrográfica, praticamente todos os minerais félsicos apresentam extinção ondulante, decorrendo de deformações pós-pico metamórfico (Barbosa et al 2005, Souza et al 2010). Ainda segundo autores, esses granulitos são compostos por plagioclásio antipertítico, quartzo, mesopertita e piroxênio (Figura 3c) (Tabela. 2). A principal microestrutura é granoblástica decussada fina a média. O plagioclásio pode apresentar inclusões de quartzo, ortopiroxênio, opacos, apatita e zircão. O quartzo é xenoblástico, com contatos irregulares. A mesopertita pode exibir bordas de microclínio pertítico. O ortopiroxênio possui bordas de clorita, hornblenda verde e biotita vermelha, que são produtos do retrometamorfismo. O clinopiroxênio é raro nestes granulitos, mas quando ocorre, está associado ao ortopiroxênio (Souza et al 2010).

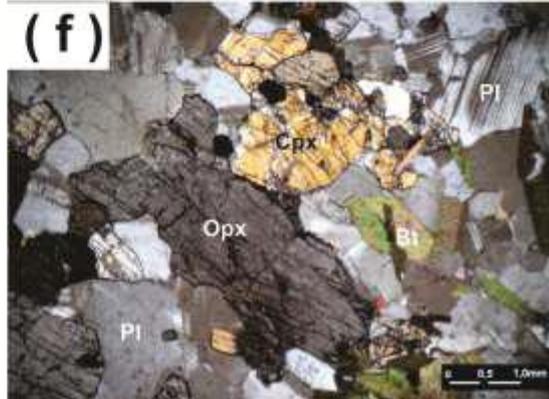
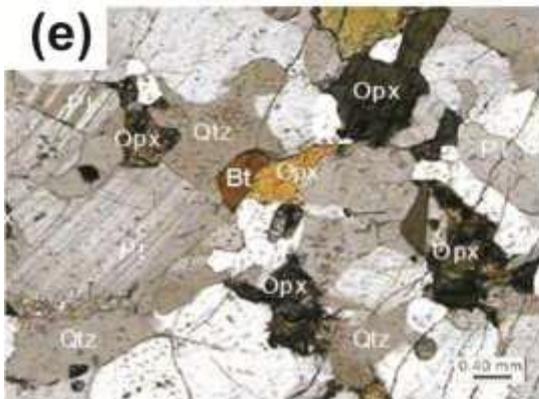
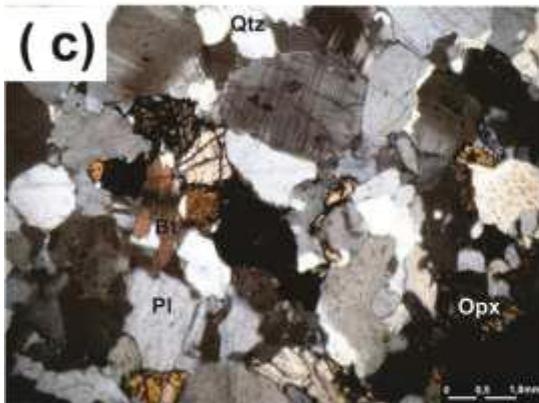
Granulitos Monzocharnockíticos – Esses metamorfitos estão distribuídos próximos a Falha de Jardim de Alah e na porção sul da Falha de Salvador (Figura 2). São rochas que encontram-se bastante deformadas (Figura 3d). No afloramento tipo na Praia de Jardim de Alah, este litotipo encontra-se pouco alterado intempericamente, exibe características macroscópicas heterogêneas, cores que variam entre cinza esverdeado ao preto, mesocrático e granulometria média. São truncados por duas famílias de diques máficos com direções ortogonais (N-S e EW) e corpos de monzo-sienogranitos (Alves 2013). As estruturas encontradas nestas rochas correspondem a uma foliação milonítica S_n paralela ao bandamento composicional, e dobras com plano axial sub-horizontal (Souza et al 2010)., por vezes, rotacionado por fase posterior (Figura 3d).

Segundo Souza et al (2010) este litotipo é composto por plagioclásio antipertítico, quartzo, mesopertita, piroxênio, biotita, hornblenda e opacos (Tabela 2). Petrograficamente, exibe microestrutura xenoblástica a granoblástica decussada, com grãos geralmente xenoblásticos a subidioblásticos (Figura 3e). O plagioclásio são antipertíticos ou mimerquiticos quando em contato com o quartzo, não apresentam geminação, são xenoblásticos a subidioblásticos.

Quando estirada, a mesopertita orienta-se paralelamente a foliação da rocha. A biotita se mostra principalmente com a forma de palhetas, mas eventualmente, formam cristais xenoblásticos quando nas bordas dos piroxênios e minerais opacos e, junto com a hornblenda, são consideradas produto de retrometamorfismo.

Figura 3 – Aspecto macro e microscópico dos granulitos ortoderivados na área estudada: (a) encraves ultramáficos com intrusões graníticas na praia do Morro do Cristo; (b) granulito charnoenderbítico com encrave máfico boudinado na Praia do Buracão; (c) fotomicrografia mostrando a paragênese dos granulitos charnoenderbíticos; (d) granulitos monzocharnockíticos da Praia de Jardim de Alah; (e)

fotomicrografia da associação mineral dos granulitos monzocharnockíticos da Praia de Jardim de Alah; e (f) fotomicrografia com a paragênese dos granulitos quartzo-monzodioríticos.



Granulitos quartzo-monzodioríticos – são rochas de cor cinza escuro, leuco a mesocráticas, em geral, exibem aspecto homogêneo com poucas estruturas deformacionais visíveis (Souza et al 2010). Apresentam granulometria fina e uma foliação discreta, com minerais félsicos orientados. Estas rochas podem ser observadas em afloramentos estreitos situados nas praias de Amaralina e Costa Azul (Figura 2).

Segundo a análise petrográfica realizada por Souza et al. (2010), estes granulitos são compostos por plagioclásio, hornblenda verde, ortopiroxênio, microclínio, quartzo, clinopiroxênio, biotita e opacos (Tabela 2). A microestrutura é xenoblástica a granoblástica decussada, fanerítica média, sendo os cristais subidioblásticos a xenoblásticos. O plagioclásio, raramente antipertítico, exibe geminação segundo a lei da albita. Os piroxênios aparecem como cristais fraturados subidioblásticos (Figura 3f) e, por vezes, os ortopiroxênios são bordejados por hornblendas e biotitas xenomórficas que são consideradas produtos do retrometamorfismo.

Rochas Intrusivas - As unidades intrusivas encontradas na cidade de Salvador foram individualizadas com base no modo de ocorrência, textura e microestruturas, composição mineral e petroquímica em: (i) Granitóide de Itapuã (ii) Corpos e veios monzo– sienograníticos e (iii) Diques máficos (Barbosa et al. 2005, Alves 2017).

Granitóide de Itapuã – O granitoide de Itapuã, denominada assim por Jesus (1977), ocorre numa área de aproximadamente 640 metros de extensão (Figura 2). São rochas melanocráticas a mesocráticas (Figura 4a), de cor cinza escuro, foliação magmática incipiente, truncadas por zonas de cisalhamento e fraturas. Outras características marcantes são a presença de encraves máficos centimétricos (Figura 4a) e de esfoliação esferoidal (Figura 4b). Alves (2017) realizou estudos e caracterizou quatro litofacies: (i) monzogranito, (ii) quartzo-monzonito, (iii) quartzo-monzodiorito e (iv) granodiorito (Tabela 3).

Tabela 3. Composição modal do granitoide de Itapuã, Salvador segundo Alves (2017)

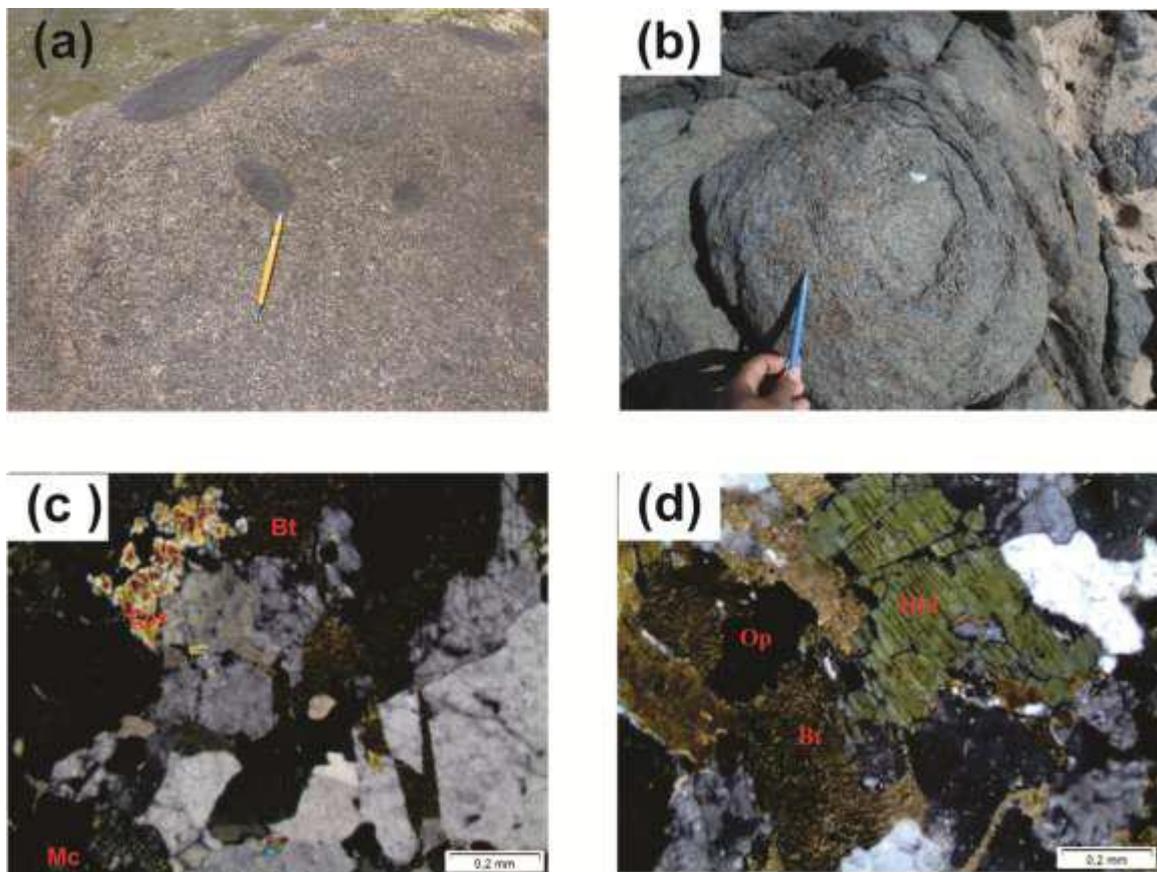
Litotipo	Minerais (composição modal)
Monzo granito	Qtz (29%); Mc (27%); Pl (21%); Bt (9%)
Quartzo monzonito	Pl (39%); Mc (26%); Qtz (17%); Bt (12%); Hbl (5%); Cpx (1%)
Quartzo monzodiorito	Pl (41%); Mc (18%); Bt (16%); Hbl (12%); Qtz (11%)
Granodiorito	Pl (48-45%); Bt (20-17%); Qtz (18-16%); Mc (11-10%); Hbl (8-4%); Cpx (3-2%)

Abreviação: Mc - microclina; Qtz - quartzo; Pl - plagioclásio; Bt - biotita; Hbl - hornblenda; Cpx - clinopiroxênio.

Todas as litofacies apresentam texturas inequigranular, xenomórfica, granulometria variando de media a grossa (Figura 4c e d), texturas poiquilíticas, onde cristais de biotita estão inclusos em plagioclásio, por vezes saussiritizados, e mimerquita, onde cristais de plagioclásio e feldspato em solução intercrescem e exsolvem quartzo. As biotitas que aparecem em grande quantidade em todas

as fácies, por vezes, ocorrem como borda de reação ou inclusos em hornblendas. Os cristais de hornblenda são encontrados nas litofácies granodiorítica e quartzo-monzodiorítica (Figura 4d) e os clinopiroxênios que estão presentes somente na litofácies granodiorítica, apresentam-se anedrais, fraturados e sem orientação ou indícios de deformação (Figura 4c). Minerais acessórios como titanita, zircão além de opacos apresentam-se inclusos em plagioclásio.

Figura 4 – Aspecto macro e microscópico do granitoide de Itapuã: (a) encraves máficos (autolitos?) angulosos encontrados próximos à borda do corpo; (b) esfoliação presente em todo o corpo; (c) fotomicrografia mostrando a associação mineralógica da litofácies granodiorítica; (d) fotomicrografia mostrando a associação mineralógica da litofácies quartzo-monzodiorítica.



A caracterização mineral deste corpo evidencia uma grande quantidade de minerais hidratados como biotita e hornblenda, o que pode indicar um elevado volume de voláteis, segundo Morrison (1980) e Alves (2017) Corpos e veios monzo–sienograníticos – Os monzo-sienogranitos ocorrem sob a forma de corpos tabulares, centimétricos a métricos, ou veios que truncam as unidades granulíticas está situado na Praia de Ondina (Santos 2017). Barbosa et al. (2005) redefiniu estes litotipos em dois tipos, com base nas características macroscópicas (textura, presença de estruturas que indicam deformação),

composição mineral e petroquímica, sendo estes: metamonzosienogranitos e monzo-sienogranitos. A composição dessa unidade nos diversos afloramentos em Salvador é apresentada na tabela 4.

Os metamonzo-sienogranitos ocorrem preenchendo fraturas com orientação preferencial N060°-N090° (Figura 5a), apresentam estruturas de deformação, como dobras e boudinage e/ou paralelos à foliação de suas encaixantes (Barbosa et al. 2005). São rochas leucocráticas com granulação média a fina, textura porfiroblástica e, subordinadamente, mostram textura lepidoblástica. Eles possuem uma mineralogia composta de grãos maiores de quartzo, microclínio e ortoclásio. Os feldspatos potássico, geralmente sem geminação e com extinção ondulante, por vezes apresentam textura mimerquítica quando em contato com os quartzos. A biotita ocorre em associação com grãos menores de quartzo e feldspato, que juntos chegam a perfazer 15% da moda da rocha. Barbosa et al. (2005) considerou os minerais mais grossos como produto da cristalização magmática e os mais finos como produto do cisalhamento e recristalização. A biotita e o quartzo, ambos estirados, marcam a foliação da rocha.

Tabela 4 - Composição modal dos corpos e veios monzo-sienograníticos de Salvador.

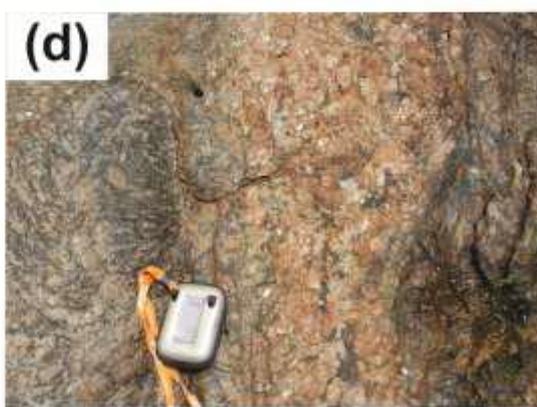
Rocha	Afloramento	Minerais (composição modal)	Minerais Acessórios	Autores
Monzo-sienogranitos	Hospital Espanhol	Mc (65%); Qtz (30%); Bt (5%)	Op	Souza 2008
	Paciência	Qtz (30-40%); Mc (30-40%); Bt (15%); Pl (5-10%)	Op; Ap; Zr	Souza <i>et al.</i> 2014
	Praia da Sereia	Mc (30-45%); Qtz (30-40%); Bt (5-10%)	Op; Ap; Zr	Santos 2017
	Jardim de Alah	Mc (30-41%); Qtz (35-40%); Pl (6-10%); Bt (10-14%); Hbl (0-2%)	Op; Ap	Alves 2013

Abreviação: Mc - microclina; Qtz - quartzo; Pl - plagioclásio; Bt - biotita; Hbl - hornblenda; Op - opaco; Ap - apatita; Zr - zircão.

Os monzo-sienogranitos são rochas leucocráticas, de granulação média a grossa, por vezes pegmatoidal (Figura 5d), que podem ocorrer sob a forma de: corpos tabulares verticais a subverticais, de tamanhos que variam entre 0,5 a 2 metros, e contatos retos com as encaixantes; veios e massas irregulares, de tamanhos variados, e contatos sinuosos a difusos (Barbosa et al. 2005, Souza 2013). Geralmente exibem textura fanerítica média a porfírica, com minerais principais representados por quartzo, microclínio, biotita e plagioclásio (Tabela 4). A apatita, os opacos e o zircão aparecem como minerais acessórios (Souza Oliveira et al 2014).

São interpretados como intrusões mais novas por truncar os metamonzo-sienogranitos e as demais rochas encaixantes. Sendo orientados preferencialmente segundo N040°-N070° (Barbosa et al. 2005). Em afloramentos nas praias da Paciência e da Sereia, no bairro do Rio Vermelho (Figura 5b), é possível observar misturas heterogêneas do tipo mingling entre os magmas basáltico e granítico (Blake et al. 1965, Walker & Skelhorn 1966, Wiebe 1991, Ayrton 1991).

Figura 5 – Aspecto macro e microscópico dos corpos e veios monzo-sienograníticos na área de estudo: (a) veio sienogranítico colocado paralelo a uma zona de cisalhamento do Farol da Barra; (b) corpo monzo-sienogranítico associado a dique máfico na praia da Paciência; (c) Dique monzosienogranítico cortando os granulitos monzocharnockíticos na praia de Jardim de Alah; (d) Dique sienogranítico com textura pegmatoide na praia de Itapuã.



Diques Máficos – Na cidade de Salvador ocorrem duas famílias de diques máficos, caracterizados a partir dos diversos trabalhos realizados na área, sendo estas: diques máficos deformados pertencentes à Província Metamáfica de Salvador (PMS) e diques máficos não deformados da Província Litorânea (PL) (Mestrinho et al. 1988, Fujimori 1968, Moraes Brito 1992, Corrêa-Gomes et al.1996, Barbosa et al. 2005, Barbosa et al. 2012, Menezes et al 2012, Cruz 2013, Marcelino 2014, Silva 2018).

Os diques máficos deformados ocorrem sob a forma de corpos tabulares e boudins, geralmente, subverticais exibindo uma foliação marcada pela orientação preferencial da biotita e hornblenda (Barbosa et al. 2005). O contato com a rocha encaixante, em geral, é difuso (Figura 6a) e acompanha zonas de cisalhamento (Silva 2018). As feições de mingling associadas aos monzo-sienogranitos são comuns nos afloramentos da orla (Santos 2017, Silva 2018). Apresentam composição que varia entre os campos dos andesitos basálticos a andesitos, sendo compostos por plagioclásio, diopsídio e quartzo como porfiroblastos, titanita e minerais acessórios (Tabela 5). A biotita e a hornblenda ocorrem como minerais produtos do metamorfismo sin-colocação dos diques, provenientes da alteração do diopsídio e opacos (Moraes Brito 1992, Barbosa et al. 2005).

Tabela 5. Composição modal diques máficos deformados e não deformados de Salvador.

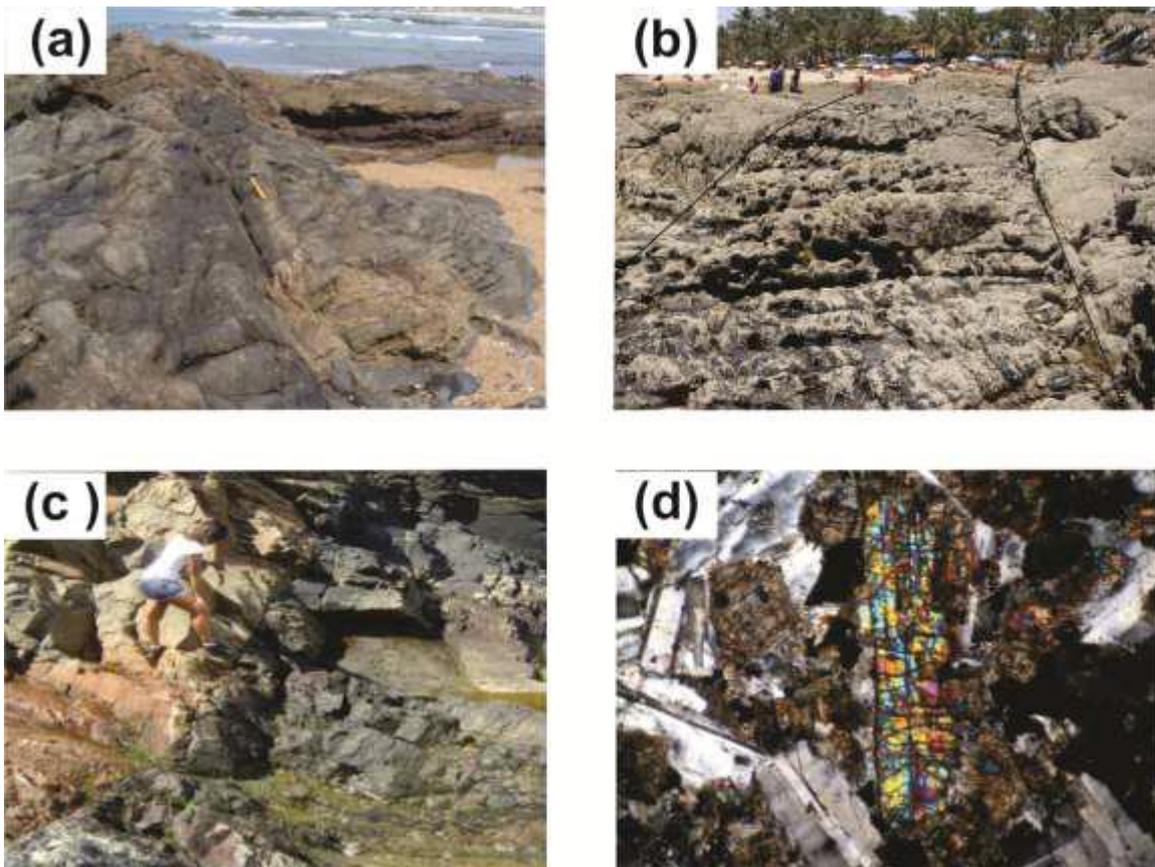
Afloramento	Minerais (composição modal)	Atitude	Espessura (m)	Autores
Hospital Espanhol	Pl (45%); Di (35%); Opx (10%); Op (7%); Bt (3%)	N305°-N335°	0,10 - 1,8	Souza e Souza 2010
Farol da Barra	Pl (43-55%); Cpx (10-35%); Ol (2-10%); Op (1-15%); Hbl (3-5%)	N020°-N080°	0,3	Souza 2008
Morro do Cristo	Pl (43-55%); Px (10-35%); Ol (2-10%); Op (1-15%); Hbl (3-5%)	NE-SW	5	Oliveira 2010
Praia da Sereia	Pl (45%); Cpx (34%); Hbl (10%); Bt (6%); Op (5%)	N335°-N309°-N350°	0,5 - 1,3	Santos 2017
Praia da Paciência	Pl (45%); Px (35%); Hbl (10%); Bt (5%); Op (5%)	N100°-N075°	1 - 2	Marcelino 2014
Praia do Buracão	Pl (50%); Cpx (40%); Ol (10%)	NW-SE	1,5 - 26	Silva 2018
Praia de Amaralina	Pl (50%); Cpx (35%); Ol (15%)	NNW-SSE	5	Silva 2018
Jardim de Alah	Pl (30%), Px (10%), Ol (5%)	N-S E-W	0,7 - 0,8 1,02- 19	Alaves 2013; Marcelino 2014; Silva 2018
Farol de Itapuã	Pl (60-50%); Px (50-28%); Op (10%); Bt (2%)	N020°-N080°	0,4 - 1,5	Marcelino 2014; Silva 2018

Abreviação: Di - diopsídio; Cpx - clinopiroxênio; Opx - ortopiroxênio; Pl - plagioclásio; Bt - biotita; Hbl - hornblenda; Op - opaco; Ol - olivina.

Os diques máficos não deformados ocorrem em toda cidade de Salvador, em geral estão orientados nas direções N120°-N160° (Barbosa et al. 2005). São melanocráticos, de cor preta a cinza escuro e apresentam grande variação textural em função da espessura e profundidade de resfriamento (Figura

a, b, e c), sendo que os menores apresentam textura afanítica e os maiores são faneríticos como é o caso do dique de 50 m de largura, situado atrás do Othon Palace Hotel, bairro de Ondina (Figura 6c) (Mestrinho et al. 1982, 1988; Silva 2018). O contato com as rochas encaixantes se dá de forma reta. Ao microscópio esses diques exibem texturas subofítica a ofítica, além de porfirítica, são compostos por plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e opacos (Mestrinho et al. 1982, 1988; Silva 2018 – Tabela 5). O plagioclásio é a labradorita, que ocorre como micro e fenocristais e o clinopiroxenio é a pigeonita (Figura 6d). A olivina comumente está em contato com minerais opacos (Silva, 2018). Hornblenda, biotita e clorita são minerais acessórios formados a partir da alteração automórfica dos piroxênios (Barbosa et al. 2005, Silva 2018).

Figura 6 – Aspecto macro e microscópico dos diques máficos de Salvador: (a) Dique com bordas difusas na praia de Amaralina; (b) Dique com 3 metros de espessura na praia de Itapuã; (c) Dique com 50 metros de espessura na praia de Ondina; (d) fotomicrografia mostrando a associação mineralógica.



RESULTADOS LITOGEOQUÍMICOS

Apesar da escassez de afloramentos constatou-se, através de estudos litogeoquímicos realizados por Barbosa et al. (2005) e Souza et al (2010), uma grande diversidade de litotipos na cidade de Salvador,

com composições químicas variadas (enclaves ultramáficos e máficos granulitizados, granulitos paraderivados, granulitos ortoderivados, diques máficos e corpos e veios monzo–sienograníticos). Diante desta diversidade litológica os estudos litogeoquímicos foram concentrados nos litotipos granulíticos ortoderivados, devido à sua maior representatividade na área. As análises químicas representativas destes litotipos encontram-se na tabela 6.

GRANULITOS ORTODERIVADOS

Estas rochas ortoderivadas do Alto de Salvador apresentam características similares entre si, o que dificulta sua separação tanto no campo quanto na petrografia. Através dos estudos litogeoquímicos constatou-se uma grande diversidade de composições químicas desses granulitos e permitiu a subdivisão destes litotipos, sugerindo tendências de diferenciação magmáticas distintas dentro desses agrupamentos petrográficos.

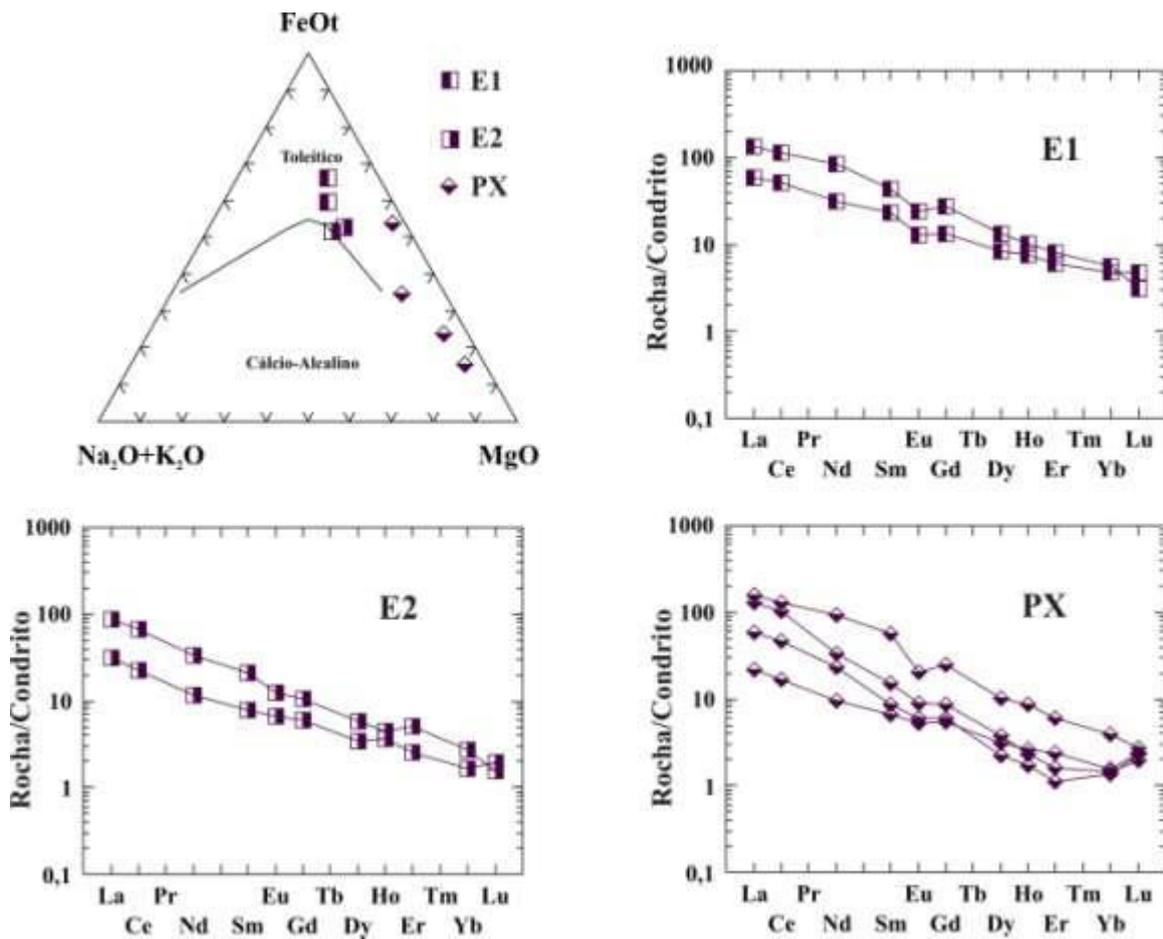
Enclaves máficos e ultramáficos granulitizados – Com relação à petroquímica dos elementos maiores e traços, os enclaves máficos granulitizados estão separados em dois tipos: E1 e E2, sendo notado que o tipo E1 possui teores mais altos de titânio e ferro que o E2 (Tabela 6). No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 7) as amostras E1 situaram-se no campo tholeítico enquanto que aquelas E2 localizaram-se na transição entre os domínios tholeítico e cálcio-alcálico. Nos enclaves ultramáficos embora todos possuam elevados teores de MgO e CaO, ocorre uma variação significativa nos conteúdos de sílica e ferro (Tabela 6).

No diagrama AFM estas amostras situam-se fora dos campos tholeítico e cálcio-alcálico e, de maneira geral, mais próximas do vértice M (MgO) do diagrama, sugerindo que essas rochas são menos evoluídas que E1 e E2, podendo até tratar-se da fonte dos mesmos, através de fusão parcial. Com relação à petroquímica dos Elementos Terras Raras (ETR) dessas rochas (Figura 7), eles confirmam os tipos de magmas sugeridos anteriormente, visto que exibe, em geral, uma disposição espacial relativamente sub-horizontal, retilínea e sem anomalias de Eu, com exceções de E1 e de uma amostra de PX que mostrou uma pequena anomalia desse Terra Rara.

Tabela 6 - Análises químicas representativas dos granulitos ortoderivados de Salvador.

Amostra	Enclaves M e UM Granulitizados			Granulitos Charnoeferbíticos						Granulitos Monzo-charnockíticos			Granulitos Quartzo-monzodioríticos					
	E1	E2	PX	CHED1		CHED2		CHED3		MZCH			QMZD1		QMZD2		QMZD3	
	SG-08A	SG-27A	SG-29B	SG-38	SG-62	SG-04A	TR-02	SG-79	SG-84A	ETS-04B	SG-39A	SG-88A	CONC 01	SG-01D	SG-37C	SG-52A	SG-03A	SG-05A
SiO ₂	44,10	48,30	45,40	60,00	62,40	60,90	64,50	65,70	69,70	64,30	64,20	70,50	55,50	52,60	58,40	57,10	55,20	58,00
TiO ₂	2,40	0,94	0,28	0,67	0,44	0,56	0,96	0,40	0,88	0,85	0,43	0,47	0,66	1,40	2,00	2,30	0,84	0,74
Al ₂ O ₃	12,70	15,20	11,50	16,30	15,50	15,10	15,10	15,90	14,20	15,10	16,40	14,30	16,30	16,30	15,00	16,20	15,70	16,10
Fe ₂ O ₃	10,40	10,00	5,60	5,20	2,10	4,60	1,70	3,00	1,30	3,50	0,87	1,40	3,20	5,60	2,80	2,50	9,80	7,40
FeO	9,00	3,10	0,29	3,30	5,00	5,60	5,40	2,72	3,26	4,30	4,40	2,78	5,60	5,80	6,40	6,40	1,60	3,00
FeOt	18,36	12,10	5,33	7,98	6,89	9,74	6,93	5,42	4,43	7,45	5,18	4,04	8,48	10,84	8,92	8,65	10,42	9,66
Fe ₂ O ₃ t	20,40	13,44	5,92	8,87	7,65	10,82	7,70	6,02	4,92	8,28	5,76	4,49	9,42	12,04	9,91	9,61	11,58	10,73
MnO	0,31	0,15	0,15	0,09	0,09	0,17	0,12	0,10	0,04	0,09	0,05	0,03	0,15	0,16	0,14	0,12	0,18	0,13
MgO	5,90	7,00	14,90	3,60	3,00	3,90	1,80	2,20	0,76	1,70	2,00	0,83	6,20	6,60	2,60	2,80	5,00	2,50
CaO	10,00	9,10	19,90	6,20	6,00	4,90	4,00	5,30	2,20	4,00	3,40	1,80	6,50	7,00	5,50	4,50	2,90	3,50
Na ₂ O	2,70	3,10	0,31	3,00	3,10	1,80	3,60	2,60	1,70	3,10	2,70	1,70	3,80	3,20	3,30	3,70	2,10	2,00
K ₂ O	0,61	1,20	0,92	1,80	2,10	3,50	2,70	2,20	6,50	3,40	5,30	7,00	1,90	1,40	3,60	4,30	6,80	6,10
P ₂ O ₅	0,49	0,17	0,01	0,24	0,20	0,24	0,40	0,16	0,30	0,39	0,21	0,16	0,39	0,51	0,85	0,60	0,39	0,37
Total	98,61	98,26	99,26	100,40	99,93	100,27	100,28	100,28	100,84	100,73	99,96	100,97	100,20	100,57	100,59	100,52	100,51	99,84
V	410	220	59	164	125	113	97	107	98	94	85	43	132	152	135	110	181	178
Rb	5	5	45	8	10	128	24	35	83	44	103	171	53	5	53	41	173	176
Ba	174	284	394	670	794	360	1406	713	5000	1616	1572	1278	2138	839	2138	1818	3086	1482
Sr	158	219	28	574	581	57	542	407	687	422	508	337	499	591	499	536	109	105
Nb	15	9	6	7	5	5	5	13	10	5	6	31	11	31	41	5	5	5
Zr	97	97	117	131	124	108	284	150	597	299	106	1006	99	180	439	122	101	113
Y	36	25	20	22	21	24	22	24	21	33	25	43	20	21	62	44	20	24
Th	10	5	11	5	5	31	0	2,7	1,2	0	5	21	0	23	5	30	29	29
F	0	3750	1730	190	540	0	470	504	239	240	700	570	220	0	840	640	0	0
Cl	0	419	110	20	20	20	29	95	41	64	135	252	53	28	327	372	23	20
La	13,75	20,31	5,12	15,59	21,40	24,51	105,44	29,20	31,90	37,89	23,32	157,00	21,15	34,29	54,03	35,74	20,20	6,91
Ce	30,91	40,86	10,23	32,77	36,40	47,02	152,92	46,50	52,30	76,99	49,51	285,00	45,06	56,41	108,07	76,25	34,88	12,06
Nd	14,54	15,78	4,44	10,16	16,20	16,79	21,51	17,40	22,60	23,31	14,15	107,00	16,87	21,83	38,50	31,78	14,51	4,59
Sm	3,52	3,22	1,02	2,15	2,40	1,28	3,20	2,90	3,60	4,29	3,21	12,90	3,54	2,81	7,55	6,48	1,82	0,40
Eu	0,75	0,72	0,31	0,44	0,73	0,62	0,70	1,08	1,52	0,95	0,76	1,98	0,71	1,00	1,26	1,22	0,76	0,22
Gd	2,71	2,19	1,11	1,08	2,00	0,49	2,08	2,70	2,98	2,76	2,25	9,08	2,50	0,94	6,03	5,15	0,85	0,20
Dy	2,14	1,50	0,78	0,56	0,99	0,54	0,45	2,77	1,65	0,69	0,85	4,44	1,04	0,52	2,39	2,16	0,28	0,10
Ho	0,43	0,25	0,15	0,11	0,12	0,10	0,08	0,57	0,30	0,12	0,16	0,80	0,16	0,08	0,46	0,40	0,05	0,02
Er	1,00	0,83	0,39	0,29	0,43	0,26	0,21	1,70	0,83	0,27	0,41	2,18	0,40	0,22	1,19	0,95	0,12	0,04
Yb	0,81	0,46	0,26	0,26	0,23	0,20	0,22	1,70	0,70	0,27	0,40	2,30	0,29	0,14	0,97	0,65	0,14	0,06
Lu	0,12	0,04	0,06	0,07	0,03	0,04	0,06	0,26	0,10	0,04	0,12	0,34	0,06	0,04	0,16	0,14		

Figura 7 - Diagrama (Na₂O+K₂O) – FeO(t) – MgO de Irvine & Baragar (1971) com a localização das análises químicas dos enclaves máficos granulitizados (E1, E2) e dos enclaves ultramáficos granulitizados (PX); Padrão de terras raras para os enclaves máficos granulitizados (E1, E2) e para os enclaves ultramáficos granulitizados (PX).

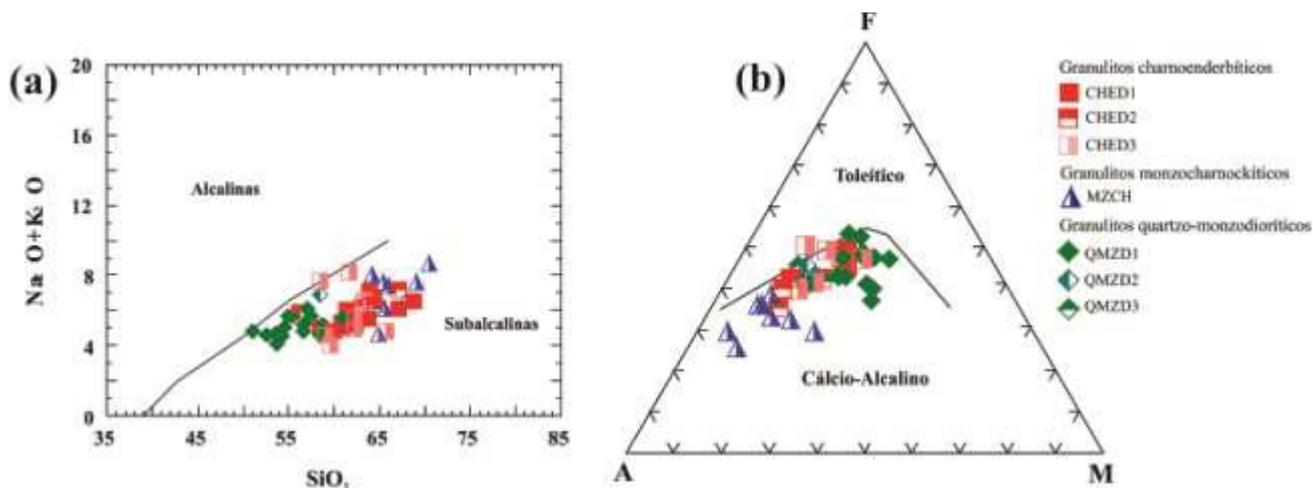


Granulitos charnoenderbíticos – os dados litogeoquímicos, sobretudo os ETR, sugerem a existência de três subtipos de granulitos charnoenderbíticos (CHED1, CHED2 e CHED3), todos de composição intermediária, visto que seus teores de SiO₂ variam entre 60 e 69%.

Estes apresentam teores de TiO₂ que variam de 0,4 e 0,9%, de Al₂O₃ entre 14,2 e 16,3%, de FeO entre 2,7 e 5,6%, de CaO entre 4 e 6,2%, de MgO entre 0,7 e 3,9 %, de Na₂O entre 1,7 e 3,6% e de K₂O entre 1,8 e 6,5% (Tabela 6). No diagrama (Na₂O + K₂O) – SiO₂ de Irvine & Baragar (1971) estes litotipos são considerados subalcalinos (Figura 8a), e, no diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) a grande maioria das amostras estão situadas no campo cálcioalcalino, excetuando algumas amostras do tipo CHED3 que localizam-se na transição entre os domínios toleítico e cálcio-alcalino (Figura 8b) (Souza et al. 2010). Eles não diferem muito nos teores de elementos maiores, embora com relação aos elementos TiO₂, Fe₂O₃, MnO e V, eles indiquem tendências de diferenciação magmática. Nos diagramas multielementares (spidergrams) nota-se um comportamento similar para os três tipos de granulitos charnoenderbíticos, mas é possível observar um enriquecimento em elementos de grande raio iônico (LILE) nos CHED2 e de elementos de alto campo de força (HFSE) nos CHED3, quando comparados com o subtipo CHED1 (Figura 9). Os padrões de ETR (Figura 9) são relativamente distintos, com forte

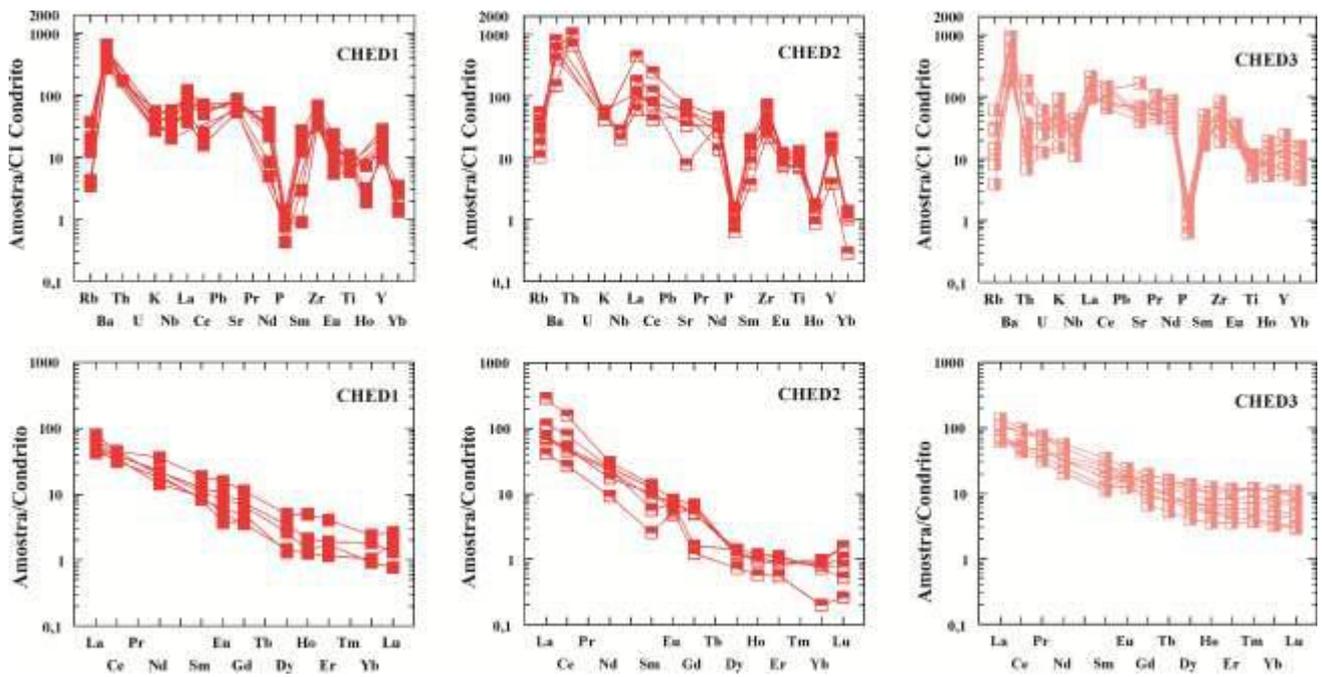
fracionamento entre os ERTL em relação aos ETRP, característicos de magmas cálcio-alcálicos. Excetua-se o tipo CHED3, que apresenta uma disposição aproximadamente subhorizontal, mais próxima de magmas toleíticos, fato que também observado no diagrama AFM da figura 8.

Figura 8 – Diagramas (a) (Na₂O + K₂O) – SiO₂ de Irvine & Baragar (1971) e (b) A (Na₂O+K₂O) – F (FeO(t)) – M (MgO) de Irvine & Baragar (1971) com a localização das análises químicas dos litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador.



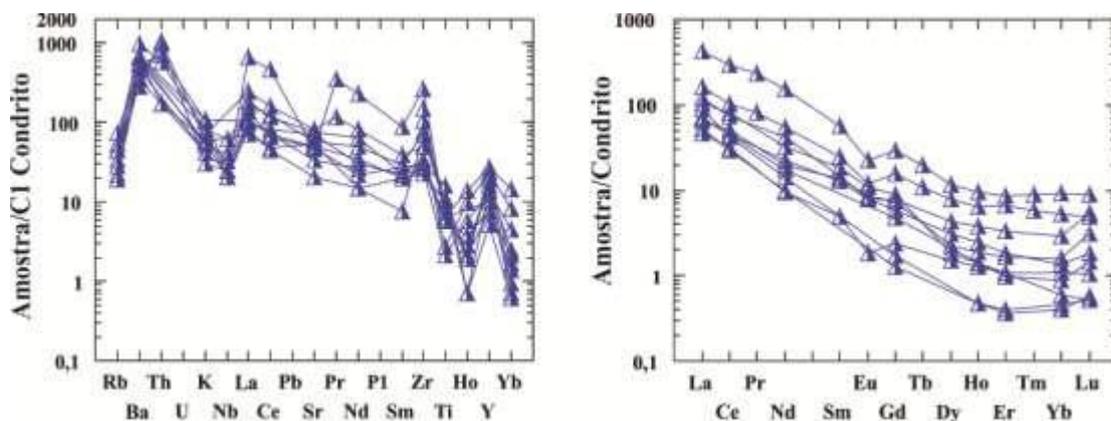
Granulitos monzocharnockíticos – a química desses litotipos mostram teores de SiO₂ entre 64% e 70%, teores de TiO₂ variando de 0,4 a 0,8%, de Al₂O₃ entre 14,3 e 16,4%, de FeO entre 2,7 e 4,4%, de CaO entre 1,8 e 4%, de MgO entre 0,8 e 2 %, de Na₂O entre 1,7 e 3,1% e de K₂O entre 3,4 e 7% (Tabela 6). A utilização dos diagramas bivariantes possibilitou a visualização de uma tendência de diferenciação magmática para os protolitos dessas rochas, com o comportamento incompatível de K₂O e notadamente compatível de TiO₂, CaO e MnO (Souza et al. 2010). Quanto aos elementos traços, verifica-se uma tendência decrescente do compatível V e outra crescente do incompatível Rb (Souza et al. 2010). Esses granulitos são subalcalinos segundo o diagrama (Na₂O + K₂O) – SiO₂ de Irvine & Baragar (1971) (Figura 8). No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) as amostras situam-se no campo cálcioalcalino (Figura 8).

Figura 9 – Diagramas multielementar e padrões de Elementos Terras Raras dos granulitos charnoenderbíticos (CHED1, CHED2 e CHED3). Os valores do condrito C1 são de Sun & McDonough (1989) e os valores do condrito são de Evensen et al. (1978) respectivamente.



Nos diagramas multielementares é possível observar um enriquecimento em elementos incompatíveis, com anomalia negativa de K, Nb, Ti, Ho e Yb (Figura 10). Quanto aos elementos Terras Raras as amostras mostram um forte fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP, típico dos magmas cálcio-alcálinos de alto potássio (Figura 10). Nessa figura notase que algumas amostras dos granulitos monzocharnockíticos exibem uma pequena anomalia negativa de európio.

Figura 10 – Diagramas multielementar e padrões de Elementos Terras Raras para os granulitos monzocharnockíticos. Os valores do condrito C1 são de Sun & McDonough (1989) e os valores do condrito são de Evensen et al. (1978) respectivamente.

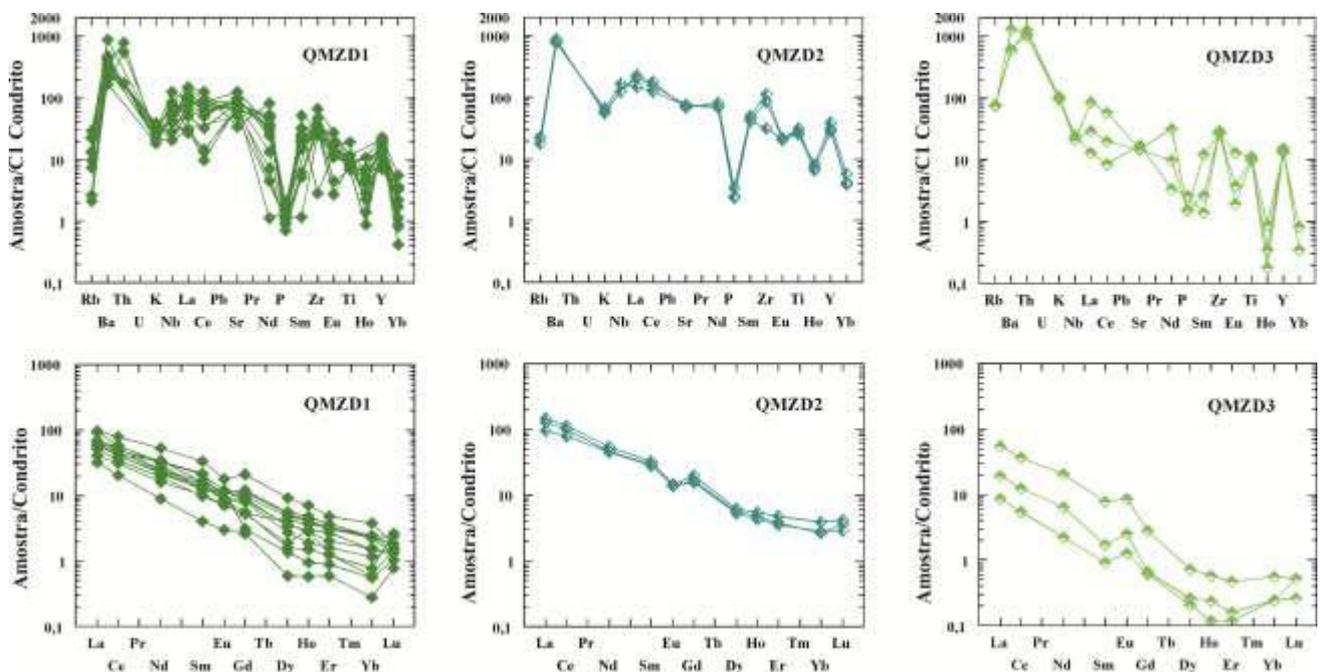


Granulitos quartzo-monzodioríticos - os dados litogeoquímicos dos granulitos quartzomonzodioríticos mostram que eles podem ser separados em três subtipos: QMZD1, QMZD2 e QMZD3. No geral eles apresentam teores distintos de SiO₂ variando entre 52% e 58%, teores de TiO₂ entre 0,6% e 2,3%, teores de K₂O com valores variando entre 1,4% e 6,8%, além do FeO, com valores situados entre 1,6%

e 6,4% (Tabela 6). Nos diagramas de Harker (1909) para elementos maiores e traços, verifica-se que não apresenta trends muito nítidos, mostrando certa dispersão dos pontos representativos das análises químicas (Souza et al.

2010). Esses litotipos são subalcalinos conforme diagrama $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ de Irvine & Baragar (1971) (Figura 8a). Por outro lado, utilizando-se o diagrama AFM desses mesmos autores anteriores, constata-se que estas rochas situam-se no campo cálcio-alcálico, com exceção de algumas do tipo QMZD1, que estão localizadas na transição entre os domínios tholeítico e cálcio-alcálico (Figura 8b). Comparando os diagramas multielementares (spidergrams) destes litotipos é possível observar um enriquecimento em elementos de alto campo de força (HFSE) para o tipo QMZD1, exceto para Nb e Yb, enquanto o tipo QMZD3 apresenta enriquecimento em elementos de grande raio iônico (LILE), com exceção do Sr (Figura 11). Quanto aos diagramas dos elementos Terras Raras, esses litotipos estão bem separados: boa parte desses litotipos exibe uma pequena anomalia negativa de Eu, excetuando-se o tipo QMZD3 que apresenta anomalia positiva deste elemento (Figura 11).

Figura 11 – Diagramas multielementar e padrões de Elementos Terras Raras dos granulitos quartzomonzodioríticos (QMZD1, QMZD2 e QMZD3). Os valores do condrito C1 são de Sun & McDonough (1989) e os valores do condrito são de Evensen et al. (1978) respectivamente.



RESULTADOS DA GEOLOGIA ESTRUTURAL

A partir de estudos realizados nas rochas granulíticas do Alto de Salvador, e.g. Barbosa et al. (2005), Corrêa-Gomes et al. (2005), Abrahão Filho (2009), Souza (2008, 2013) Souza e Souza (2010), Carrilho

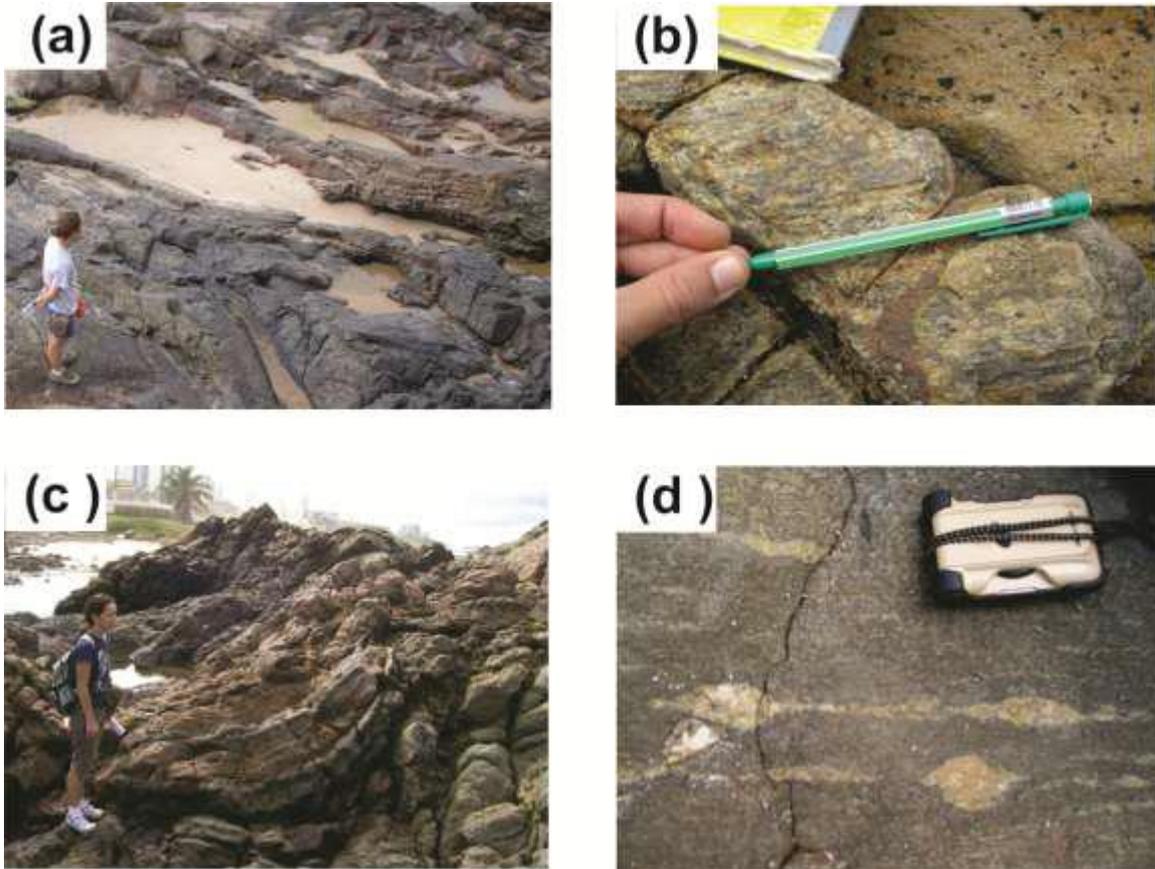
(2013), Alem-Marinho (2013), Mendonça (2014), Santos (2017), Neres (2017), foram identificadas, pelo menos, três fases de deformação dúctil progressivas,

descritas a seguir: (i) A primeira fase foi gerada a foliação principal (S_n), do tipo milonítica, paralela ao bandamento gnáissico, penetrativa, de baixo ângulo e que se encontra dobrada, visto que seus mergulhos variam de NW para SE, as direções principais obtidas foram NE-SW (Figura 12a e 13). Enquanto que as L_{xn} são marcadas pelo quartzo estirado e orientação da biotita, com caimentos principais para NE-SW e mergulhos de baixos a médios ângulos para SW e subordinadamente para NE (Figura 12b e 13), o que configura a geometria de dobramento onde o plano axial está orientado em $N070^\circ-N080^\circ$ (Figura 13) (Souza 2013). Além disso, com base nos indicadores cinemáticos ($S-C$'s, porfiroblastos e porfiroclastos rotacionados), a foliação apresenta cinemática reversa-sinistral. Nessa mesma fase foram desenvolvidos os boudins subhorizontais (encraves máficos) e duplex (Souza e Souza 2010). Por vezes, a foliação S_n encontra-se verticalizada pela fase de deformação posterior (Figura 12c). Ocorrem dobras isoclinais e intrafoliais de planos axiais subhorizontais paralelos a S_n . (ii) A segunda fase, num contexto de deformação progressiva, é marcada por zonas de cisalhamento anastomosados, extensas e penetrativas, com mergulhos subverticais (Figura 12c), que truncam a S_n paralela ao bandamento gnáissico (Abrahão Filho 2009, Alem-Marinho 2013, Souza 2013). Essa fase também foi responsável por formar dobras abertas na foliação S_n , tendo planos axiais paralelos aos planos da foliação milonítica (S_{n+1}) posicionada segundo o trend $N080^\circ$ (Figura 13) (Souza 2013), dobras fechadas, apertadas ou isoclinais, além de dobras parasíticas assimétricas em "Z" e "S" (Carrilho 2013). A lineação de estiramento mineral (L_{xn+1}) é marcada pela biotita, quartzo e feldspato, orientados para NE e SW, de baixo ângulo ($10-35^\circ$) para NE, sendo strike-slip de cinemática ora dextral, ora sinistral (Figura 12d e 13) (Abrahão Filho 2009, Souza 2013). As estruturas encontradas nessa fase indicam encurtamento segundo NNW-SSE, sendo que a assimetria observada nas zonas de cisalhamento (E-W) indicam uma cinemática dextral (Souza 2013) (Figura 14).

(iii) Na terceira fase, de caráter menos penetrativo que as anteriores, foram nucleadas zonas de cisalhamento transcorrentes, sub-verticais e sub-paralelas aos planos axiais da S_{n+2} , com lineações de estiramento mineral do tipo strike-slip. Localmente essa fase pode evoluir até a transposição das estruturas anteriores (Barbosa et al. 2005). Ainda nessa fase, tardiamente, ocorreram às intrusões de diques máficos deformados (Figura 6a) e metamonzo-sienogranitos (Neres 2017).

Figura 12 – Estruturas desenvolvidas nas rochas granulíticas de Salvador. (a) foliação S_n com dobras abertas nos granulitos da praia em frente ao Hospital Espanhol; (b) Lineação de estiramento mineral

(Lxn) desenvolvido em rochas granulíticas na praia em frente ao Hospital Espanhol; (c) foliação S_n verticalizada pela S_{n+1} ; (d) Estruturas simoidais do tipo delta e sigma desenvolvidas em rochas granulíticas no Farol da Barra.

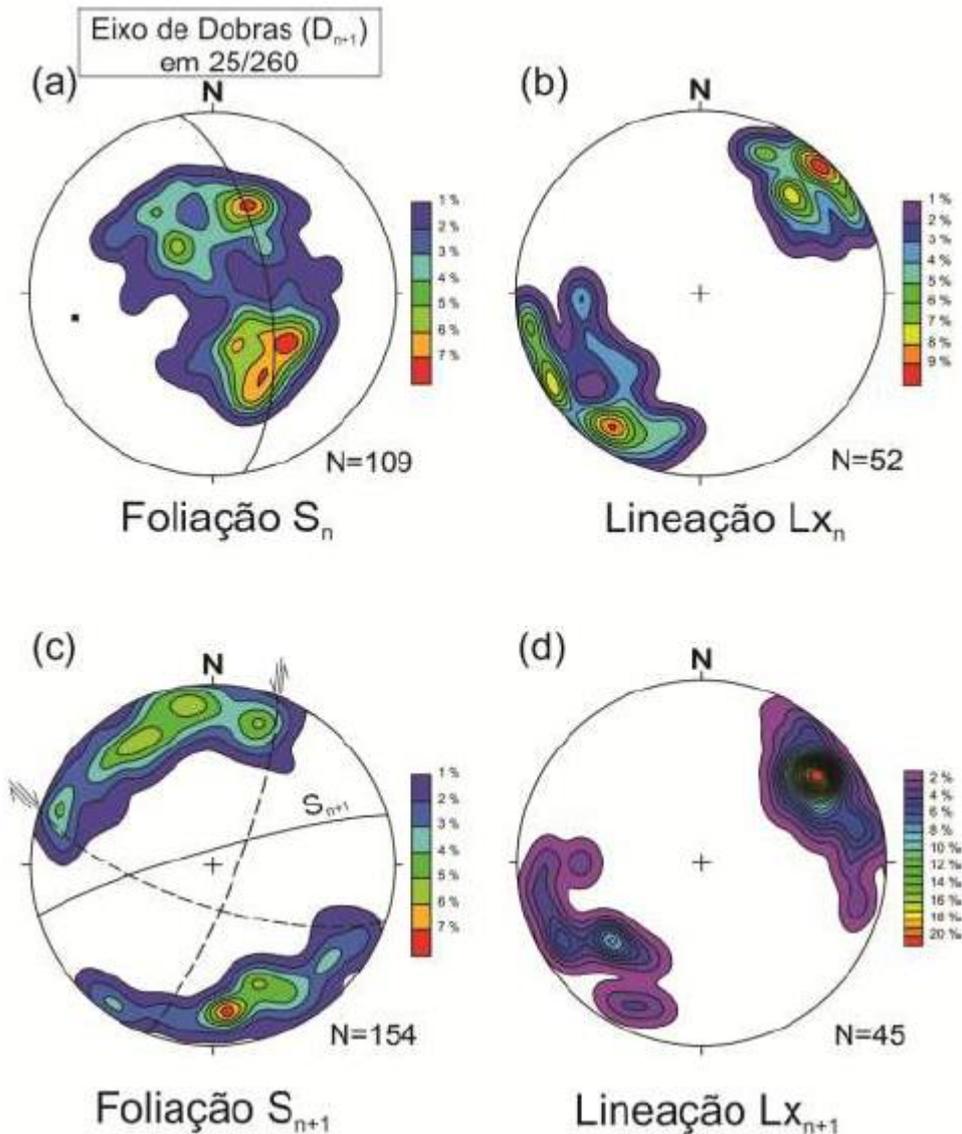


Em relação às estruturas rúpteis, de acordo com Corrêa-Gomes et al. (2005) e Barbosa et al. (2005), inúmeras falhas e fraturas cortam os granulitos de Salvador (Figura 2). Essas foram organizadas em ordem de idade decrescente, com relação à sua orientação, da seguinte forma:

- i) $N060^{\circ}$ - $N090^{\circ}$: colocação dos diques máficos metamórficos e metamonzo-sienograníticos;
- ii) $N040^{\circ}$ - $N070^{\circ}$: intrusão dos monzo-sienograníticos indeformados;
- iii) $N120^{\circ}$ - $N160^{\circ}$: instalação de diques máficos indeformados;
- iv) $N030^{\circ}$ - $N040^{\circ}$: paralelo às falhas de Salvador e Iguatemi, com planos de alto a médio ângulo, mergulhando para NW e estrias de cinemática normal-dextral;
- v) $N130^{\circ}$ - $N140^{\circ}$: subparalela ao sistema de falhas de Mata-Catú.

Figura 13 - Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) para os conjuntos de dados estruturais. (a) Diagrama de isodensidade polar para a foliação S_n . (b) Diagrama de isodensidade polar para a lineação de estiramento mineral Lxn. (c) Diagrama de isodensidade polar para a foliação S_{n+1}

(linhas tracejadas = zonas de cisalhamento conjugadas associada a foliação milonítica S_{n+1}). (d) Diagrama de de isodensidade polar para a lineação de estiramento mineral L_{n+1} . N = numero de medidas.



Evolução deformacional - A partir da integração dos dados de estruturas deformacionais levantados ao longo dos afloramentos da orla marítima de Salvador foi possível identificar três fases de deformação dúctil (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}), finitas e progressivas, associadas à orogenia Paleoproterozoica (Barbosa et al. 2005, Souza 2013).

A fase D_n , caráter tangencial, é correlacionável com a primeira fase dúctil (D_{n+1}) de Barbosa & Sabaté (2002, 2004) e pode ser subdividida em dois estágios. O primeiro estágio pode ser identificado através de uma foliação (S_n) do tipo xistosidade, marcada pela orientação preferencial dos minerais máficos

e estiramento dos minerais félsicos, associada ao bandamento gnáissico, orientada preferencialmente para NE-SW, com baixo ângulo de mergulho, podendo configurar um dobramento com mergulhos variando para NW e para SE.

São associadas a essa fase estruturas como dobras isoclinais e dobras intrafoliais sem raiz paralelas a foliação S_n , o que pode sugerir a existência de uma foliação pretérita (S_{n-1}). Ainda neste estágio houve a nucleação de dobras fechadas a cerradas, simétricas e assimétricas, reclinadas a recumbentes, com suas superfícies axiais subhorizontais.

Com a progressão da deformação, essa superfície foi dobrada, rotacionada e paralelizada ao longo do segundo estágio, e as rochas mais competentes foram boudinadas. Os boudins de encaves máficos e de rochas granulíticas paraderivadas são simétricos e assimétricos, sendo que os primeiros apresentam zonas de biotitização nas suas bordas, e os últimos são comumente afetados por zonas de cisalhamento da fase posterior. As lineações de estiramento mineral L_{xn} são orientadas segundo NE-SW, de baixo mergulho e caráter dip-slip. Estas lineações também caracterizam o dobramento desta fase, uma vez que os caimentos ocorrem tanto para NE quanto para SW.

As estruturas sigmoidais do tipo duplex, que são observadas desde os afloramentos do Bairro da Barra até o Rio Vermelho, podem estar associadas a um sistema de falhas transcorrentes geradas a partir das dobras com superfícies axiais subhorizontais da D_n .

A progressão da deformação dúctil durante esta fase (D_n) também foi responsável por nuclear dobras abertas a suaves com envoltórias simétricas e assimétricas, configurando sinformes e antiformes com trend geral NE-SW, de superfícies axiais sub-verticais e vergência para SE.

Essa vergência pode estar associada às dobras parasíticas de dobras regionais. A tensão máxima principal regional para esta fase foi interpretada como subhorizontal (Figura 14) e posicionada segundo NW-SE, sendo a tensão mínima posicionada verticalmente (Barbosa & Sabaté 2002, Souza 2013, Carrilho 2013, Alem-Marinho 2013).

A segunda fase D_{n+1} pode estar relacionada à tectônica transcorrente a transpressional (Barbosa & Sabaté 2002). Essa tectônica é marcada por zonas de cisalhamento dúcteis, dúctilrúpteis e rúptil-dúcteis que truncam as estruturas da fase D_n . As zonas de cisalhamento são subverticais, penetrativas e formam um padrão anastomótico. Apresentam orientação preferencial segundo NE-SW e movimento aparente ora sinistral, ora dextral (Souza 2013).

Essa cinemática alternada pode estar relacionada ao dobramento das superfícies geradas na fase D_n, de acordo com Barbosa et al. (2005). Além das zonas de cisalhamento, desenvolveu-se uma foliação milonítica (S_{n+1}) de alto ângulo, bem como uma lineação de estiramento mineral (L_{xn+1}) do tipo strike-slip. As tensões principais máximas desta fase também foram subhorizontais, posicionadas segundo NW-SE, e a tensão mínima segundo NE-SW (Figura 14).

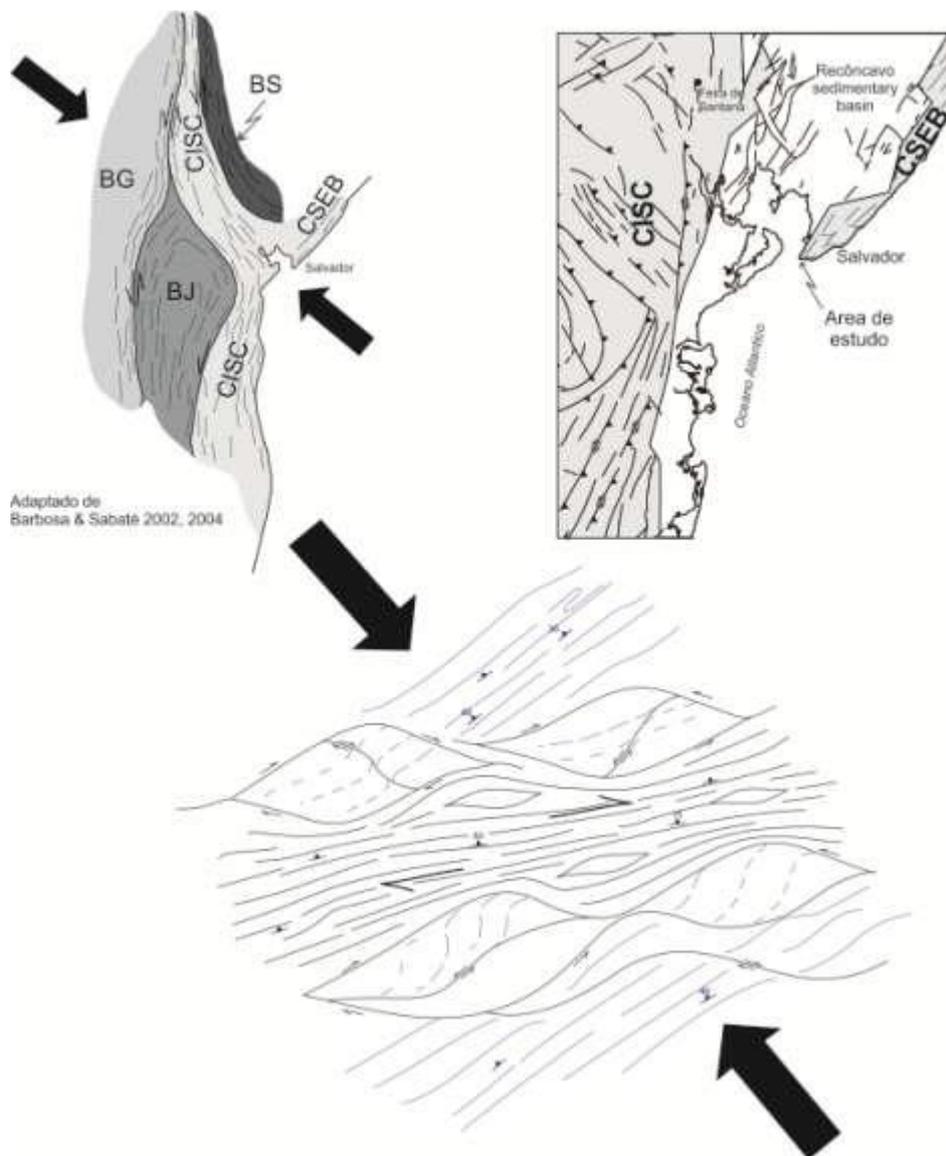
A terceira fase D_{n+2} possivelmente está relacionada ao colapso do orógeno. Essa fase é marcada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais, menos penetrativas que as da fase anterior, de caráter dúctil-rúptil, com trends NNW-SSE e movimento aparente dextral. Os diques máficos que apresentam orientações preferenciais NNW-SSE e E-W, e alto mergulho, possivelmente foram colocados nesta fase. Essa fase é considerada pouco expressiva, com poucas medidas registradas, e pode ser vista em alguns afloramentos, como na Praia do Farol de Itapuã.

Barbosa et al. 2005 sinalizou a existência de complicadores, que dificultam na interpretação local das deformações dúcteis, sendo estes: (i) a alternância de deformações contínuas, homogêneas e heterogêneas que pode mudar a importância de uma fase em relação à outra e (ii) a alternância de faixas high strain – low strain de uma fase comparada a outra, o que resulta ora na completa transposição ora na preservação de estruturas mais antigas.

As três fases deformacionais dúcteis encontradas na região em questão possivelmente foram geradas em condições de temperatura correspondente àquela da fácies granulito e tiveram a evolução deformacional semelhante à que foi descrita para o Orógeno Itabuna-Salvador- Curaçá (Barbosa et al. 2012) (Figura 14).

Durante o Mesoproterozoico e o Neoproterozoico a área estudada não foi afetada por eventos tectono-termais associados à colisão dos Orógenos Brasileiros, que atuou nas bordas do Cráton do São Francisco (Alkimi et al 1993). No entanto, de acordo com Corrêa-Gomes et al. (1996) os diques máficos orientados segundo NNE-SSW e NNW-SSE foram colocados durante uma extensão Neoproterozoica. Estes diques correspondem a uma família de diques mais jovens, pertencentes à Província Litorânea (Corrêa-Gomes et al. 1996, Menezes Leal et al. 2012)

Figura 14 - Mapa estrutural esquemático mostrando o padrão das zonas de cisalhamento da fase D_{n+1} e sua compatibilidade com um encurtamento de direção NNW-SSE relacionado a um cisalhamento dextrógiro dominante (em áreas de deformação menos intensa são desenhadas (em azul) as foliações S_n da fase anterior (D_n).



Com a ruptura de Gondwana e a formação do Atlântico Sul no Mesozoico, desenvolveu-se uma fase rúptil correlata à abertura das bacias intracratônicas brasileiras, dentre elas a Bacia Sedimentar do Recôncavo, a qual faz parte de um sistema maior denominado Recôncavo- Tucano-Jatobá (Figura 1). Essa fase é correlacionável com a fase rúptil proposta por Barbosa et al. (2005) e Abrahão Filho (2009). Com isso foi gerado um sistema composto por estruturas como falhas, fraturas, estrias e degraus de falhas, que se encontram agrupados com relação à sua orientação:

- (i) N020°-N030° subparalelo as falha de Salvador e Iguatemi (Figura 2), mergulhando para NW e com estrias de cinemática normal-dextral;
- (ii) N120°-N130° e N130°-N140°, subparalelo ao sistema de falhas de Mata-Catú e as falhas transferentes da Bacia do Recôncavo (Figura 2), respectivamente.

METAMORFISMO E GEOCROLOGIA

Estudos realizados por Fujimori (1988) indicaram que a granulitização atingiu a etapa de pico nas condições de 7,5 – 9 kbar e 840 – 900°C e que o reequilíbrio metamórfico dessas rochas na fácies granulito, ocorreu comitantemente às deformações dúcteis.

Estudos mais recentes realizados por Souza (2013) evidenciaram que as condições de pressão e temperatura (P-T) do metamorfismo, das rochas estudadas no domínio da fase D_n, ficam em torno de 8,6 kbar e 830 °C (fácies granulito) que obliterou as estruturas e paragêneses anteriores. Para as rochas do domínio da fase D_{n+1}, a termobarometria permitiu estimar condições entre 7,5 kbar e 780 °C (fácies granulito), sendo interpretada como uma progressão da fase D_n, associado à geração de zonas de cisalhamento predominantemente dextróginas e falhas dúcteis-rúpteis, no final da orogenia.

Os granulitos ortoderivados do tipo tonalítico foram datadas por Silva et al. (1997), pelo método U/Pb SHRIMP, onde se obteve uma idade de 2.561±7Ma no centro dos cristais, considerada como idade de cristalização magmática e a outra, na borda, uma idade de 2089±11Ma, admitida como próxima àquela do metamorfismo regional.

Souza (2013) datou zircões, pelo método U-Pb (in situ LA-ICPMS), dos granulitos quartzo feldspáticos e dos granulitos alumino magnesianos, amostrados no afloramento do Morro do Cristo e Farol da Barra respectivamente, e, em ambas as amostras, observou que as idades dos núcleos distribuíam-se ao longo da curva de concórdia entre 2,1 Ga e 2,4 Ga. Segundo a autora, esses resultados podem corresponder a várias gerações de zircões ou podem resultar da perda de chumbo durante o metamorfismo de alto grau.

Um segundo conjunto de cristais claros e arredondados, com ou sem núcleos, interpretados como zircões metamórficos (Souza 2013), deram uma idade 207Pb/206Pb de 2090 ±50 Ma, que foi interpretada como a idade do metamorfismo de alto grau. Esses estudos geocronológicos confirmam a contemporaneidade com o metamorfismo de alto grau registrado no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (2083 ±5 Ma, Peucat et al. 2011).

Também foram datadas, por LA-ICPMS in situ, monazitas associada à foliação S_{n+1} nos granulitos alumino-magnesianos, amostrados no afloramento do Farol da Barra, que produziu uma idade concordante de 2064 ±9 Ma. Essa idade sugere o fim do evento deformacional quando as rochas granulíticas foram soerguidas através de zonas de cisalhamento e falhas (Souza 2013).

Os corpos monzo-sienograníticos foram datados por Souza et al. (2014) obtendo-se uma idade (Pb/Pb TIMS evaporação) em zircões prismáticos, não metamórfico, em torno de 2064 ± 6 Ma.

Estes corpos representam líquidos magmáticos que foram gerados na crosta inferior e que ascenderam ao longo de zonas de cisalhamento da fase Dn+1 para os níveis crustais superiores.

Quanto aos diques máficos indeformados, pertencentes à Província Litorânea (Corrêa-Gomes et al. 1996, Menezes Leal et al. 2012), têm idades de 1021 ± 8 Ma pelo método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ em biotita (Moraes Brito 1992), 922 ± 4 Ma (Praia de Ondina) e 924 ± 4 Ma (Praia do Rio Vermelho), ambas por U-Pb em badeleíta (Evans et al. 2015).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho foram apresentados os resultados obtidos através de diversas pesquisas petrológicas, deformacionais e geocronológicas nas rochas cristalinas predominantes no embasamento da cidade de Salvador. Com isso, foi possível identificar os seguintes litotipos cristalinos: (i) rochas paraderivadas metamorfizadas formadas por granulitos aluminomagnesianos associados aos granitos granatíferos, quartzitos com granada e ortopiroxênio, granulitos quartzo-feldspáticos e os granulitos cálcio-magnesianos; (ii) rochas ortoderivadas metamorfizadas representadas por encraves máficos (metagabros) e ultramáficos (metapiroxenitos) granulitizados, granulitos charnoenderbíticos, granulitos monzocharnockíticos e granulitos quartzo-monzodioríticos; rochas intrusivas metamorfizadas compostas de metamonzo-sienogranitos e diques máficos deformados; e rochas intrusivas não deformadas constituída por monzo-sienogranitos, diques máficos e os granitóides de Itapuã.

Segundo Souza (2013), os granulitos quartzo-feldspáticos apresentam protólitos de origem sedimentar, formados a partir do material erodido de rochas ortoderivadas diversas que foram depositados em pequenas bacias, associado a outros sedimentos pelíticos. Enquanto que os granulitos alumino-magnesianos sugerem um protólito também de origem sedimentar, de natureza aluminosa, que segundo Barbosa et al. (2005) são restitos de fusão de pelitos que estão associados a granitos granatíferos, considerados líquidos de fusão. Além disso, Leal Rodrigues (2017) interpretou que estas rochas granulíticas paraderivadas faziam parte de um ambiente de plataforma costeira, com sedimentos arenosos, areno-argilosos e pelíticos, que foram metamorfizados em condições de fácies granulito durante o evento colisional Paleoproterozoico.

Os encraves máficos granulizados correspondem a gabros gerados a partir de uma magma tholeítico ou magma transicional tholeítico/cálcio-alcálico, e os ultramáficos são piroxenitos derivados de magma tholeítico rico em magnésio, de acordo com os dados apresentados por Barbosa et al. (2005). A litogeoquímica dos demais granulitos ortoderivados mostrou que a maior parte dessas rochas foram derivadas de magma cálcio-alcálico rico em K₂O, porém um dos granulitos charnoenderbíticos foi gerado a partir de magma transicional tholeítico/cálcioalcálico (Souza et al. 2010).

Essa assinatura cálcio-alcálica observada nos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador também foi registrada nos granulitos ácidos e intermediários do CSEB, apresentado por Barbosa et al. 2018. De acordo com estes autores, os dados litogeoquímicos destas rochas indicam uma genética associada a zonas de subducção e arcos vulcânicos.

Os litotipos estudados foram deformados por pelo menos três fases dúcteis (D_n, D_{n+1} e D_{n+2}), progressivas, relacionadas ao mesmo evento metamórfico, sob condições da fácies granulito, no Paleoproterozóico.

Diante desses dados foi possível interpretar que a fase D_n pode estar relacionada à uma tectônica tangencial, na qual a deformação registrada ocorreu devido a colisão entre cinco blocos arqueanos. Essa fase foi dividida em dois estágios contínuos, sendo que as principais estruturas correspondem à foliação bandamento gnáissico (S_n) subhorizontal, com seus mergulhos configurando um dobramento com superfícies axiais subhorizontais, além de boudins e duplexes associados às rochas granulíticas paraderivadas e boudins de encraves máficos; lineações de estiramento mineral L_{xn} de caráter dip-slip, que também caracterizam um dobramento, com a geração de sinformes e antiformes de planos axiais subverticais e vergência para SE.

As tensões máxima e mínima regional dessa fase foram posicionadas segundo NW-SE e verticalmente, respectivamente (Barbosa & Sabaté 2002, Souza 2013, Carrilho 2013, Alem- Marinho 2013). A idade do metamorfismo de alto grau registrado (2095±210 Ma: Souza 2013), na área de estudo, é compatível com as idades estabelecidas para essa mesma fase no OISC (2083±5 Ma, isotopos de Nd e U-Pb em zircões: Peucat et al. 2011) e CSEB (2087±14

Ma: Barbosa et al. 2018).

A fase D_{n+1} foi interpretada como a progressão do evento colisional em questão, pode estar relacionada à tectônica transcorrente a transpressional, que é marcada por zonas de cisalhamento subverticais, que truncam e até transpõem as estruturas da fase D_n. Essa fase

registrou uma cinemática alternada, ora sinistral ora dextral, que pode estar relacionada ao dobramento da fase Dn (Souza 2013). Além disso, foi gerada uma foliação milonítica (Sn+1) subvertical, lineações de estiramento mineral (Lxn+1) de caráter strike-slip, e foram colocados os corpos sienograníticos (2064±36 Ma U-Pb zircão: Souza et al. 2014). A tensão máxima regional dessa fase foi posicionada segundo NW-SE e a mínima segundo NE-SW.

Na fase de colapso do orógeno, correspondente a fase (Dn+2), foram nucleadas zonas de cisalhamento dextróginas com trends NNW-SSE, e alojaram-se diques máficos orientados segundo NNW-SSE e E-W. Posteriormente, durante a extensão Neoproterozoica, foram colocados os diques máficos mais jovens (922±4 Ma e 924±4 Ma: Evans et al. 2015), pertencentes à Província Litorânea (Corrêa-Gomes et al. 1996, Menezes Leal et al. 2012).

As deformações rúpteis geradas com a tafrogênese Cretácea correspondem aos sistemas: N020°-N030° e N120°-N140° subparalelos aos sistemas de falhas de Salvador/Iguatemi e de falhas da Bacia do Recôncavo/Mata-Catú, respectivamente. Nascimento (2019), através da utilização de diversas imagens produzidas por sensoriamento remoto, sugeriu um controle das estruturas lineares na nucleação das estruturas rúpteis da fragmentação de Gondwana.

Diante do exposto, pode-se afirmar que houve uma tentativa integração entre os inúmeros trabalhos geológicos realizados nos litotipos de Salvador, além de correlação com as etapasm metamórficas/deformacionais registradas e amplamente estudadas no CISC, que foram edificadas durante o desenvolvimento do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pelo aporte de recursos para a realização dos trabalhos de campo e pela bolsa de pesquisa da segunda (IC) e terceira autora (mestrado). Também ficam consignados nossos agradecimentos a CAPES (COFECUB), CBPM e à CPRM pelos recursos fornecidos para os serviços laboratoriais.

REFERENCIAS

- Abrahão Filho, E.A. 2009. Mapeamento Multi-escalar de Estruturas da Área de Influência da Porção Sul da Falha de Salvador, Bahia. Trabalho Final de Graduação. IG/UFBA. Salvador. 87p.
- Alem-Marinho, G.P.S. 2013. Mapeamento Geológico e Análise Estrutural do afloramento da Praia da Paciência (Setor E), Salvador, Bahia. Trabalho Final de Graduação, IG-UFBA, Salvador – Ba.

Alkmim, F. F.; Brito Neves B. B.; Alves. J. A. C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma revisão. In: DOMINGUEZ JML & MISI A (Ed.). O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG–NBA/SE, SGM, CNPq: 45–62.

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

Alves, D., 2013. Mapeamento geológico de detalhe e petrografia dos litotipos do Jardim de Alah, Salvador-Bahia. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Alves, S. S. 2017. Granitoide De Itapuã: Evidência De Magmatismo De Natureza Shoshonítica Na Porção Sul Do Cinturão – Salvador – Esplanada – Boquim. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Ayrton S.N. 1991. Appinities, lamprophyres and mafic microgranular enclaves: three related products of interaction between acid and basic magmas. In: J. Didier & B. Barbarin (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp.: 465-476.

Barbosa, J. S. F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil – Na expression of Archean– Proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf D. & Vidal Ph. (ed.). *Granulites and crustal evolution*. Dordrecht, Kluwer, p.195– 221.

Barbosa, J. S. F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozoicas do embasamento do Cráton do São Francisco na

Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, p. 241-256.

Barbosa, J. S. F. & Dominguez J. M. L. (Eds.) 1996. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*. SICM/ SGM, Salvador, (Edição Especial), 400 p.

Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean Crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Ciências*, 74(2):343–359.

Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Prec. Res.* 133:1–27.

Barbosa J.S.F., Marinho M.M., Menezes Leal A.B., Melo De Oliveira E., Souza-Oliveira J.S., Argollo R. M., Lana C., Barbosa R.G., Santos L.T. L., 2018. As raízes granulíticas do cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Cráton do São Francisco, Bahia Sergipe, Brasil.

Geologia USP. Série científica. São Paulo, v. 18, n. 2, p. 10-128.

Barbosa, J. S. F.; Cruz, S. C. P. ; Souza, J. S. De. 2012. Terrenos Metamórficos do Embasamento. In: Barbosa J.S.F, Mascarenhas J.F., Correa-Gomes,L.C. Dominguez,J.M.L. J

Souza..S. de (Org.). *Geologia da Bahia, pesquisa e atualização*. 1ed.Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, v. 1, p. 101-201.

Barbosa J.S.F., Corrêa-Gomes L.C., Dominguez, J. M. L., Cruz S. A S., Souza, J. S. de 2005.

Petrografia e Litogeoquímica das Rochas da Parte Oeste de Salvador, Bahia, Rev. Bras. Geoc.,35(4-Suplemento): 9-22.

Barbosa, J.S.F., Corrêa-Gomes, L.C., Marinho, M.M., Alves Da Silva, F.C. 2003. Geologia do Segmento Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Ver. Brás. Geoc. 33(suplemento), p. 33-47.

Blake D.H., Elwell R. W. D., Gibson I. L., Skelhorn R.R., Walker G. P. L. 1965. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. Q. J. Geol. Soc., 121:31-50.

Carrilho, E., 2013. Mapeamento e geologia estrutural das rochas do setor oeste do Farol de Itapuã, Salvador, BA: Cinturão Salvador-Esplanada, Cráton do São Francisco. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Celino J.J. & Conceição H. 1983. Granito porfiróide – evidência de magmatismo ácido tardio na faixa granulítica Atlântica, Salvador, Bahia. In: UFBA, Sem. Est. Pesq., 5, Bol. Res., p. 30.

Celino J. J., Conceição H., Corrêa-Gomes L.C. 1984. Monzogranito porfirítico: magmatismo ácido tardio no Cinturão Granulítico Atlântico, Salvador, Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Bol. Res. 157- 158.

Corrêa-Gomes L.C., Barbosa J. S. F., Cruz S. A. S. 2005. Caracterização petrográfica, estrutural e petroquímica do embasamento cristalino da cidade de SalvadorBahia/Porção Oeste. Anais do III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, p.79-82.

Corrêa Gomes, L.C. 1996. Província de Diques Máficos do Estado da Bahia: mapas, estágio atual do conhecimento e evolução temporal. Salvador: Governo do Estado da Bahia, SGM.

Cruz, L. A. da. 2013. Aspectos de campo, petrografia e geoquímica preliminar dos diques máficos das praias de jardim de alah, paciência e ondina, Salvador-Bahia. Trabalho final de Graduação, IGEO-UFBA, 73p, Dalton De Souza, J; Kosin, M; Melo, R. C.; Santos, R. A.; Teixeira, L. R.; Sampaio, A. R.;

Guimarães, J. T.; Vieira Bento, R.; Borges, V. P.; Martins, A. A. M.; Arcanjo, J. B.; Loureiro, H. S. C.; Angelim, L. A. A.; 2003. Mapa Geológico do Estado da Bahia – Escala 1:1.

000.000. Salvador: CPRM, 2003. Versão 1.1. Programas Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Convênio de Cooperação e Apoio Técnico-Científico CBPM-CPRM.

Evans, D. A. D., Trindade, R. I. F., Catelani, E. L., D'Agrella-Filho, M. S., Heaman, L. M., Oliveira, E. P., e Salminen, J. M. 2015. Return to Rodinia? Moderate to high palaeolatitude of the São Francisco/Congo craton at 920 Ma. Geological Society, London, Special Publications, 424(1), 167-190.

Evensen, N. M. Hamilton, P. J. O'Nions, R. R. 1978. Rare earth abundances in chondrite meteorites. Geoch. Cosmoch. Acta., 42:1199–1212.

Figueiredo, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early Proterozoic subductionrelated magmatic arc. Journal of South American Earth Sciences, v. 2, n. 2, p. 131-145.

Figueiredo, M. C. H., Barbosa, J. S. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (Eds.) O Cráton do São Francisco. Salvador: SBG/SGM/CNPq. p. 63-83.

Fujimori S. 1988. Condições de P-T de formação dos granulitos do Farol da Barra, Salvador, Bahia, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 18:339-344.

Fujimori, S.; Allard, G.O. 1966. Ocorrência de safirina em Salvador, Bahia. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v.2, n.15.

Fujimori, S., Fyfe, W.S. 1984. Almanditic garnet-rich metamorphic rocks as an original soil developed during Precambrian. *Rev. Bras. Geoc.*, 14:194-202.

Harker, A. (Ed) 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York. 384 p. Irvine, T. N. & Baragar, V. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canad. Earth Sci.* 8:523-548.

Jesus, V. F. De. 1978. Origem dos granulitos e granoblastitos de Itapoan. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 63p.

Leal Rodrigues, D. J., 2017. Caracterização petrográfica das rochas metamórficas de alto grau portadoras de safirina e suas encaixantes no afloramento da Praia da Paciência, Salvador, Bahia. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Marcelino, R.S. 2014. Aspectos de campo, petrografia e geoquímica preliminar dos diques máficos das praias de Jardim de Alah, Paciência e Farol de Itapuã, Salvador-Bahia. Trabalho Final de Graduação, IGEO-UFBA, 67p,

Mascarenhas, J.F.; Silva, E.F.A. 1994. Greenstone Belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Série Arquivos Abertos, vol. 5, 32p.

Mello, E.F.; Xavier, R.P.; Mcnaughton, N.J.; Hagemann, S.G.; Fletcher, I.; Snee, L. 2006.

Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. *Mineralium Deposita*, Berlin, v. 40, n. 8, p. 849-866.

Mello, E. F.; Xavier, R. P.; Mcnaughton, N.; Fletcher, I.; Lacerda, C. M. M.; Oliveira, E. P. 2000. Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE Bahia State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. General Symposium Stable and radiogenic isotopes in Metallogenesis. Rio de Janeiro, 2000. 1 CDROM.

Mendonça, P. de C. 2014. Contribuição ao conhecimento geológico do Cinturão Salvador- Esplanada: Enfoque na geologia estrutural do afloramento do Morro do Cristo, Salvador, BA. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Menezes Leal, A. B. de.; Corrêa-Gomes, L. C., Guimarães, J. T. 2012. Diques Máficos. In: *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*. In: Barbosa JSF (ed) *Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização*, v. 2, p. 199-231,

Mestrinho, S. S. P.; Linhares, P. E Carvalho, I. G. 1988. Geoquímica de elementos principais e traços do dique de diabásio da praia de Ondina, Salvador, Bahia. *Congr. Bras. Geol*, v. 32, p. 1862-1877.

Moraes Brito, C. 1992. Caracterização geológica, geoquímica e petrológica dos diques máficos proterozoicos da região de Salvador, Bahia. (Dissertação de Mestrado) - IAG/USP, 96p.

Morrison, G. W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*; 13, 97-108.

Nascimento, D.C. do, 2019. Integração de Dados Petrográficos e Estruturais de Litotipos Cristalinos de Salvador, Bahia. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Neres, E.S., Alves C.R.S. Cruz, S.C.P., Assumpção H.C.P. 2017. Mapeamento geológico e análise estrutural do afloramento da praia de Jardim de Alah, Salvador, Bahia. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 48. Porto Alegre.

Oliveira Junior, T. R. 1990. Geologia do extremo nordeste do Cráton do São Francisco, Bahia. Dissertação de Mestrado, IGEO-UFBA, 126p.

Oliveira, E. M. 2014. Petrografia, Litogeoquímica e Geocronologia das Rochas Granulíticas da Parte Norte do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Bahia-Sergipe. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 96p.

Oliveira, E. P., Mcnaughton, N. J., Armstrong, R. 2010. Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: T. M. Kusky, M.-G. Zhai, W. Xiao (Eds.), *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*, v. 338, p. 263-286. Londres: Geological Society of London, Special Publications.

GEOLOGIA, 41. João Pessoa. Anais. João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste, 2002b. p. 522. Oliveira, E. P., Carvalho, M. J., Mcnaughton, N. 2004a. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP. Série científica*, 4(1), 41-53.

<http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874x2004000100003>

Oliveira E. P.; Choudhuri A.; Mello E. F.; Mcnaughton, N. 2004b. SHRIMP U-Pb geochronology of the basement to the Rio Itapicuru granite-greenstone belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research*.

Oliveira, E. P., Mello, E. F. & Mcnaughton, N. 2002. Reconnaissance U-Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: implications for the early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 284-298.

Oliveira, E. P.; Mello, E. F.; Mcnaughton, N. 2002a. Reconnaissance U-Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Implications for the early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, v.15, n. 3, p. 284-298.

Oliveira, E. P.; Mello, E. F.; Mcnaughton, N.; Choudhuri, A. 2002b. SHRIMP U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE São Francisco Craton. In: CONGRESSO BRASILEIRO

Oliveira, E. P.; Lafon, J. M.; Souza, Z. S. 1998. A Paleoproterozoic age for the Rio Capim volcano plutonic sequence, Bahia, Brazil: whole-rock Pb-Pb, Pb-evaporation and U-Pb constraints. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 14.

Paixão, M. A. P.; Oliveira, E. P. 1998. The Lagoa da Vaca complex: an Archaean layered anorthosite body on the western edge of the Uauá Block, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 201-208.

Peucat, J. J.; Barbosa, J. S. F.; Pinho, I. C. De A.; Paquette, J.L.; Martin, H.; Fanning, C. M.; Menezes Leal, A. B.; De Cruz, S.C. P. 2011. Geochronology of granulites from the South Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 397-413.

Peucat, J. J.; Mascarenhas, J. F.; Barbosa, J. S.; Souza, F. S.; Marinho, M. M.; Fanning, C. M.; Leite, C. M. M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *Journal South American Earth Sciences*, v. 15, p. 363-373.

Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Dickin, A.P. 2009. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite-greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U-Pb single zircon geochronology. *Precambrian Research* vol. 170, 175-201.

Santos, N. F. dos. 2017. Contribuição ao conhecimento geológico do Cinturão Salvador- Esplanada-Boquim: com ênfase ao mapeamento de detalhe estrutural e litológico da Praia da Sereia no Rio Vermelho Salvador – BA. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Silva, S. O. 2018. Caracterização petrológica dos diques máficos da orla de Salvador, Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Dissertação de Mestrado, 54 p.

Silva L.C. da, McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: SBG, I ISGAM - Intern. Symp. Granites and Associated Mineralisations, Salvador, Abstracts, 1: p. 282-283.

Souza, J.S. 2013. Geologia, Metamorfismo e geocronologia de Litotipos de Salvador-Bahia. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 125p

Souza, J. S.; Barbosa, J. S. F. ; Correa-Gomes, L. C. 2010. Litogeoquímica dos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40, p. 339- 354.

Souza J. S. de, 2009. Petrografia e litogeoquímica dos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador – Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 69p.

Souza J. S. de, 2008. Mapeamento Geológico da Área do Farol da Barra, Salvador-Bahia, Brasil. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA. 69p

Souza-Oliveira, J. S. de; Peucat, J.J.; Barbosa, J. S. F.; Correa-Gomes, L.C.; Cruz, S.C.P.; Menezes Leal, A.B.; Paquette, J.L. 2014. Lithogeochemistry and geochronology of the subalkaline felsic plutonism that

marks the end of the Paleoproterozoic orogeny in the Salvador-Esplanada belt, São Francisco craton (Salvador, state of Bahia, Brazil). *Brazilian Journal of Geology*, v.44, p.221 – 234.

Souza-Souza, A. L. de, 2010. Mapeamento geológico e análise estrutural do afloramento da praia do Hospital Espanhol, Salvador, Bahia. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Sun, S. S. & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts for mantle composition and process. In: A.D. Saunder, & M.J. Norry (ed.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Special Publication, 42:313–345.

Tanner De Oliveira M. A F. 1970. Contribuição para o conhecimento petrológico de Salvador, Bahia, Brasil. *Garcia de Orta, Lisboa*. 18:229-240.

Tanner De Oliveira M. A. F. & Conceição H. 1982. Metamorfismo de Alto Grau da Faixa Costeira de Salvador, Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 32, Anais, 2: p. 41-42

Walker G. P. L. & Skelhorn R. R. 1966. Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth Sci. Rev.*, 2:93-109.

Wiebe R. A 1991. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granite rocks. In: J. Didier & B. Barbarin (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 393-402.

Capítulo 9

MORFOMETRIA E POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DAS MORTES, REGIÕES DE CAMPO VERDE E PRIMAVERA DO LESTE, MT

[DOI: 10.37423/200400632](https://doi.org/10.37423/200400632)

*Lena Simone Barata Souza (Professora Departamento de Geologia, UFRR).
lenabarata@yahoo.com.br*

*Danilo Guilherme Queiroz R. da Silva (Pesquisador Colaborador, FAPEMAT).
danilogrs@hotmail.com*

*Jackson Douglas Silva da Paz (3Professor Departamento de Geologia, UFRR).
jackdspaz@yahoo.com.br*

*Caiubi Emanuel Souza Kuhn (Professor Engenharia de Minas, UFMT). -
caiubigeologia@hotmail.com*

*Marvim F. M. Alves (Graduando Faculdade de Geociências, UFMT).
marvim.mota@gmail.com*



CONTEXTO REGIONAL

Na porção sudeste do Estado de Mato Grosso, a Bacia do Paraná, tem sido influenciada pela megaestrutura Lineamento Transbrasiliano, especialmente desde o Neocretáceo, estes movimentos tectônicos ocasionaram o desenvolvimento das Bacias Cambambe e Poxoréo (Coimbra 1991; Kuhn 2014). Através das reativações de descontinuidades crustais, (Curto et al., 2014), originadas ao final do Ciclo Brasileiro, têm-se registrado em rochas Fanerozóicas da região, deformações em especial, as de natureza rúptil, pela ativação de falhas direcionais. O Rio das Mortes, entalha unidades, especialmente, NeoDevoniano, Neocretáceo e Terciário. Parcialmente, aparecem rochas do Grupo Paraguai e Formação Aquidauana nas bordas. O contexto está relacionado às bacias Cambambe e Poxoréo.

MÉTODO

Para identificação das propriedades da drenagem utilizou-se imagens Radar Topography Mission (SRTM), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com resolução de aproximadamente 30 metros. A extração da drenagem, foram executadas através do software ArcMap/Laboratório de Sensoriamento Remoto da Faculdade de Geologia (FAGEO/UFMT). As caracterização da rede de drenagem da bacia hidrográfica do Rio das Mortes obedeceram parâmetros elucidados na literatura como tropia, grau de controle, sinuosidade, angularidade e angulo de junção e fator de assimetria (Berger, 1994; Deffontaines&Chorowicz, 1991; Fiori& Soares, 1976; Holmes,1965; Howard, 1967).

RESULTADOS/DISCUSSÃO

A tabela 1 e figura 2 configuram o caráter morfométrico da rede de drenagem da bacia hidrográfica do Rio das Mortes. Analisando-se os elementos texturais de drenagem foi possível também determinar associação de respostas de canais de drenagem com falhas direcionais e sugerir em diferentes pontos o sentido do movimento (Silva & Paz, 2015). Em geral, as rochas sedimentares pertinentes a área de estudo, proporcionaram o padrão de drenagem uniformemente dendrítico à subdendrítico. A presença de estruturas pré-existentes do embasamento, especialmente, da Faixa Paraguai de idade Neoproterozóica, juntamente com a sua recente reativação leva ao aparecimento dos padrões de drenagem como a treliça, contorcida e subparalela. É válido mencionar que as sub-bacias Ribeirão do Sapê, Rio Sangradouro Grande, Ribeirão Couro de Porco, que abrangem em parte um padrão subparalelo está alinhado com trend N-S, configurando um leve basculamento.

As formas circulares associadas a uma tropia multidirecional ordenada nas sub-bacias dos rios Cumbuco e Matrinxã (margem esquerda), permite dizer que há um forte soerguimento. O cálculo do Fator de Assimetria, encontrou dois terços dos resultados com valores entre 50 e 60, enquanto outras 9 sub-bacias alcançaram valores 61 e 70. Apenas em um obteve-se o valor 81. Os altos valores obtidos para Cumbuco e Matrinxã, denotam também o efeito de soerguimento da sub-bacia. Drenagens, recorrentemente, unidirecionais, de alto grau de controle, sinuosidade retilíneas, e eventualmente, tendo alinhamento entre os padrões subparalelos e treliças, apresentam forte indícios de falhamento direcional. Estes alinhamentos são trends de direções NE-SW e N-S. O fator de assimetria corroborou para afirmar o soerguimento de áreas relacionadas as formas circulares (sub-bacias Cumbuco e Matrinxã) (Figuras 2 e 3). A maior parte destas sub-bacias assimétricas ocorreram na margem esquerda da bacia principal (i. e., Rio das Mortes).

Em parte de algumas sub-bacias, Córrego dos Perdidos e Sangradouro Grande, onde foram identificados os padrões contorcidos associados aos ângulos de junção obtusos (Figura 2 e tabela 1), sugerem rejuvenescimento nos canais de drenagem, especialmente próximo ao Rio das Mortes. Através da associação pelos alinhamentos anômalos, de diferentes elementos texturais de drenagem foi possível determinar respostas de deslocamento por falhas direcional (Schumm et al., 2002). É provável que estes deslocamentos direcionais por falhas, tenham ocorrido repetidas vezes em várias sub-bacias, levando alguma captura de drenagem. O canal principal da bacia, o Rio das Mortes, também tem vários deslocamentos do eixo drenagem sugerindo pequenos offsets, sendo mais marcante à jusante (Figura 3).

A associação das anomalias dos elementos texturais de drenagem com movimentos direcionais, possibilitam colocar dados robustos sobre geologia estrutural em uma região até hoje de difícil definição. Os dados gerados a partir das análises permitem complementar-se com trabalhos anteriores como Santos (2014) sobre o Sistema de Riedele a cinemática; e Silva & Paz (2015) sobre as estruturas resultantes do mesmo sistema na região.

Tabela 1- Propriedades morfométricas da área.

Identificação		PROPRIEDADES DE DRENAGENS					
		Tropia	Grau de controle	Sinuosidade	Angularidade	Ângulo de Junção	Fator de Assimetria (FA)
1	Rio das Mortes	bidirecional	médio	mistos	baixa	Agudo	forte
2	Córrego Café	bidirecional	médio	mistos	baixa	Agudo	forte
3	Córrego do Engano	bidirecional	médio	mistos	baixa	Agudo	forte
4	CórregoCupim	unidirecional	alto	retilíneos	alta	Reto	forte
5	Córrego do Chico Nunes	unidirecional	alto	retilíneos	alta	Reto	moderada a fraca
6	Córrego do Esparramo	bidirecional	médio	mistos	média	Agudo	forte
7	Cabeceira do Escoadouro	bidirecional	médio	mistos	média	Agudo	moderada a fraca
8	Ribeirão dos Perdidos	unidirecional	alto	mistos	baixa	Obtuso	moderada a fraca
9	Cabeceira da LagoaSeca	bidirecional	médio	mistos	baixa	Obtuso	moderada a fraca
10	Ribeirão do Sapê	bidirecional	médio	mistos	média	Obtuso	forte
11	Rio Sangradouro Grande	multidirecionalordenada	baixo	mistos	média	Obtuso	moderada a fraca
12	RibeirãoCouro de Porco	unidirecional	alto	mistos	média	Agudo	moderada a fraca
13	Ribeirão dos Macacos	bidirecional	médio	retilíneos	média	Agudo	moderada a fraca
14	RibeirãoSamambaia	bidirecional	médio	mistos	média	Agudo	moderada a fraca
15	CórregoÁguaLimpa	unidirecional	alto	mistos	baixa	Agudo	moderada a fraca
16	CórregoÁgua Azul	bidirecional	médio	retilíneos	baixa	Reto	moderada a fraca
17	CórregoJacuba	unidirecional	alto	mistos	baixa	Agudo	moderada a fraca
18	CorregoGalheiro	tridirecional	baixo	mistos	alta	Obtuso	forte
19	RibeirãoXimbica	bidirecional	médio	curvo	alta	Obtuso	forte
20	Rio Cumbuco	multidirecionalordenada	baixo	mistos	alta	Obtuso	forte
21	Rio Matrinxã	multidirecionalordenada	baixo	mistos	média	Obtuso	forte

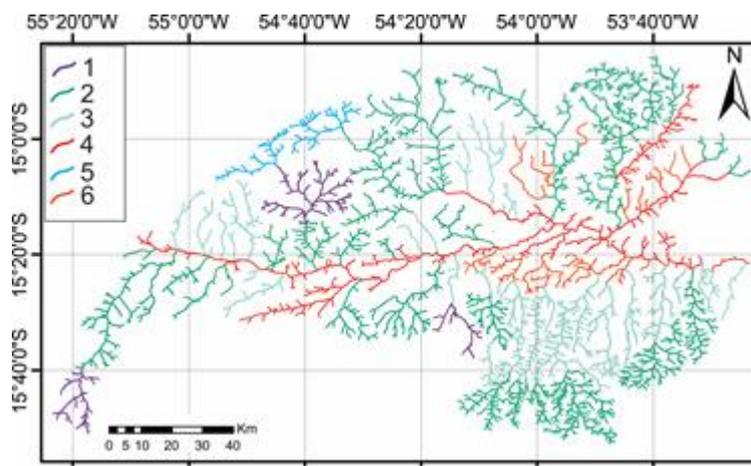


Figura 2 - Mapa da rede de drenagem do Rio da Morte, destacando os padrões de drenagem: (1) dendrítico, (2) subdendrítico, (3) subparalelo, (4) treliça, (5) treliça direcional, e (6) contorcido.

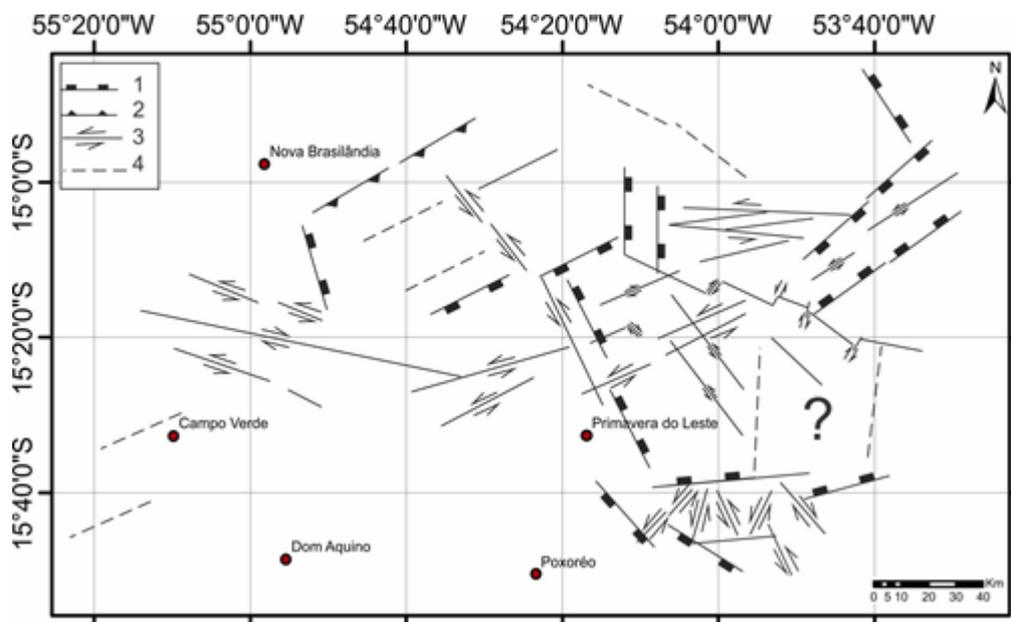


Figura 3 - Mapa de estruturas neotectônicas obtidas pelas análises morfométricas: (1) falhas normais, (2) falhas inversas, (3) falhas direcionais, (4) lineamento não identificado.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar da região drenada pela bacia hidrográfica do Rio das Mortes possuir espessos pacotes de latossolos são observados indicadores de neotectônica, pois indicam o erguimento da borda norte da bacia. Notavelmente, estas deformações atingiriam a bacia, levando a formação de anomalias de drenagem, que não teriam sido concebidas apenas pelo processo de denudação regional ou/ e sedimentação de detritos nos canais. Somente a análise das propriedades morfométricas na região, não permite uma abordagem contundente sobre a estrutural, tal como o uso de dados de medidas estruturais obtidas por bússola diretamente na rocha. No entanto, onde a exposição de rocha coesas são de baixa ocorrência, tanto pelo baixo relevo como pela predominância de rochas inconsolidadas, a morfometria e os lineamentos extraídos da SRTM, torna-se potencialmente uma boa abordagem, tanto como se deu o desenvolvimento de estruturas tectônicas na região. Este trabalho mostra vários avanços na compreensão das estruturas tectônicas da região, contudo, há outros elementos estruturais da atividade tectônica para serem elucidados.

AGRADECIMENTOS

Fundação de Apoio à Pesquisa ao Estado de Mato Grosso (FAPEMAT) - Projeto nº. 223560/2015, FAGEO/UFMT.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BLOOM, A. L. 1991. *Geomorphology: A systematic analysis of late Cenozoic landforms*. Englewood Cliffs: Prentice Hall. 532p.

CURTO, J. B., VIDOTTI, R. M., FUCK, R. A., BLAKELY, R. J., ALVARENGA, C. J. S., DANTAS, E. L. (2014). The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data, *J. of Geophy Res.: Solid Earth*.

HOBBS, W. H. 1904. Lineaments of the Atlantic border region. *Geological Society of America Bulletin*, n. 15: 483-506.

HOWARD, A. D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51: 2246-2259.

KUHN C. E. S., (2014). *Fácies sedimentares e estratigrafia da Bacia do Cambambe, Chapada dos Guimarães, Mato Grosso, Brasil, Dissertação (Mestrado) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso*. 109 p.

OLIVA, L.A., OLIVATTI, O., RIBEIRO FILHO, W. (1979). Folha-SD21 Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. DNPM, Brasília, Brasil.

PARADELLA, W. R.; SANTOS, A. R.; VENEZIANI, P.; MORAIS, M. C. 2000. Synthetic aperture Radar for geological applications in the moist tropics: experiences from the Brazilian Amazon Region. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 538-542.

ROZO, J. M. G.; NOGUEIRA, A. C. R.; CARVALHO, A. S. 2005. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a Ilha do Careiro e a Foz do Rio Madeira. In: 12^a. Simp. Bras. Sensoriamento Remoto. Goiânia/GO. Anais.

SCHUMM SA., DUMONT J.F. and HOLBROOK JM. (2002). *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge Univ Press, Melbourne, 276 p.

SANTOS T.B., 2014. Proveniência de zircões detríticos e implicações para a paleogeografia da formação Furnas no noroeste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, 119p.

SILVA, D. G. Q. R., PAZ, J. D. S. (2015) A Bacia de Poxoréo (MT) e A Dinâmica de Riedel. Sbgéo 14^o simpósio de geologia do sudeste.

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. (1976). Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfologica*, Campinas, v.16, n.32, p.71-104.

SOUZA, L. S. B. & ROSSETTI, D. F. (2011). Caracterização da rede de drenagem na porção leste da Ilha do Marajó e implicações tectônicas. *Rev. Bras. De Geomorfologia*, 12 (1): 69-83.

Capítulo 10

O COMPLEXO JUIZ DE FORA NA REGIÃO DE TRÊS RIOS- RJ: GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE ND E SR

[DOI: 10.37423/200200146](https://doi.org/10.37423/200200146)

Jefferson Lima Fernandes André
jeffersonlfandre@hotmail.com

Claudia Sayão Valladares
vallada@uerj.br

Beatriz Paschoal Duarte
biapasch@gmail.com

RESUMO: O Complexo Juiz de Fora (CJF) é uma unidade que possui ampla variedade litológica, desde ortogranulitos de composição charnockítica a norítica, e ampla distribuição no Orógeno Ribeira e Araçuaí. A literatura trata essa unidade como o embasamento da margem sudeste do Cráton São Francisco, constituída por um conjunto de rochas paleoproterozóicas, metamorfizadas em fácies granulito durante a orogênese Transamazônica (Paleoproterozóico) e retrometamorfizadas na orogênese Brasileira (Neoproterozóico). Na região de estudo (Três Rios - RJ), o CJF aflora na calha do Rio Paraíba do Sul, dentro da zona de cisalhamento homônima de direção NE-SW, onde suas rochas estão milonitizadas, apresentando foliação milonítica subvertical e feições de recristalização de grãos, como fitas de quartzo. Nesse estudo são apresentadas análises de seis amostras, sendo dois ortognaisses cálcioalcalinos de médio-K (TR-JEF-01C1 e TR-JEF-01a), um ortogranulito cálcioalcalino de alto-K (TR-JEF-03b), dois ortogranulitos básicos toleíticos do tipo E-MORB (TR-JEF-03a e TRJEF-01) e um ortoanfibolito da séria alcalina (JA-17-JEFa).

Como nessa região alguns litotipos foram totalmente retrometamorfizados, alguns espécimes são tratados como ortognaisses e ortoanfibolito. Provavelmente esse processo foi causado pela percolação de fluido durante a implantação da zona de cisalhamento. As razões isotópicas foram regredidas para idades encontradas na literatura, pois não foram obtidas idades de cristalização nesse estudo, sendo a idade 2,1 Ga atribuída aos protólitos cálcioalcalinos e 2,4 Ga para os da série toleítica, já para rocha alcalina foi obtida apenas a idade modelo de Nd. Os ortognaisses (TR-JEF-01a e TR-JEF-1C1) possuem idades modelos (2,37 e 2,36 Ga) e $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-0,71 e -0,63) muito próximos, o que aponta para uma fonte em comum, provavelmente representando um material magmático juvenil de derivação mantélica, com uma “pequena” participação da crosta em suas gêneses, pois possuem valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ levemente negativos. No entanto, não pode ser descartada a possibilidade de fusão da crosta inferior, devidos aos valores negativos dos seus $\epsilon\text{Nd}(t)$. Já ortogranulito de alto-K possui idade TDM de 2,2 Ga, com $\epsilon\text{Nd}(t)$ de + 2,8, o que sugere uma fonte mantélica depletada. O ortoanfibolito alcalino (JA-17-JEFa) apresenta idade modelo (1,3 Ga) menor que a idade U-Pb encontrada na literatura ($\approx 1,7$ Ga) para esse conjunto do CJF, por isso seu $\epsilon\text{Nd}(t)$ não foi calculado. Essa TDM levanta a suspeita se essa litologia pertence ao CJF. Já os ortogranulitos básicos (composição toleítica) TR-JEF- 03a e TR-JEF-01, possuem $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +2,9 e + 7,7, respectivamente. Sugerindo diferenciação a partir do manto depletado. A idade TDM da primeira é 2,4 Ga, enquanto a da segunda não possui valor geológico ($\text{razão }^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \geq 0,165$). Todas as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ possuem altos valores quando comparadas com amostras do Complexo fora da zona de cisalhamento, o que levanta a hipótese de percolação de fluido rico em Rb, já que o sistema Rb-Sr é afetado nesse tipo de processo. Sendo 0,71269, 0,71676 e 0,71971, para os respectivos protólitos ácidos TR-JEF-O1C1, TR-JEF-O3b e TR-JEF-O1a, 0,70165 para o protólito toleítico TR-JEF-O1 e 0,69023 para o protólito toleítico TR-JEF-O3a, já para o metabasito alcalino o valor não pode ser calculado.

Palavras-Chave: Complexo Juiz de Fora, Geoquímica Isotópica de Nd e Sr, Três Rios (RJ).

INTRODUÇÃO

O presente trabalho visa apresentar alguns dados isotópicos das rochas do Complexo Juiz de Fora (CJF) da região de Três Rios (RJ), afim de ajudar a elucidar a origem e a composição das fontes das quais as rochas desse conjunto foram extraídas.

O Complexo Juiz de Fora (CJF) representa um conjunto de ortogranulitos que possui ampla variedade litológica, desde charnockitos a enderbitos calcioalcalinos de 2,1 Ga, noritos toleíticos de 2,4 Ga e rochas básicas alcalinas de 1,7 Ga (Duarte, 1998; Heilbron et al., 2004; Fernandes André et al., 2009; Heilbron et al., 2010). É considerado como o embasamento da margem sudeste do Cráton São Francisco que foi metamorfozizado em fácies granulito durante a orogênese Transamazônica (Paleoproterozóico) e retrometamorfizadas na orogênese Brasileira (Neoproterozóico - Duarte, 1998; Heilbron et al., 2004). Ele aflora em algumas cidades do estado do Rio de Janeiro como em Três Rios, representando parte do embasamento da faixa de dobramento denominada Ribeira ou Orógeno Ribeira (Cordani et al., 1967; Almeida et al., 1977; Heilbron et al., 2004 – Fig. 1), que está localizada na porção central da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977). No estado do Espírito Santo, o CJF compõe parte do embasamento da Faixa Araçuaí (Noce et al., 2007).

Na região de Três Rios, as rochas do Complexo se posicionam dentro de uma zona de cisalhamento regional, gerada nos estágios finais da formação do orógeno Ribeira durante o Neoproterozóico, conhecida como Lineamento de Além Paraíba (Almeida et al. 1975) ou Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (ZCPS - Dayan e Keller 1989). Por terem sido totalmente deformadas, as relações de campo foram deterioradas, o que dificulta o entendimento das relações entre as rochas do CJF. Mas por possuir uma boa exposição do CJF, a região de Três Rios pode contribuir com essa discussão, pois muitas dúvidas ainda existem sobre a evolução geológica dessa unidade.

Esse estudo mostra alguns novos dados de isótopos de Nd e Sr, afim de contribuir com entendimento sobre a evolução geológica do CJF na região de Três Rios (RJ), e também sobre o comportamento desses elementos numa zona de cisalhamento regional. Alguns dos dados apresentados nesse estudo, foram retirados de Fernandes André et al. (2009), incluindo a petrografia e a classificação geoquímica das amostras analisadas, pois as novas análises foram feitas de amostras armazenadas na litoteca do laboratório de processamento de amostras da UERJ (LGPA), universidade onde esse estudo foi desenvolvido.

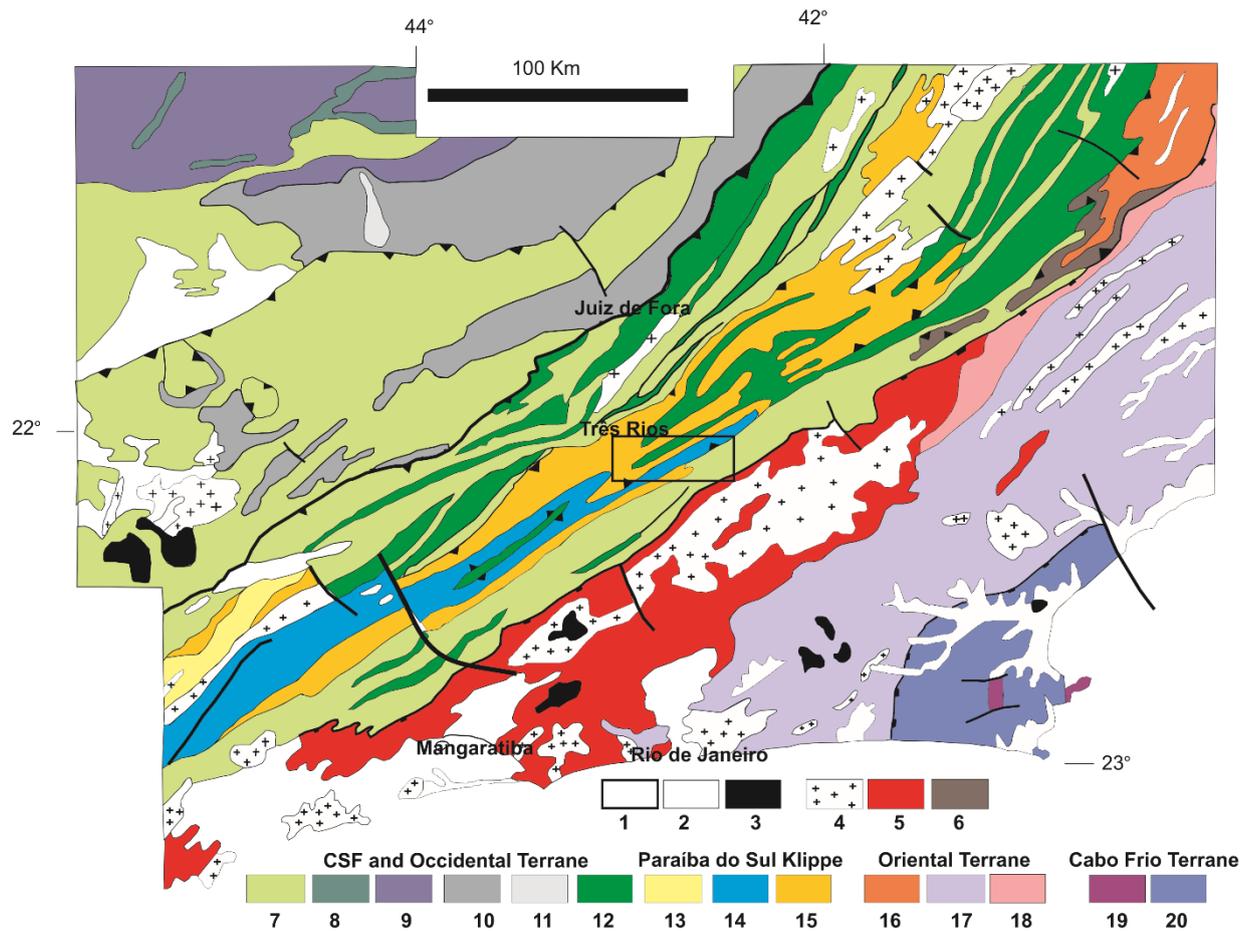


Figura 1 - Mapa simplificado do Orógeno Ribeira. Legenda: 1- Localizações das áreas de estudo no mapa da Orógeno Ribeira 2- Sedimentos quaternários, Sedimentos terciários, 3-Rochas alcalinas; (4-6) Rochas Magmáticas Neoproterozóicas: 4-Granitóide Brasilianos sin a pós-colisionais , 5-Arco Magmático Rio Negro, 6-Arco Magmático Serra da Bolívia; (7-12) Unidade do Cráton do São Francisco e do Terreno Ocidental: 7-Rochas Metassedimentares Meso a Neoproterozóicas (590-560 Ma); 8-Rochas Metassedimentares Paleo e Mesoproterozóicas, embasamento associado, 9- Complexo Barbacena, 10 - Complexo Mantiqueira, 11 - Complexo Alcalino Matola e 12 - Complexo Juiz de Fora; (13-15) Unidade da Klippe Paraíba do Sul: 13 – Complexo Embú, 14 – Complexo Paraíba do Sul e 15 – Complexo Quirino; (16-18) Unidades do Terreno Oriental: Rochas Metassedimentares dos grupos Cambuci, Costeiro e Italva; (19-20) Unidades do Terreno Cabo Frio: 19 – Rochas Metassedimentares do Grupo Búzios e 20- Complexo do embasamento Região do Lagos. Fonte: modificado de Heilbron et al. (2010).

4 - ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

O Complexo Juiz de Fora na área de estudo, aflora dentro de uma zona de cisalhamento de grande extensão, chamada de Zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (ZCPS - Dayan & Keller 1989). Dentro da ZCPS afloram rochas correlacionados ao CJF e um granada-biotita gnaiss relacionado a metassedimentos da bacia Andrelândia (Heilbron et al., 2004; Fernandes André et al.,2009).

Essa zona forma uma faixa estreita de rochas miloníticas de 4 a 5 km de direção NE. A foliação é subvertical, de direção N60E e paralela ao contato com a zona de cisalhamento, ora mergulhando para SE ora NW. A foliação milonítica é mais bem visualizada nos afloramentos próximos ao rio Paraíba do Sul, como mostra a Figura 2.

Sendo que bons afloramentos também são encontrados em cortes de estrada e também numa pedreira próximo a BR 040 (pedreira Tabaiara).



Figura 2 - Foliação milonítica subvertical observada as margens do rio Paraíba do Sul.

As relações de campo foram na sua maioria obliteradas devido a implantação da zona de cisalhamento, o que faz ressaltar uma estrutura bandada, transformando os ortogranulitos do CJF normalmente esverdeado quando fora da zona de cisalhamento, em uma sucessão de bandas brancas e pretas (Fig. 3A). No entanto, Fernandes André et al. (2009) apontam que existem relações de intrusão que indicam que as rochas máficas são as mais antigas, como mostra a Figura 3B (pedreira Tabaiara).



Figura 3 – relações observadas nos litotipos félsico e máfico numa pedreira desativada no próximo a BR 040 (Tabaiara). A) Contato tectônico paralelo entre os litotipos félsico e básico na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul; B) Relação de intrusão do litotipo félsico no máfico. Fonte: Fernandes André et al. (2009).

No campo são encontrados litotipos máficos, intermediários e félsicos. No litotipo máfico devido a sua composição e também a sua granulação fina é muito difícil identificar estruturas ou orientação mineral, mas em escala de afloramento esse litotipo ocorre como bandas, posicionado paralelamente à foliação milonítica.

Os tipos intermediários e félsicos apresentam uma coloração cinza e branca, respectivamente. Ambos às vezes bandados com bandas máficas de espessura milimétrica e bandas félsicas centimétricas, possuindo granulação fina e porfiroclasto de plagioclásio e K-feldspato. Com o auxílio de lupa de mão é possível observar fitas de quartzo.

Em lâmina petrográfica foi diagnosticado paragênese de fácies granulito (opx – Fig. 4A) para boa parte das amostras, exceto para as algumas rochas félsicas em que os minerais máficos são raros. Mas também foram observadas reações retrometamórficas, com o cpx alterando na borda para hornblenda (Fig. 4B) ou o opx para biotita. Pôde-se observar também que os ortogranulitos/ortognaisses (sem paragênese) apresentam claros indícios de deformação dúctil, como recristalização dinâmica, ribbons de quartzo e feldspato, além de matriz muito fina com grãos com faces poligonais (Figura 4C e D).

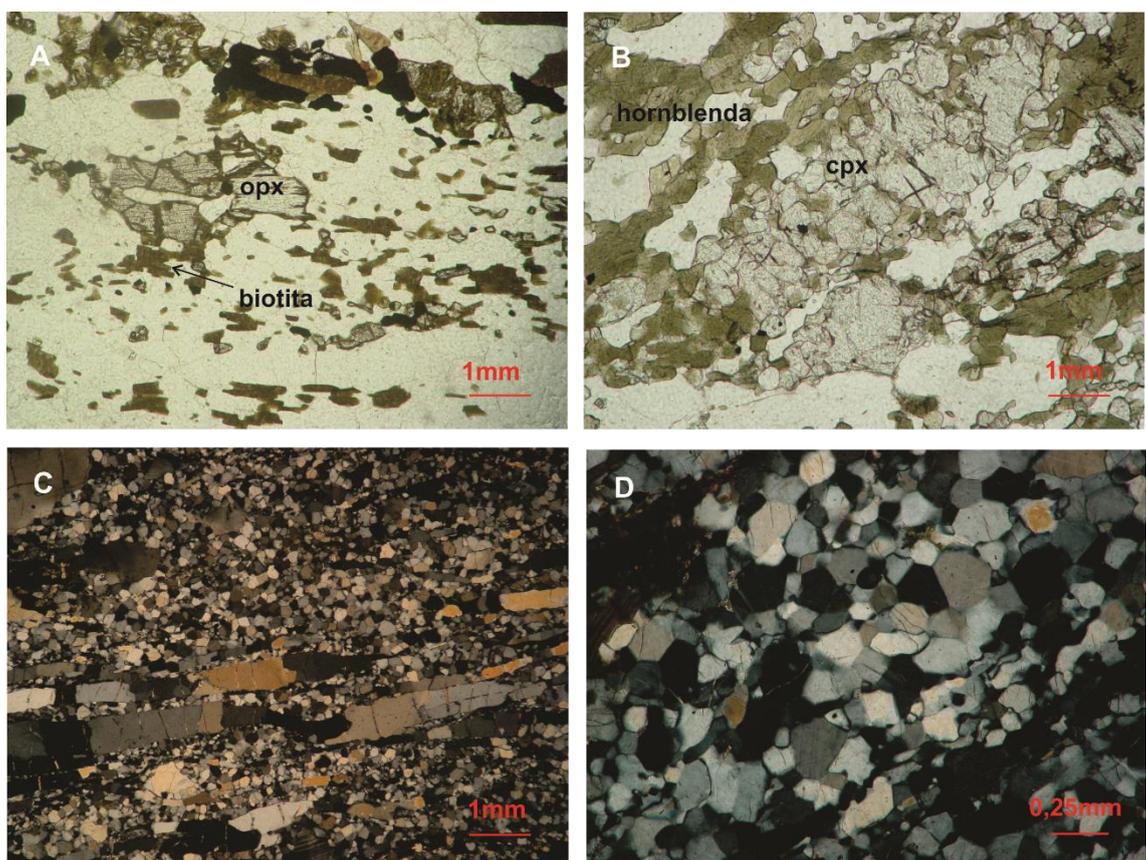


Figura 4 – Exemplos de algumas características observadas nas rochas do CJF da região de Três Rios (RJ). A) Opx com biotita na borda; B) Cpx com hornblenda na borda; C) Fitas de quartzo e matriz muito fina e; D) Grãos da matriz com faces poligonais.

Segundo Fernandes André et al. (2009) o CJF na região de estudo possui ampla composição desde quartzo-sienitos, granitos, granodioritos, tonalitos, quartzo dioritos e gabros. A Tabela 1 abaixo possui os valores da contagem modal a 400 pontos em contador automático, a tabela também contém o código de cada amostra estudada.

Tabela 1 - Composição modal dos ortogranulitos/ortognaisses da região de Três Rios (RJ). Fonte: Fernandes André et al. (2009).

Amostras	Classificação modal	Qtz (%)	Plg (%)	K-f (%)	Bt (%)	Hor (%)	Opx (%)	Cpx (%)	M. acessórios (%)	Mus (%)	Gr (%)
TR-JEF-01	Basalto		45			30	5	20			
TR-JEF-01A	Granodiorito	36,5	41	16	3,5				2,7		
TR-JEF-01C1	Granodiorito	35,7	41,2	1,9	9,5	1,7					
JA-17-JEFA	Basalto		45		15	3,9		<1			
JA-17-JEFB	Basalto		48		23	28			1		
JA-17-JEFC	Quartzo sienito	5,2	15,2	52,1	16,9	5,7			3,9	0,7	<1
JA-17-JEFD	Tonalito	31	35,2	1,7	29,7				1,4	0,9	
TR-JEF-03A	Basalto		40		5	30	4	20	1		
TR-JEF-03B	Monzogranito	36,7	37,5	20	2,5		<1		2		
TR-JEF-03C	Granodiorito	31,7	40,2	16,2	9		1		1,9		
TR-JEF-04A	Sienogranito	26,1	21	52	<1						
TR-JEF-04B	Granodiorito	43,7	33,2	17,2	4,7		<1		0,9		
TR-JEF-04C	Granodiorito	47,7	33,1	13,6	4		1				<1
ECII-97-III-11	Basalto		45		20		20	15			
ECII-98-I-15A	Quartzo diorito/quartzo gabro	5,7	49,2		5,7	4,7	27	2,7	3,5		
ECII-98-IV-50	Quartzo diorito/quartzo gabro	5,5	55,2		26,5	2,2	4,2	4,7	0,7		
ECII-97-I-10F	Basalto		44		10	8	21	17			
ECII-98-I-10	Granodiorito	36	36,1	10,2	9,7	2,5	1	1	2,5		

Os granulitos de composição gabrítica são compostas essencialmente por cpx, opx, hornblenda, biotita e plagioclásio. Já Os granulitos de composição quartzo diorítica ou quartzo gabros são constituídas por cpx, opx, biotita, hornblenda e plagioclásio, além de quartzo .

Salvo as devidas proporções os granulitos/ortognaisses de composição tonalítica, granodiorítica, granítica e quartzo-sienítica são constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita, o último protólito ainda inclui hornblenda como essencial. O opx aparece como mineral acessório e muitas vezes é observado apenas em amostras de mão. Outros minerais acessórios são apatita, zircão e opacos.

Mais detalhes podem ser encontrados em Fernandes André et al. (2009).

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE ND E SR

Uma ferramenta muito usada em trabalhos petrogenéticos é a geoquímica isotópica. Dentre muitos métodos isotópicos utilizados no estudo de rochas estão Sm-Nd e Rb-Sr, que auxiliam no entendimento sobre a gênese de rochas, e assim na compreensão da evolução crustal.

O método Sm-Nd consiste na determinação de idade modelo de Nd e das razões isotópicas que são características da fonte a qual a rocha foi extraída, como por exemplo, produto de fusão das rochas do manto ou de rochas da crosta. A determinação da idade modelo se baseia na obtenção de ^{143}Nd e da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, em função do decaimento do ^{147}Sm , onde o ^{147}Sm decai para ^{143}Nd . A idade modelo de Nd, também conhecida como idade modelo de manto depletado (TDM), são algumas vezes referidas como idade de formação de crosta. Esta idade nunca deve ser confundida com idade de cristalização como referida na geocronologia, sim como sendo considerada o momento de separação da fonte.

A elevada estabilidade química credencia esses elementos como um dos melhores pares geocronômetros, e o Neodímio, em particular, como um dos melhores traçadores isotópicos, pois a razão Sm/Nd, na escala de rocha total, não varia de forma significativa durante processos crustais, como fusão parcial, eventos metamórficos, diagênese e alterações hidrotermais. Apenas numa diferenciação manto-crosta haveria uma modificação da razão Sm/Nd (DePaolo, 1981).

Para se determinar se a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (^{144}Nd é um isótopo estável) para diferentes tipos de rocha é maior ou menor que o do CHUR (Reservatório Condrito Uniforme) em tempos apropriados, DePaolo & Wasserburg (1976), introduziram o parâmetro Épsilon (ϵ). O valor de ϵ_{Nd} (no tempo - t) positivo indica que as rochas foram derivadas do manto empobrecido (ou sólido residual), um valor

negativo indica a origem a partir de uma fonte com razão Sm/Nd menor que o reservatório condrítico. Isto significa que tais rochas são derivadas ou assimilaram rochas mais antigas. Para valor de ϵ_{Nd} igual a zero, a rocha teria sido derivada diretamente do reservatório Condrítico. Para calcular $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ é necessário regredir as razões para idade de cristalização obtida através de outro método, como U-Pb. Como não foram obtidas idades absolutas para as rochas do CJF em Três Rios (RJ), será usada idade de 2,1 Ga, obtida na literatura para as rochas cálcioalcalinas de Machado et al. 1996 e 2,4 Ga de Heilbron et al. (2010) para o conjunto toleíticos.

Já o sistema isotópico Rb-Sr também é considerada uma ferramenta valiosa no estudo de rochas ígneas, tanto para estudos geocronológicos através de diagramas isocrônicos, quanto como parâmetros petrogenéticos, que auxiliam na identificação de possíveis fontes envolvidas na geração das rochas magmáticas, sendo esse último o objetivo desse estudo.

No método Rb-Sr, o decaimento de ^{87}Rb (rubídio) para ^{87}Sr (estrôncio) é a base desse método. O rubídio (Rb) ocorre naturalmente na forma de dois isótopos, sendo eles ^{85}Rb e ^{87}Rb . O último (^{87}Rb) é um isótopo radioativo que decai para o isótopo radiogênico ^{87}Sr . O estrôncio (Sr) possui 4 isótopos naturais, que são: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr e ^{88}Sr . Porém, a concentração de ^{87}Sr na rocha varia em função do decaimento do ^{87}Rb , por isso também depende da idade da rocha e/ou mineral que contenha Rb (Faure, 1986; Geraldès, 2010).

O comportamento geoquímico do Rb e Sr está relacionado à valência e ao tamanho dos seus raios iônicos. O rubídio (Rb^+) não forma seus próprios minerais, mas por apresentar raio iônico semelhante ao K^+ (1,48Å e 1,33Å, respectivamente) consegue substituí-lo na estrutura de minerais que contêm esse elemento, como os K-feldspatos e micas. O Sr^{2+} (1,13Å) é encontrado substituindo o Ca^{2+} (0,99Å) em muitos minerais, como é o caso do plagioclásio e apatita (Faure, 1986; Geraldès, 2010).

Durante a cristalização fracionada, o Sr tende a se concentrar mais nos plagioclásios, principalmente com maior teor de Ca como a anortita, enquanto o Rb se concentra nos K-feldspatos e micas, que compõe muitas rochas graníticas. Assim pode-se concluir que Rb se comporta como um elemento incompatível, tendendo a se concentrar no líquido residual, ao contrário do Sr, que tende a permanecer no sólido residual (elemento compatível), dessa maneira, a crosta superior que possui rochas geoquimicamente mais evoluídas, fica mais enriquecida em Rb (incluindo ^{87}Rb) do que a crosta inferior, que tende a ser mais rica em estrôncio, porém mais empobrecida do que o manto, conseqüentemente, a razão Rb/Sr tende a aumentar gradualmente no processo de cristalização fracionada (Faure, 1986; Geraldès, 2010).

IDADE MODELO DE ND E END DO CJF EM TRÊS RIOS

Aqui serão apresentados os dados isotópicos de 6 amostras do CJF obtidos até o momento da região de Três Rios (RJ), os resultados são apresentados na Tabela 2.

A análise isotópica Sm-Nd realizada por Fernandes André et al. (2009) para duas amostras de composição ácida de médio-K (TR-JEF-01A e TR-JEF-01C1) determinaram idades TDM paleoproterozóicas de 2,37 e 2,36 Ga, respectivamente. O valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ negativo (-0,71 e -0,63, respectivamente) indica que estas rochas são derivadas de um reservatório mais enriquecido que o reservatório condrítico. Os dados de outro litotipo ácido, mas de alto-K (TR-JEF-03b), também revelou idade modelo paleoproterozóica (TDM = 2,2 Ga) e $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivo (+2,8). Lembrando que para o cálculo do $\epsilon\text{Nd}(t)$ (segundo a planilha de cálculo de DePaolo, 1981), em todas as rochas cálcioalcalinas, foi considerada a idade 2,1 Ga, como em Machado et al. (1996).

Tabela 2 - As razões iniciais e medidas de Nd e Sr das rochas do CJF em Três Rios (RJ). Essas razões foram regredidas para as idades de cristalização encontradas na literatura para cada suíte. As razões da rocha alcalina não foram calculadas, pois a idade modelo (TDM) obtida é mais nova que a idade cristalização aceita para esse conjunto. (1) Dados retirados de Fernandes André et al. (2009).

Amostras	Classificação Modal/ e litogeoquímica ⁽¹⁾	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	T _{DM}	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$
JA-17-JEFa (ortoanfibolito)	Gabro/diorito (alcalino)	0,1015	1,3 Ga	0,51212			0,70935	
TR-JEF-03a (ortogranulito)	Gabro/diorito (toleítico, E-MORB)	0,1643	2,4 Ga	0,51227	0,50967	+2,9	0,73027	0,69023
TR-JEF-03b (ortogranulito)	Monzogranito (cálcioalcalino)	0,1309	2,2 Ga	0,51187	0,51006	+2,8	0,92834	0,71676
TR-JEF-01 (ortogranulito) (1)	Gabro/diorito (toleítico, E-MORB)	0,09676	-	0,51266	0,50992	+7,7	0,70618	0,70165
TR-JEF-01a (ortognaisse) (1)	Granodiorito (cálcioalcalino)	0,09865	2,37	0,51120	0,50986	-0,71	0,73657	0,71971
TR-JEF-01C1 (ortognaisse) (1)	Granodiorito (cálcioalcalino)	0,17294	2,36	0,51125	0,50989	-0,63	0,74306	0,71269

Os resultados para a amostra máfica toleítica (TR-JEF-01) obtidos por Fernandes André et al. (2009) mostraram não ter valor geológico, pois as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ não se encaixam na curva de evolução do manto empobrecido. Amostras com razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \geq 0.165$ devem ser excluídas do cálculo, pois segundo Stern (2002) produzem idades modelo de Nd não realísticas. Desta forma, não foi calculada a idade modelo TDM para essa amostra (TR-JEF-01), que apresenta razão de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,17294$. Já o valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ calculado para a idade de 2,4 Ga (Heilbron et al., 2010) foi de +7,81.

Já a amostra TR-JEF-03a (toleítica do tipo E-MORB) possui idade modelo (TDM = 2,4) próxima a idade de cristalização encontrado por Heilbron et al. (2010), e $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivo de + 2,9.

O ortoanfibolito alcalino (JA-17-JEFa - definido assim por Fernandes André, 2009), apresenta idade modelo (1,3 Ga) menor que a idade U-Pb encontrada na literatura até agora ($\approx 1,7$ Ga - Heilbron et al., 2010) para esse conjunto do CJF. Por esse motivo a idade TDM (Tabela 83) pode não ter valor geológico, mesmo possuindo razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ abaixo do limite sugerido por Stern (2002 - 0,165 para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) e $f\text{Sm}/\text{Nd}$ (-0,48) próximo a média de basaltos alcalinos. Por isso seu $\epsilon\text{Nd}(t)$ não foi calculado.

Importante ressaltar que a classificação geoquímica da Tabela 2, foi obtida em Fernandes André et al. (2009).

CARACTERIZAÇÃO DAS POSSÍVEIS FONTES

Nesse caso as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ serão analisadas em conjuntos para que se possa inferir com maior acurácia as características das fontes. Para isso as razões dos ortogranulitos/ortognaisses da série cálcioalcalina foram regredidas para idade já mencionada (Machado et al., 1996), e assim serem comparados no mesmo diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Zindler e Hart (1986 - Figura 5). Mas essa comparação mostrou uma certa dispersão dessas rochas, pois todas estão distantes umas das outras, devido a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No caso dos litotipos estudados por Fernandes André et al. 2009 (TR-JEF-01a e TR-JEF-1C1) que possuem características semelhantes, como TDM próximos (2,37 e 2,36 Ga) e $\epsilon\text{Nd}(t)$ levemente negativos (-0,71 e -0,63), que apontam para uma fonte em comum, fica mais evidente que a dispersão entre elas é causada pela razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, principalmente quando observadas em ortogranulitos do CJF fora da zona de cisalhamento (Fernandes André, 2014).

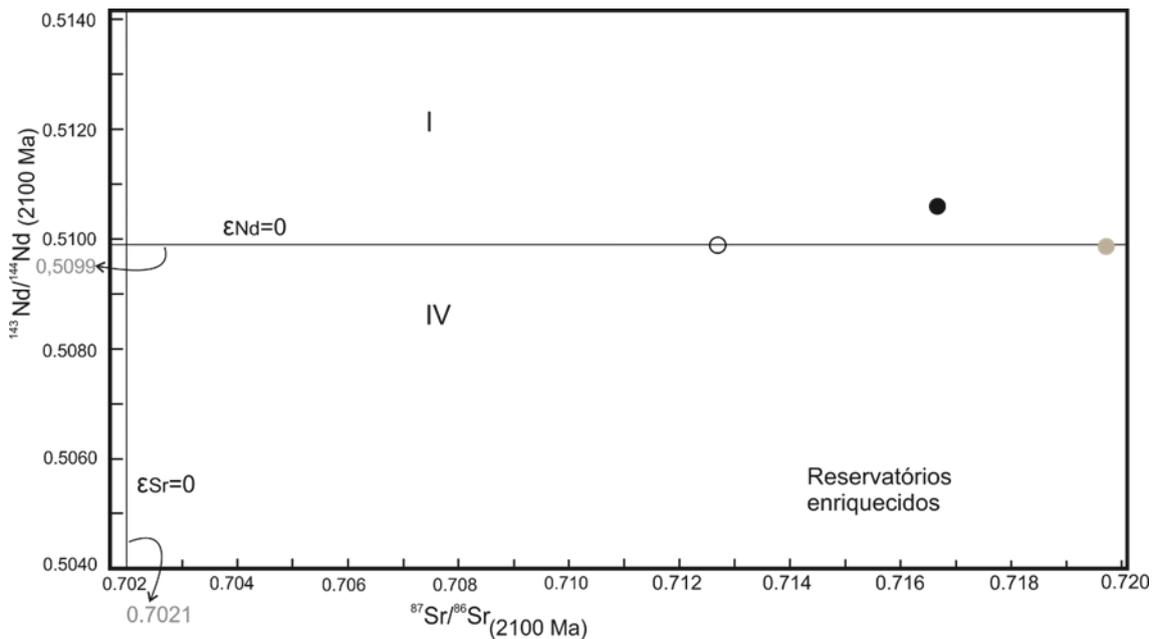


Figura 5 - Diagrama entre as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ X $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ de Zindler e Hart (1986) para caracterização das fontes mantélica das rochas cálcioalcalinas de 2,1Ga do CJF. TR-JEF-01C1 (círculo vazio), TR-JEF-03b (círculo preto) e TR-JEF-01a (círculo cinza).

Essa diferença pode ser devido a entrada de fluido rico em Rb devido a implantação da zona de cisalhamento, que deve ter causado percolação de fluídos, pois trata-se de uma zona de escala regional. Dantas et al. (2002) mostraram que o sistema Rb-Sr é afetado em tais condições.

Em relação ao ortogranulito de alto-K (TR-JEF-03b), o mesmo pode-se dizer então sobre a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0,71676 – Tabela 2). Assim as inferências sobre a fonte dessa rocha, só podem ser realizadas a partir dos dados de Sm-Nd.

Pelo diagrama da Figura 6 e na Tabela 2 é possível notar que as rochas toleíticas da região Três Rios (TR-JEF-01 e TR-JEF-03a) plotam no quadrante de fontes depletadas, assim como indicam seus $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivo, mas suas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ não são próximas (0,509923 e 0,51227, respectivamente), como pode ser notado na Figura 6, o que pode indicar suítes heterogêneas. Já suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0,70165 e 0,69023, respectivamente) também poderiam reforçar essa hipótese, no entanto pelo motivo já explicado acima, esses valores podem ter sido alterados.

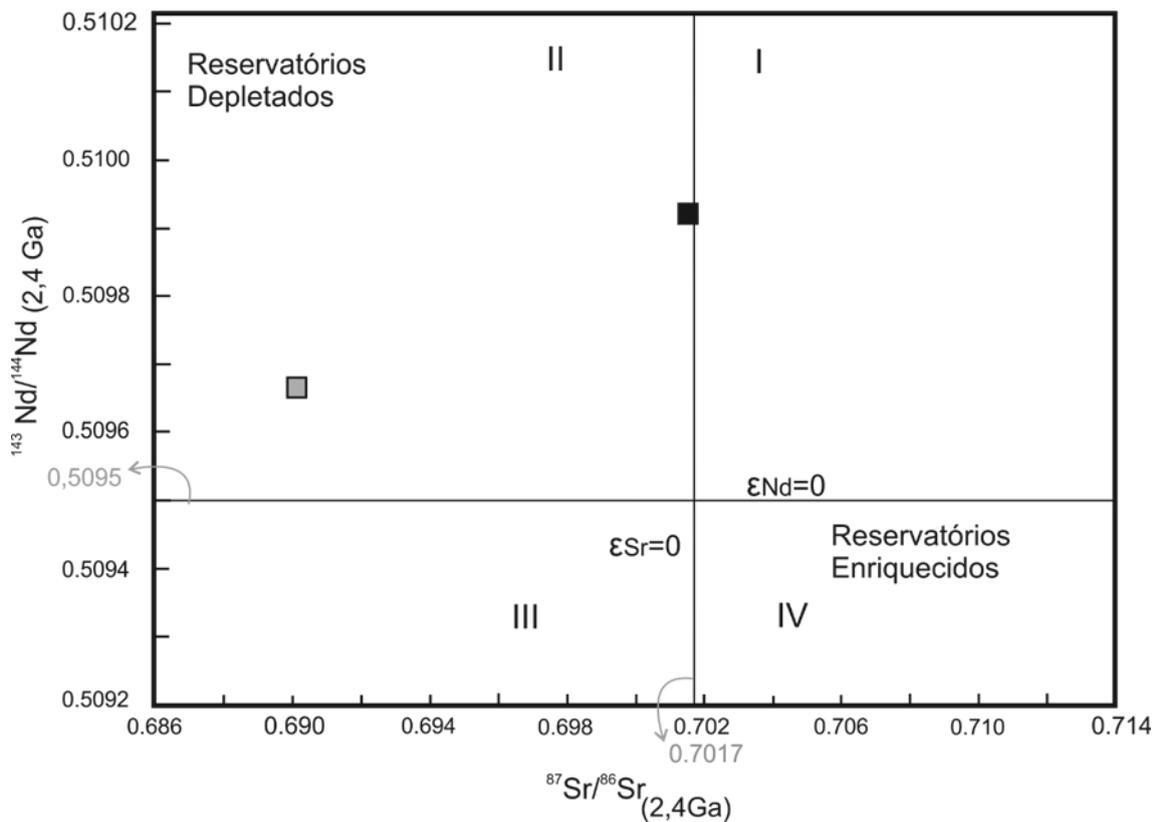


Figura 6 - Diagrama entre as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ X $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ de Zindler e Hart (1986) para caracterização das fontes mantélica das rochas básicas toleíticas do CJF. TR-JEF-03a (quadrado cinza) e TR-JEF-01 (quadrado preto).

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

As rochas do CJF da região de Três Rios (RJ) são composicionalmente muito variadas, desde quartzosienitos, granitos, granodioritos, tonalitos, quartzo dioritos e gabros. Apresentam claros indícios de deformação dúctil, com foliação milonítica, subvertical, fitas de quartzo, matriz fina a muito fina com grãos de faces poligonais e porfiroclastos de feldspatos. Metamorfismo de fácies granulitos foi diagnosticada na maioria das amostras, assim como também reações de retrometamorfismo, com biotita e hornblenda nas bordas do cpx e opx, a exceção são rochas com raros minerais máficos.

Salvo as devidas proporções para cada composição, no geral as rochas félsicas e intermediárias são constituídas principalmente de quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita, tendo as intermediárias mais minerais máficos. O opx e cpx são sempre acessórios em ambas. Já as rochas máficas são constituídas por plagioclásio, hornblenda, biotita, cpx e opx.

As conclusões das análises isotópicas devem ser feitas considerando apenas os dados obtidos pelo método Sm-Nd, já que o método Rb-Sr parece não ser confiável para as rochas dentro da ZCPS. As rochas ácidas de médio-K (JEF-01a e TR-JEF-1C1), possuem TDM 2,37 e 2,36 Ga, respectivamente. E considerando o $\epsilon\text{Nd}(t)$ levemente negativos (-0,63 e -0,71, respectivamente), não pode ser descartada a possibilidade de mistura de fontes na gênese dessas rochas, com material magmático juvenil de derivação mantélica e uma “pequena” participação da crosta. Por outro lado, uma fusão de rochas da crosta inferior, também não pode ser desconsiderada.

Já os dados da amostra TR-JEF-03b de alto-K, também revelou idade modelo paleoproterozóica (TDM = 2,2 Ga), seu $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivo (+2,8) aponta o manto depletado como possível fonte dessa rocha. Isso demonstra que as rochas cálcioalcalinas podem ter sido extraídas durante o Paleoproterozóico, mas de fontes distintas.

As amostras da série toleítica (TR-JEF-01 e TR-JEF-03a), podem representar suítes heterogêneas, pois suas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são bem distintas (0,509923 e 0,51227, respectivamente). Duarte (1998) já apontou essa heterogeneidade das rochas toleíticas do CJF a partir da análise de litogeoquímica. Em todo caso, as duas amostras, indicam extração a partir do manto depletado, como revela os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivo de +7,81 e +2,9, respectivamente. Sendo que amostra TR-JEF-03a tem TDM de 2,4 Ga, enquanto a TDM da amostra TR-JEF-01 não obtida.

Para a amostra classificada como alcalina por Fernandes André et al. (2009), foi obtida a idade modelo de 1,3 Ga, que é menor que a idade U-Pb encontrada na literatura até agora (\approx 1,7 Ga - Heilbron et al., 2010). Essa TDM levanta a suspeita se essa litologia pertence realmente ao CJF.

Contudo, com as análises apresentadas, fica claro que existem diferentes fontes e provavelmente diferentes processos envolvidos na formação dessas rochas, no entanto ainda serão necessários mais estudos para que se possa compreender as fontes envolvidas na gênese das rochas do CJF.

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M. (1977). O Cráton de São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y; Carneiro, C.D.R. (1975). Lineamento de Além Paraíba. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 47(3-4), 575.

Cordani I, U.G.; Delhal, J.; Ledent, O. (1973). Orogeneses superposeés dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, 3(1), 1-22.

Dantas, E. L.; Hackspacher, P. C.; Magini, C.; Legrand, J. M. (2002). Sistema Sm-Nd em Rocha-Total Aberto Versus Fechado: Comportamento Isotópico em Zonas de Alta Deformação. *Boletim IG-USP (Série Científica)*, 2, 109-130.

Dayan H., Keller J.V.A. (1989). A zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(4), 494-506.

DePaolo, D.J. & G.J. Wasserburg (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249 – 52.

DePaolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189 – 202.

Duarte, B. P. (1998). Evolução tectônica dos ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora (MG): geologia, petrologia e geoquímica. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.

Faure, G. (1986). *Principles of isotope geology*. New York: John Wiley & Sons.

Fernandes André, J. L. (2014). Comparação entre o Complexo Juiz de Fora e a Unidade Granulítica Ponte de Zinco: geocronologia U-Pb em zircão (LA-ICPMS), geoquímica isotópica e composição das fontes geradoras. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia – UERJ.

Fernandes André, J. L.; Valladares, C. S.; Duarte, B. P. (2009) O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd- e Sr. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(4), 773-794.

Geraldes, M. C (2010). *Introdução à Geocronologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 146p.

Heilbron, M.; Duarte, B. P.; Valeriano, C. M; Simonetti, A.; Machado, N.; Nogueira, J. R. (2010). Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178, 136-148.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. A (2004). Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Org.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-234. São Paulo: Beca.

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 Planetary Science Letters*, 141, 259-276.

Noce, C. M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Silva, L. C. (2007). Armstrong, R.; Piuzana, D. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Res.*, 159, 60–78.

Stern, R. J. (2002). Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 109-117.

Zindler, A.; Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, 14, 493-571.

Capítulo 11

DIÁLOGOS ENTRE A EDUCAÇÃO AMBIENTAL E A GESTÃO ESCOLAR

[DOI: 10.37423/200200302](https://doi.org/10.37423/200200302)

Victor Hugo de Oliveira Henrique (Graduado em Ciências Biológicas (UFMT), Mestre em Educação (UNESP), doutorando em Ciências Ambientais (UNEMAT), professor no Departamento de Pedagogia - UNEMAT campus Cáceres-MT. hugo31_oh@hotmail.com

Larissa Gabriela Araujo Goebel (Graduada em Ciências Biológicas (Faculdade de Ciências Biomédicas de Cacoal, FACIMED), Mestranda em Ciências Ambientais (UNEMAT).

larissagabriela_goebel@hotmail.com

RESUMO: O presente artigo apresenta o debate da complexidade de construir processo de Gestão Escolar tendo como pilares os preceitos e metodologias da Educação Ambiental. Isto se dá pelas características constitutivas dessa área educacional diante do que hegemonicamente se apresenta no ensino formal e os aparatos de gestão e avaliação. Ao mesmo tempo defende que para a Educação Ambiental é de extrema importância se aproximar das teorias sociais e pedagógicas críticas - afim de não esvaziar seu discurso e sua práxis - e se modificar em mais um mero jargão educacional. A coerência entre seus postulados e suas metodologias é essencial para a construção da identidade do campo em questão. Sendo assim, defende-se que cabe a Educação Ambiental uma Gestão Escolar pautada pela democracia participativa dialética que enfrente a usurpação de poder político. E, portanto, defende redefinições sobre processos avaliativos institucionais que sejam coerentes com esses preceitos.

Palavras-chave: Educação Ambiental. Projeto Político Pedagógico. Gestão Escolar

INTRODUÇÃO

Com início da agricultura no período Neolítico, há cerca de 10.000 anos atrás, o homem aos poucos começa a manipular os recursos naturais e moldar o meio onde vive, abandonando o estilo de vida nômades e formando as primeiras sociedades (ODUM, 1988). Após milhares de anos, com o aperfeiçoamento da agricultura, surgem as primeiras cidades exigindo uma demanda muito maior por alimentos, e desta forma, aumentando consideravelmente a exploração dos recursos naturais (PONTING, 1995).

No século XV, com o surgimento do Renascimento, que ocorre durante a transição entre a Idade Média e a modernidade, correspondendo ao final do feudalismo e início do capitalismo, o homem passa a perceber o mundo de forma distinta, deixando de lado seu pensamento teocêntrico e assumindo então uma visão antropocêntrica, onde o papel central em relação ao Universo passa a ser do homem, esse pensamento resulta no surgimento do Humanismo, movimento esse que faz com que o homem se sinta superior à Natureza e dessa forma passa a intervir de maneira danosa ao meio ambiente, porém, o homem daquela época ainda não possuía conhecimento suficiente sobre as limitações dos recursos naturais e a degradação ao meio ambiente era pouco visível (ABRÃO; COSCODAI, 2002).

A Revolução Industrial iniciada no século XVIII, aumentou drasticamente a exploração dos recursos naturais, dando início ao acúmulo de riquezas e intensificando o capitalismo (DIAS, 2008). Ao formular o conceito de ecologia em 1866, Ernest Haeckel aborda as primeiras questões em relação à degradação do meio ambiente, no entanto, por um longo tempo, tais preocupações ficaram restritas apenas a poucos grupos de cientistas e amantes da Natureza (LAGO e PADUA, 1985). Foi somente após os efeitos devastadores das duas grandes guerras mundiais que a humanidade começa a se conscientizar a respeito dos problemas ambientais. Afinal, é após a criação da bomba atômica que os humanos passam a acreditar que o homem, pode sim, destruir o planeta por completo, e a partir disto a humanidade, de certa forma, começa a ter uma visão diferente em relação à degradação ambiental, e tais mudanças ficaram conhecidas como revolução ambiental ou denominadas de movimento ecológico, surgindo primeiramente nos países desenvolvidos e alcançando o resto do mundo ao longo do século XX (GRÜN, 1996; CAMARGO, 2003).

O capitalismo moderno, iniciado a partir da Segunda Guerra Mundial, intensifica o crescimento econômico no mundo, agravando os problemas ambientais e tornando-os mais visíveis para a

população, especialmente nos países desenvolvidos, os quais são os primeiros a sofrerem com os resultados da Revolução Industrial (DIAS, 2004).

A década de 1950 marca o início da preocupação ecológica pela comunidade científica. Já na década de 1960, a preocupação com o meio ambiente vem através dos atores do sistema social, estes atores, que trazem críticas não só ao modo de produção, como ao próprio estilo de vida das pessoas. O fato mais marcante nesta década foi a criação do Word Wildlife Fund (WWF) em 1962, primeira ONG ambiental mundial. A partir desta data, ocorreu a criação de inúmeras organizações internacionais com o intuito de debater os problemas ambientais, dando início a uma nova revolução ambiental (LEITE, 2009).

No ano de 1988 que ocorreu a primeira conferência que se propôs a discutir as crises ambientais na educação superior (Conferência dos Reitores da Europa), realizada na Universidade de Tufts, na França, resultou na Declaração de Talloires (em 1990). Nessa Conferência, objetivou-se expor as preocupações sobre as condições do mundo e desenvolver um documento para apresentar as ações chaves que as instituições de ensino superior deveriam produzir para a construção de um futuro sustentável, devido a isso se criou a Association of University Leaders for a Sustainable Future.

Levando em consideração os riscos e problemas ambientais que a sociedade contemporânea produziu, temos a problemática ambiental como algo que emergiu nos tempos modernos e na transição para a pós-modernidade, como uma crise civilizatória. Nesta perspectiva Leff (2002, p. 191) ressalta que:

A crise ambiental é a crise de nosso tempo. O risco ecológico questiona o conhecimento do mundo. Esta crise apresenta-se a nós como um limite do crescimento econômico e populacional; limite dos desequilíbrios ecológicos e das capacidades de sustentação da vida; limite da pobreza e da desigualdade social. Mas também crise do pensamento ocidental: da “determinação metafísica” que, ao pensar o ser como ente, abriu o caminho para a racionalidade científica e instrumental que produziu a modernidade como uma ordem coisificada e fragmentada como formas de domínio e controle sobre o mundo. **Por isso, a crise ambiental é acima de tudo um problema de conhecimento [...]** (grifo nosso).

Temos um sistema econômico que “coisifica” a natureza, desarticula o natural de sua complexidade ecológica e transforma em matéria prima para a produção e maximização do capital. Segundo Leff (2006, p.146) quando a ecologia é abraçada pela economia,

[...] a natureza deixa de ser um objeto do processo de trabalho para ser codificada em termos de capital. Mas isso não devolve o ser à natureza, mas a transmuta em uma forma de capital – capital natural –, generalizando e

ampliando as formas de valorização econômica da natureza. Nesse sentido, junto às formas de exploração intensiva, promove-se um uso “conservacionista” da natureza. A biodiversidade aparece não apenas como uma multiplicidade de formas de vida, mas como “reservas da natureza” – territórios e habitat de diversidade biológica e cultural – que estão sendo valorizados por sua riqueza genética, seus recursos ecoturísticos e sua função como coletores de carbono.

Leff (2003) ainda orienta um caminho para a superação dessa crise, que seria a construção de uma racionalidade ambiental com base em uma epistemologia ambiental. De acordo com ele, a epistemologia ambiental é uma política do saber que se compromete a dar sustentabilidade à vida, apresentando uma gestão ambiental que não se limite apenas a regulação do processo econômico e a valoração e mercantilização dos recursos naturais, mas que envolva a construção de um novo saber, de um novo conceito de meio ambiente que possa ser elaborado a partir de uma trama complexa de conhecimentos, pensamentos e formações discursivas. O diálogo entre os saberes tradicionais e científicos devem subsidiar esse novo entendimento, podendo, assim, aproximar as dimensões cultural, social, econômica e política.

A situação aqui apresentada em relação com a questão ambiental mostra a necessidade de uma nova maneira de produzir o conhecimento, fato que também inclui reflexões críticas sobre o papel do processo educativo (LEFF, 2001).

A partir do exposto acima, o trabalho objetivou realizar um estudo de caráter bibliográfico, trazendo elementos para promover o diálogo entre a temática ambiental, a educação e o processo de gestão escolar.

2. METODOLOGIA

Esta pesquisa consiste em um trabalho de natureza qualitativa, na medida que reúne características que configuram este tipo de estudo.

Pesquisas quantitativas são indicadas para responder a questionamentos que passam por conhecer o grau e a abrangência de determinados traços em uma população, esta também é uma forma de estar sensível aos problemas sociais. Há, nesse tipo de pesquisa, um caráter mais ou menos generalizador; contudo a preocupação em relacionar a pesquisa aos contextos enriquece o trabalho. (PEREIRA e ORTIGÃO, 2016, p. 69)

A pesquisa tem como fontes de informações dados obtidos por meio do arcabouço teórico sobre o tema do artigo, sendo assim, um estudo bibliográfico.

Por se tratar de uma pesquisa bibliográfica, a coleta de dados ocorreu em livros, revistas, artigos (impressos e online), atendendo aos objetivos propostos neste trabalho.

3. A TEMÁTICA AMBIENTAL E O PROCESSO EDUCATIVO

Temos a educação ambiental (EA) como a confluência do campo ambiental com o campo educativo. É importante a legitimação do adjetivo ambiental atrelado ao substantivo educação, como forma de ressaltar as reivindicações da temática ambiental a essa arena, sócio-historicamente situada, que valoriza a importância da educação ambiental para a formação do sujeito (CARVALHO, 2004).

No Brasil, a EA aparece pela primeira vez na Lei Federal nº 6.938, sancionada em 31 de agosto de 1981 com a criação da Política Nacional de Meio Ambiente (PEDRINI, 1997). Sua inserção no âmbito educacional se deu pela criação do Programa Nacional de Educação Ambiental, em 1994, cujas diretrizes e objetivos visam o envolvimento de todos, independentemente de classe, etnia, gênero ou faixa etária. As atividades propostas no documento destinam-se a “assegurar, no âmbito educativo, a interação e a integração equilibradas das múltiplas dimensões da sustentabilidade ambiental – ecológica, social, ética, cultural, econômica, espacial e política – ao desenvolvimento do país” (BRASIL, 2014, p.23).

As ações apresentadas no ProNEA, pautadas pela interdisciplinaridade, são guiadas por diversos objetivos, dentre os quais podemos citar alguns que buscam:

Fomentar processos de formação continuada em educação ambiental, formal e não formal, dando condições para a atuação nos diversos setores da sociedade. Criar espaços de debate das realidades locais para o desenvolvimento de mecanismos de articulação social, fortalecendo as práticas comunitárias sustentáveis e garantindo a participação da população nos processos decisórios sobre a gestão dos recursos ambientais. Incentivar iniciativas que valorizem a relação entre cultura, memória e paisagem - sob a perspectiva da biofilia –, assim como a interação entre os saberes tradicionais e populares e os conhecimentos técnico-científicos. (BRASIL, 2014, p. 26 e 27).

Os objetivos apresentados nos mostram a distância do que está proposto para a EA e o que acontece na maioria das ações educativas. A partir disso, podemos inferir que, apesar da existência de leis e de ações dos educadores formais e informais, a EA “ainda não se consolidou em termos de política pública de caráter democrático, universal e incluyente” (LOUREIRO, 2004, p. 12). Entretanto não podemos deixar de destacar que a construção da EA no Brasil como uma ampla área do conhecimento e como atividade político-pedagógica “nasceu como um campo plural e diferenciado que reunia contribuições

de diversas disciplinas científicas, matrizes filosóficas, posições político-pedagógicas, atores e movimentos sociais” (LIMA, 2009, p. 147).

4. GESTÃO ESCOLAR

Libâneo (2001, p. 349), entende que a Gestão compõe um conjunto de todas as atividades “de coordenação e de acompanhamento do trabalho das pessoas, envolvendo o cumprimento das atribuições de cada membro da equipe, a realização do trabalho em equipe, a manutenção do clima de trabalho, a avaliação de desempenho”. Segundo ele, “essa definição se aplica aos dirigentes escolares, mas é igualmente aplicável aos professores, seja em seu trabalho na sala de aula, seja quando são investidos de responsabilidades no âmbito da organização escolar” (LIBÂNEO, 2001, p. 349).

Os debates associados a gestão escolar iniciam no âmbito educacional como um termo incorporado pela legislação educacional por meio da promulgação da Constituição Federal do Brasil de 1988, que traz esse termo com a ideia de gestão democrática para o ensino público e de autonomia na administração. Essa ideia se propaga, nos anos seguintes, por meio da promulgação da Lei de Diretrizes e Bases da Educação Nacional (LDBEN) nº 9.394 no ano de 1996, que reforça a gestão democrática como a forma que passa a vigorar na administração das instituições públicas de ensino.

No artigo 14 da LDBEN nº 9.394/96 (BRASIL, 2010, p. 6), está a descrição sobre de que maneira as instituições de ensino devem ser administradas:

Os sistemas de ensino definirão as normas da gestão democrática do ensino público na educação básica, de acordo com as suas peculiaridades e conforme os seguintes princípios: I – participação dos profissionais da educação na elaboração do projeto pedagógico da escola; II – participação das comunidades escolar e local em conselhos escolares ou equivalentes; [...].

Por meio dessas apresentações legais nascem diferentes políticas públicas para estabelecer como a gestão democrática deve ocorrer, pois as instituições de ensino públicas passam a administrar as verbas enviadas pelos governos, tanto federal como estadual. O artigo 15 da LDBEN nº 9.394/96 explica a maneira como esse processo deve acontecer: “os sistemas de ensino assegurarão às unidades escolares públicas de educação básica que os integram progressivos graus de autonomia pedagógica e administrativa e de gestão financeira, [...]” (BRASIL, 2010, p. 6). Entretanto, essa proposta de gestão está mais relacionada às questões da educação básica. Lück (2006, p. 25) apresenta uma segregação entre gestão educacional e gestão escolar, ou seja, quando se fala sobre “gestão educacional, faz-se

referência à gestão em âmbito macro, a partir dos órgãos superiores dos sistemas de ensino, e em âmbito micro, a partir das escolas”.

Tomando as duas legislações como base, Constituição Federal (CF) e a LDBEN nº 9.394/96, é possível reconhecer uma evolução significativa no papel da gestão escolar e da direção, vice-direção, coordenação pedagógica ou supervisão escolar e os demais cargos. Essas modificações objetivaram descentralizar a responsabilidade, tanto da gestão como de execução dos serviços educativos da União para os Estados e municípios. Essas mudanças políticas estavam em debate desde os anos 80, priorizadas pela ideia de igualdade de acesso à educação.

A gestão escolar está relacionada às políticas da educação ligadas à gestão democrática e participativa da educação e à qualidade do ensino no Brasil. A dimensão que trata da gestão democrática da educação apresenta várias questões, como na forma como ela está sendo desenvolvida. Mello e Cossio, (2006, p. 30-31) ressalta que “democratizar a gestão da educação numa perspectiva social [...] requer, fundamentalmente, que a sociedade possa participar no processo de formulação e avaliação da política de educação e na fiscalização de sua execução”. Assim, a participação do cidadão enquanto sujeito atuante nos aspectos que abordam a educação está entrelaçada à prática administrativa e pedagógica desenvolvida nas unidades escolares.

Para Mello e Cossio (2006, p. 43), a “participação coletiva constitui-se em instrumento básico de uma gestão democrática e pressupõe a disposição para o debate, reflexão, problematização, estudo, aplicação, avaliação e reformulação em função das próprias mudanças sociais e políticas”. Essa participação necessita do exercício de um sujeito ativo, aberto e disposto ao diálogo que, no coletivo, possa expor suas opiniões e ouvir as opiniões dos outros.

Segundo Alves (2010, p. 31), a comunidade escolar deve ter ciência que, muitas vezes, “as decisões tomadas por especialistas, gestores ou pelos que ocupam posições de chefia [...] repercutem sobre as coletividades”.

Levando em consideração a importância da participação como processo de construção de um coletivo mais igualitário e cidadão, a gestão da educação tem uma função significativa nesse processo, em que as políticas de gestão apresentadas na CF do Brasil de 1988 e na LDBEN nº 9.394/1996 fazem inferências à gestão escolar democrática e participativa (FERREIRA, 2008), responsável pela mediação e construção coletiva do Projeto Político e Pedagógico (PPP) das unidades escolares e a relação com a formação continuada dos profissionais da escola. Esse documento, o PPP passa a ter o objetivo de mobilizar a comunidade para refletir e analisar a realidade escolar e a busca de possibilidades de

mudanças nesse contexto, ou seja, a “tensão entre repetição e inovação” (OLIVEIRA, et al., 2012, p. 41).

A gestão escolar precisa desempenhar, de acordo com Paro (2007, p. 50), a função de “mediadora entre a administração escolar e o pedagógico”, desencadeando a possibilidade de reflexão sobre esse pedagógico e da inclusão dos pais e da comunidade escolar nessa discussão. Paro (2007) descreve, ainda, o papel educador da escola que se estende aos pais dos estudantes, que também são cidadãos e podem se beneficiar com essa ação escolar, incentivando a participação.

De acordo com Cury (2012, p. 17) relata que os cidadãos buscam conhecer os “processos de decisão por meio da transparência dos atos [...] e exercer uma fiscalização do exercício do poder”, ou seja, um cidadão ativo. O autor relata também, que a gestão democrática como um princípio da educação brasileira se torna uma das formas de profissionalizar a comunidade escolar para exercer sua cidadania, para participar da sociedade “como profissionais comprometidos [...]” (CURY, 2012, p. 18).

Ao destacar a relevância de formar um cidadão ativo, que seja crítico e que atue na realidade, nos apresente que existe a possibilidade de que a mudança é possível (FREIRE, 2010). Assim, Freire (2010, p 77) também destaca que “nos tornamos capazes de intervir na realidade, tarefa incomparavelmente mais complexa e geradora de novos saberes do que simplesmente a de nos adaptar a ela”. Para que essa situação aconteça, é preciso uma mudança na maneira de desenvolver o trabalho da gestão escolar.

Freire (2010) reforça em suas análises que a relação dialógica do ser humano é um exercício e, como tal, necessita ser efetuada e promovida de forma coletiva. Nesse ponto, vale reforçar a importância do sujeito se “abrir ao mundo e aos outros, inaugurando com seu gesto a relação dialógica em que se confirma como inquietação e curiosidade” (FREIRE, 2010, p. 136).

5. EDUCAÇÃO AMBIENTAL E GESTÃO ESCOLAR

Libâneo (2001) nos apresenta a gestão democrática como uma combinação com “a ênfase sobre as relações humanas e sobre a participação das decisões com as ações efetivas” da instituição escolar. Essa gestão tem como princípios a “autonomia da escola e da comunidade educativa”, que deve participar ativamente da tomada de decisões nas escolas (ibidem, p 326). Essa concepção seria oposta a gestão empresarial, utilizada nas organizações comerciais de um modo geral, caracterizada pela relação vertical entre um pequeno grupo que manda e outro que obedece.

Nesse sentido o ambiente escolar pode ser o lócus para a construção de parte da aprendizagem social necessária para a construção de novas formas de viver em sociedade e de se inserir no poder político. Em conjunto com a Gestão Escolar o processo de construção do PPP é essencial nesse contexto. Para Gadotti (2000, p. 11) “um projeto necessita sempre rever o instituído para, a partir dele, instituir outra coisa.” Ele apresenta que a construção do PPP se alicerça: 1) na construção de uma consciência pautada na criticidade; 2) na participação das pessoas; 3) na participação e cooperação de esferas do governo; 4) na autonomia, responsabilidade e criatividade. Para a Gestão Escolar pautada pelos preceitos da EA não é necessário a participação e cooperação governamental. Trata-se, acima de tudo, da iniciativa e da participação da comunidade escolar. O autor destaca como obstáculos ao PPP: a) a nossa pouca experiência com a democracia; b) a mentalidade que atribui aos técnicos e apenas a eles a capacidade de governar e que o povo não é capaz de exercer e participar no governo; c) a própria organização de nosso sistema educacional que é vertical; d) o autoritarismo que se inseriu nosso ethos educacional; e) o tipo de liderança que tradicionalmente domina nossa atividade política no campo educacional. Podemos dizer que tais obstáculos se organizam diretamente como efeitos do processo histórico de usurpação do poder político.

Para Gadotti (2000, p. 06) um projeto é instituinte. Isto quer dizer que ao mesmo tempo em que não nega a historicidade daquela escola, os seus métodos, atores e estilo de vida, também os confronta. Desse modo, instituído e instituinte se confrontam. O PPP é sempre um processo inconcluso. O projeto não é responsabilidade só da direção. Ele é também marcado pela diversidade. A Escola Pública não pode ser um aparelho burocrático do Estado.

Nesse sentido, a EA pode contribuir significativamente por meio de metodologias para redefinir a organização da Gestão Escolar através da prática da democracia participativa dialética. Tal iniciativa compreende ao aprendizado social essencial para transformações sociais que excedem meramente o âmbito educacional. Nessa Gestão todos os sujeitos participariam de forma igualitária de processos decisórios dentro da escola. Mesmo que com atuações diferenciadas e diferentes, todas detentoras de poder político de forma igualitária. Tal processo se caracteriza, portanto, como um aprendizado social para a construção, conhecimento, aprofundamento e exercício contínuo da democracia e da participação dialética dentro das unidades escolares.

O grande gargalo nesses processos é precisamente seu caráter dialético em que a parte pode modificar o todo formando um todo diferenciado. O intuito de um processo de aprendizagem assim constituído é o de proporcionar a vivência e efetivação de práxis coletivas diversificadas pautadas por caminhos

democráticos profundos. Analisar se tal objetivo é alcançado também está inserido no processo diversificado no qual as práticas conservadoras não correspondem.

Os princípios que auxiliam a EA vinculam-se à contribuição para a transformação sócio educacional. Nesse sentido, avaliar a efetividade da criticidade das metodologias e da própria Gestão Escolar apresenta sérios obstáculos. Mais, ainda, por meio de procedimentos de avaliação institucional tradicional se torna inviável avaliar. Em processos de avaliação institucionais há a hegemonia de preceitos do que seja “qualidade”. Na maioria das vezes esses preceitos são exteriores, não democráticos e elaborados sem a consideração ao PPP de cada escola. A avaliação institucional se afasta, em grande parte das políticas públicas educacionais, da avaliação da relação ensino e aprendizagem e não leva em consideração ou ignora os preceitos da EA.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A EA apresenta uma irrecusável tarefa indenitária, ou seja, a de se pautar pelas teorias sociais e educacionais críticas para formulação e efetivação de suas metodologias no ambiente escolar. Isto deixa-a inserida em uma complexidade cheia de desafios. Se os procedimentos de avaliação são sempre pautados pela dificuldade e enormes obstáculos, isto é aguçado perante os preceitos da EA. Afinal, os propósitos que pontuam e correlacionam a outras formas – e não a hegemônica – de ensino e aprendizagem. Sendo assim lhe cabe a coerência de auxiliar a construção de Gestão Escolar adequada aos seus preceitos críticos. Uma Gestão Escolar sem criticidade não viabilizaria e não corresponde a um processo de EA escolar. O PPP entendido enquanto processo e meio de aprendizagem social alicerça uma Gestão Escolar pautada na criticidade e na democracia.

Avaliar a efetividade de suas metodologias e ações é crucial para essa vertente de Educação Ambiental. Tão crucial quanto complexa, pois, quanto mais se tornam claros e explícitos seus objetivos, maior a importância de avaliar sua efetividade em processos de aprendizagem. Mesmo não enfrentando de maneira mais efetiva esses dilemas é possível afirmar que encontrará entraves nos sistemas e mecanismos institucionalizados de avaliação. Isto se dá por parte de objetivos e preceitos diferenciados. Nessa característica encontramos seu potencial de contribuir com amplo debate e efetivação de políticas de avaliação institucional que não sejam centralizadoras e padronizantes.

REFERÊNCIAS

ABRÃO, B. S.; COSCODAI, M. U. Dicionário de mitologia. São Paulo: Editora Nova Cultural, 2000.

ALVES, W. F. Gestão escolar e o trabalho dos educadores: da estreiteza das políticas à complexidade do trabalho humano. *Educação & Sociedade*, Campinas, v. 31, n. 110, p. 17- 34, jan.-mar. 2010.

BRASIL, Constituição da República Federativa do Brasil. 1988.

BRASIL, Lei de Diretrizes e Bases da Educação Nacional, nº. 9.394 de 20 de dezembro de 1996. Brasília – DF.

BRASIL. ProNEA/Educação Ambiental por um Brasil Sustentável – ProNEA, Marcos Legais e Normativos. – 4ed - Brasília: Ministério do Meio Ambiente/Ministério da Educação. 2014.

CAMARGO, A. L. B. Desenvolvimento sustentável: dimensões e desafios. Campinas, SP: Papirus, 2003.

CARVALHO, I. C. M. Educação Ambiental: a formação do sujeito ecológico. São Paulo: Cortez, 2004.

CURY, C. R. J. Gestão democrática dos sistemas públicos de ensino. In: OLIVEIRA, M. A. M. (org.). *Gestão educacional: Novos olhares, novas abordagens*. 9 ed. Petrópolis, RJ: Vozes, 2012.

DIAS, G. F. Educação Ambiental: princípios e práticas. 9. ed. São Paulo, 2004.

FERREIRA, N. S. C. A gestão da educação e as políticas de formação profissionais da educação: desafios e compromisso. In: _____ (org.). *Gesta democrática da educação: atuais tendências, novos desafios*. 6 ed. São Paulo: Cortez, 2008.

FREIRE, P. *Pedagogia da autonomia: saberes necessários à prática educativa*. São Paulo: Paz e Terra, 2010.

GADOTTI, M. *Perspectivas atuais da educação*. Porto Alegre: Artes Médicas Sul, 2000.

GRÜN, M. *Ética e Educação Ambiental: uma conexão necessária*. Campinas: Papirus, 1996.

LAGO, A.; PÁDUA, J. A. *O que é Ecologia?* São Paulo: Brasiliense, 1985.

LEFF, E. *A complexidade ambiental*. São Paulo: Cortez, 2003.

_____. *Epistemologia Ambiental*. 3 ed. São Paulo: Cortez, 2002.

_____. *Racionalidade Ambiental: a reapropriação social da natureza*. Rio de Janeiro: Civilização Brasileira, 2006.

_____. *Epistemologia ambiental*. São Paulo: Cortez, 2001.

LEITE, P. R. *Logística Reversa: Meio Ambiente e Competitividade*. 2ª ed. São Paulo: Pearson Prentice Hall, 2009.

LIBÂNEO, J. C. *O sistema de organização e de gestão da escola: teoria e prática*. Goiânia: Alternativa, 2001.

LIMA, G.F.C. Educação Ambiental crítica: do socioambientalismo às sociedades sustentáveis. *Educação e Pesquisa*, São Paulo, v. 35, n. 1, p. 145-163, jan./abr. 2009.

LOUREIRO, C. F. Trajetórias e Fundamentos da Educação Ambiental. São Paulo: Cortez, 2004.

LÜCK, H. Gestão educacional: uma questão paradigmática. Petrópolis: Vozes, 2006.

MELLO, E. M. B.; CÓSSIO, M. F. Gestão da educação básica: ausências e emergências. In: CAMARGO, L. (Org). Gestão e políticas da educação. Santa Cruz do Sul, RS: EDUNISC, 2006.

ODUM, E. P. Ecologia. Rio de Janeiro: Guanabara, 1988.

OLIVEIRA, M A. M. et al. Projeto político-pedagógico: da construção à implementação. In: OLIVEIRA, M. A. M. (org.). Gestão educacional: Novos olhares, novas abordagens. 9 ed. Petrópolis, RJ: Vozes, 2012.

PARO, V. H. Gestão escolar, democracia e qualidade do ensino. São Paulo: Ática, 2007.

PEDRINI, A. G. (Org.). Educação Ambiental: reflexões e práticas contemporâneas. Petrópolis: vozes, 1997.

PEREIRA, G.; ORTIGÃO, M. I. R. Pesquisa Quantitativa em Educação: algumas considerações. Periferia: Educação, cultura e comunicação. v. 8, n. 1, jan-jun, 2016.

PONTING, C. Uma história verde do mundo. Rio de Janeiro, Civilização Brasileira, 1995.

Capítulo 12

SERRA NEGRA, MG: DO ATLÂNTICA AO GONDWANA?

[10.37423/200300539](#)

Úrsula Roxanne Leandro (Universidade Federal de Minas Gerais).

ullyrox@hotmail.com

Adriane Abreu Cadar (Pontifícia Universidade Católica).

adrianecadar@gmail.com

Ulisses Cyrino Penha (Centro Universitário de Belo Horizonte).

ulisses.penha@gmail.com

RESUMO: Este capítulo apresenta estudos geológicos e tectônicos de uma área de 745 km² que engloba um complexo de serras quartzíticas, na mesorregião do alto Jequitinhonha (Minas Gerais, Brasil), situado a leste da Serra do Espinhaço Meridional e a sul de Itamarandiba, posicionadas no limite do Bloco Guanhães, a sul, com o Orógeno Araçuaí, a norte. Engloba as topograficamente expressivas serras do Ambrósio, da Penha, de Tromba d'Anta, Santa Joana e Negra, a última tendo servido de área-tipo para a definição na literatura da Formação Serra Negra, integrante do Grupo Guanhães. Os estudos litológicos demonstram que o Membro Inferior dessa formação compreende, essencialmente, granitos, granito-gnaisses, além de corpos de anfibolitos com foliação concordante àquela dos granitos; enquanto que o seu Membro Superior consiste em quartzitos grossos e recristalizados cuja petrografia indica uma foliação principal S1 marcada por orientação paralela de muscovitas e dos eixos de estiramento de quartzo.

O último membro ainda hospeda níveis cianíticos nos quartzitos e bandas xistosas. Na Serra Negra foi identificada uma camada de metaconglomerado de espessura métrica com estiramento de clastos quartzosos segundo leste-oeste, cisalhado no Brasiliano. A área compreende, ainda, a Formação Capelinha do Grupo Macaúbas representada essencialmente por quartzitos relativamente mais finos que os da unidade sotoposta e por quartzo-mica xistos, localmente associados a níveis métricos e concordantes de anfibolitos, tentativamente interpretados como basaltos intraplaca de contexto de rifte. O modelo evolutivo proposto compreende três estágios, com idades pré-Transamazônica, Transamazônica e Brasiliana, e sugere que a Formação Serra Negra já se encontrava depositada quando sucedeu a aglutinação do paleo-continente Atlântica, no Paleoproterozoico. No mesmo sentido, sobre o lobo cratônico São Francisco, esta unidade testemunhou o paleo-continente Gondwana.

Palavras-chave: Geotectônica, Orógeno Araçuaí, Serra Negra.

INTRODUÇÃO

Este estudo remete à mesorregião do Jequitinhonha (IBGE, 2014), no nordeste do estado de Minas Gerais (Figura 1), onde cristas de serras, dentre as quais a Serra Negra (Figura 2), definem estruturas discordantes com a atitude regional norte-sul e vergência para oeste do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES et al., 2007; ALKMIM et al., 2007). Nesta perspectiva, o estudo caracteriza estrutural e geologicamente a área (Figura 1), na tentativa de formular um esquema evolutivo simplificado que adequa à evolução dos cinturões orogênicos paleoproterozoico e neoproterozoico (e.g. Orógeno Araçuaí).

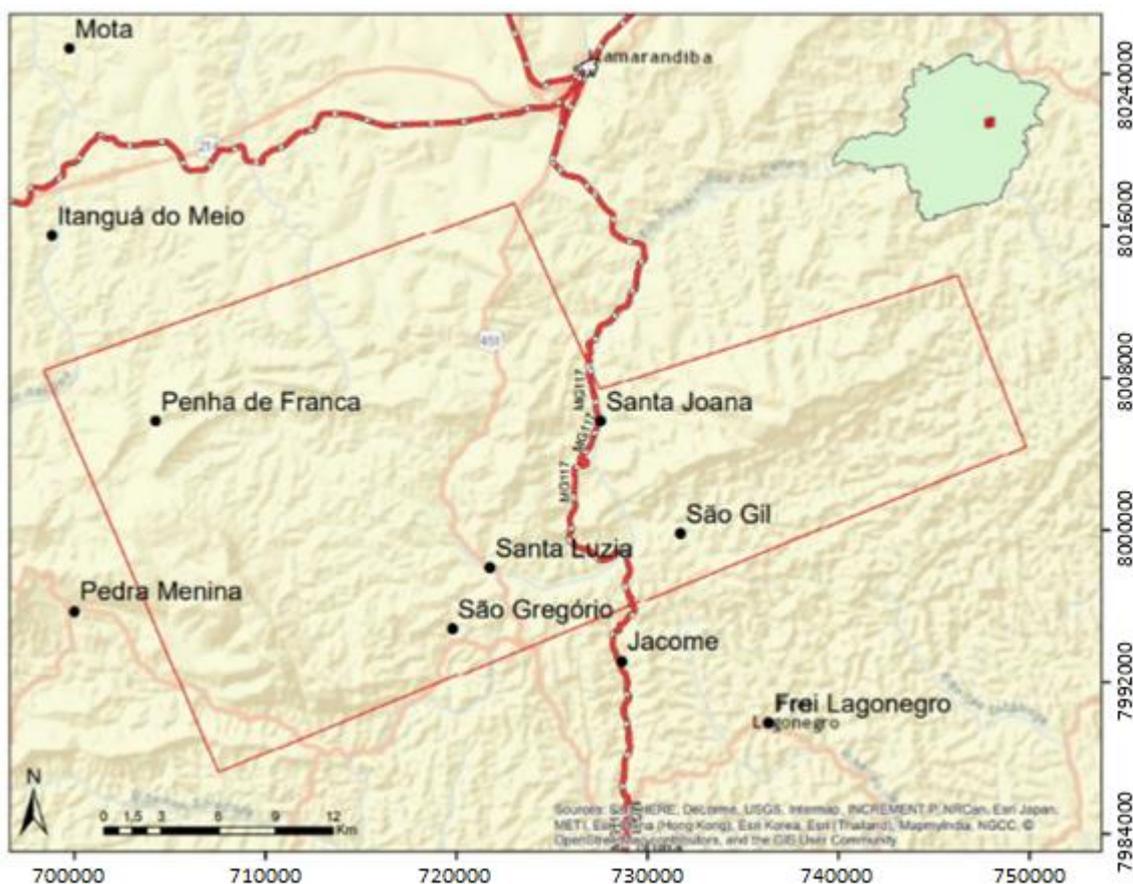


Figura 1: Localização da área de estudo, no nordeste do estado de Minas Gerais, Brasil. Elaborado pelos autores com base vetorial do Projeto Espinhaço (GROSSI-SAD et al., 1997).

A área intercepta os municípios de Itamarandiba, Senador Modestino Gonçalves, Felício dos Santos e Rio Vermelho, perfazendo 745 km², e engloba diversos povoados (Penha de França, Santa Joana, Santa Luzia, São Gil etc.) e o Parque Estadual da Serra Negra (SIAM, 1998).

A motivação para o estudo da região remonta à contribuição acadêmica, notabilizando que são escassas as pesquisas de cunho geológico na área. Para mais, colabora para o conhecimento do Parque Estadual da Serra Negra, tendo em vista sua importância cultural, ambiental e turística, abrigando, por exemplo, sítios arqueológicos com pinturas rupestres (FAGUNDES et al., 2014), cavidades quartzíticas de grandes dimensões e biodiversidade, elaborando mapas de pontos turísticos para a administração do Parque e divulgando as belezas naturais abrigadas na região.

O conteúdo deste capítulo está organizado em seções de Introdução, com abordagem de localização, objetivo, justificativa; Contexto Geológico; Materiais e Métodos; Resultados e Discussões e Conclusão.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área está acomodada a leste da Serra do Espinhaço, entre tal estrutura geomorfológica e a porção setentrional do Orógeno Araçuai, e contempla a porção norte do Complexo Guanhões, do Arqueano (Figura 3). É bordada pela Serra do Ambrósio, a oeste; Serra da Penha, a noroeste; Serra da Tromba D'Anta, na região central; Serra de Santa Joana e Serra Negra, a leste (Figura 2).



Figura 2: Acervo de serras quartzíticas da área, do Membro Superior da Formação Serra Negra.

Google Earth, 2017.

A estratigrafia regional da área contempla desde rochas arqueanas a neoproterozoicas.

O arcabouço basal é representado por blocos arqueanos - Complexos Guanhães, Gouveia e Porteirinha e paleoproterozoicos - Complexos Mantiqueira, Juiz de Fora, Pocrane e Suíte Caparaó; predominantemente constituídos por ortognaisses de composição TTG (tonalito-trondhjemitogranodiorito) retrabalhados no Brasileiro. Estes blocos não são contínuos e foram aglutinados em torno de 2.2 a 2.0 Ga (NOCE et al., 2007).

Por vezes, ocorrem sobre estes complexos sequências supracrustais, como o Grupo Guanhães, em que se insere um dos objetos deste estudo, a Formação Serra Negra, subdividida nos membros inferior, essencialmente com gnaisses, anfibolitos e quartzo-mica xistos e superior, com quartzitos e mica xistos (BAARS et al., 1997). Apesar de esta formação não ter datação direta, Grossi-Sad et al. (1990), com base em análises geoquímicas de formação ferrífera do Grupo Guanhães, concluíram que se trata de uma sequência com características que remetem à deposição no Arqueano.

Como o embasamento deste grupo, o Complexo Guanhães, é datado em 2,7-2,8 Ga (NOCE et al. 2007), e o Grupo Guanhães é caracterizado como arqueano, fica inferido que a Formação Serra Negra é atribuída ao Neoarqueano.

Sobrepondo o conjunto arqueano, tem-se as unidades neoproterozoicas, atribuídas aos seus respectivos estágios evolutivos do Orógeno Araçuaí. Pedrosa-Soares et al. (2007) sintetizaram trabalhos que estabeleceram a estratigrafia destas unidades e as atribuíram a uma paleo-bacia configurada antes da colisão cratônica São Francisco-Congo. Para a fase de rifteamento, os autores incluíram a Suíte Pedro Lessa, portadora de diques máficos; a Suíte Salto da Divisa, com granitos tipo A; e as formações da base do Grupo Macaúbas, em torno de 900-933 Ma. Castro (2014) datou anfibolitos da Formação Capelinha (GROSSI-SAD et al., 1993) em 956 Ma (U-Pb em zircões, método LA-ICP-MS e Sm-Nd em rocha total), representada por mica xistos, quartzitos puros e impuros e a atribuiu a este estágio de rifte. A transição entre rifte e margem passiva é associada à Formação Chapada do Acauã, intermediária do Grupo Macaúbas. Para o estágio de margem passiva o Grupo Macaúbas abriga as unidades de topo da mesma formação (Formação Chapada do Acauã), além da Formação Ribeirão da Folha. Além do Grupo Macaúbas, Dias (2012) relaciona o Complexo Jequitinhonha à deposição de margem passiva distal. Como representantes do arco magmático, têm-se suítes graníticas e pelo processo de erosão deste arco, depositou-se uma bacia tipo flysch, compondo a Formação Salinas (588 Ma), que apresenta arenitos, pelitos e conglomerados como constituintes litológicos (SANTOS et al., 2009).

Para o metamorfismo, Noce et al. (2007) sugerem a segmentação do Orógeno Araçuaí em domínios externo, de baixas condições de metamorfismo, e interno, de elevadas temperatura e pressão. Enquanto o primeiro inclui a faixa limite entre o Orógeno e o Cráton São Francisco, o domínio interno presume o entorno das suítes granitoides. O domínio externo contempla o fácies xisto verde baixo enquanto que, próximo à região de granitogênese, as condições aumentam e atingem o fácies anfibolito alto a granulito, podendo atingir a anatexia.

Apesar de forte atuação do Brasiliano, para a configuração atual, a área passou por eventos tectônicos mais antigos que o pré-citado. Schobbenhaus et al. (2003) narram, por exemplo, que o evento Transamazônico, paleoproterozoico, contribuiu muito para a acreção crustal da plataforma sul-americana e que, ainda, foi edificado o Orógeno Cinturão Mineiro neste evento (Figura 4). Apesar de bem preservado no sul do Cráton São Francisco, vestígios deste orógeno podem ser considerados à sudeste deste mesmo cráton. Noce et al. (2007) admitem que aqueles blocos do arcabouço basal constituem arcos magmáticos gerados na margem de um paleocontinente arqueano em que os blocos Mantiqueira e Juiz de Fora cavalgam sobre o Complexo Guanhães (Figura 4). Esta justaposição de blocos mais novos (Mantiqueira e Juiz de Fora), a leste, cavalgando o embasamento mais antigo (Guanhães e Gouveia), a oeste, teria sido desencadeada no Transamazônico.

Ainda no contexto regional da área, no fim no Mesoproterozoico, instalou-se um sistema de rifteamento, marcado pela deposição do Supergrupo Espinhaço (DUSSIN et al., 1995). Já no Neoproterozoico, teve início outro importante evento na área, o Brasiliano.

Almeida (1977) caracterizou a Faixa Araçuaí, bordeando as porções sul e sudeste do Cráton São Francisco, como uma faixa associada à colisão no Brasiliano entre dois lobos cratônicos, São Francisco e Congo, que fechou a bacia onde se formou o Grupo Macaúbas e retrabalhou as unidades anteriormente depositadas, como o Grupo Guanhães.

Alkmim et al. (2007) definiram um modelo de evolução tectônica para a Faixa Araçuaí em etapas, a saber: formação da bacia Macaúbas; convergência e colisão entre os lobos cratônicos pré-citados, consumindo aquela bacia; escape lateral por zonas de transcorrências e colapso gravitacional, em que intrudiram suítes granitoides.

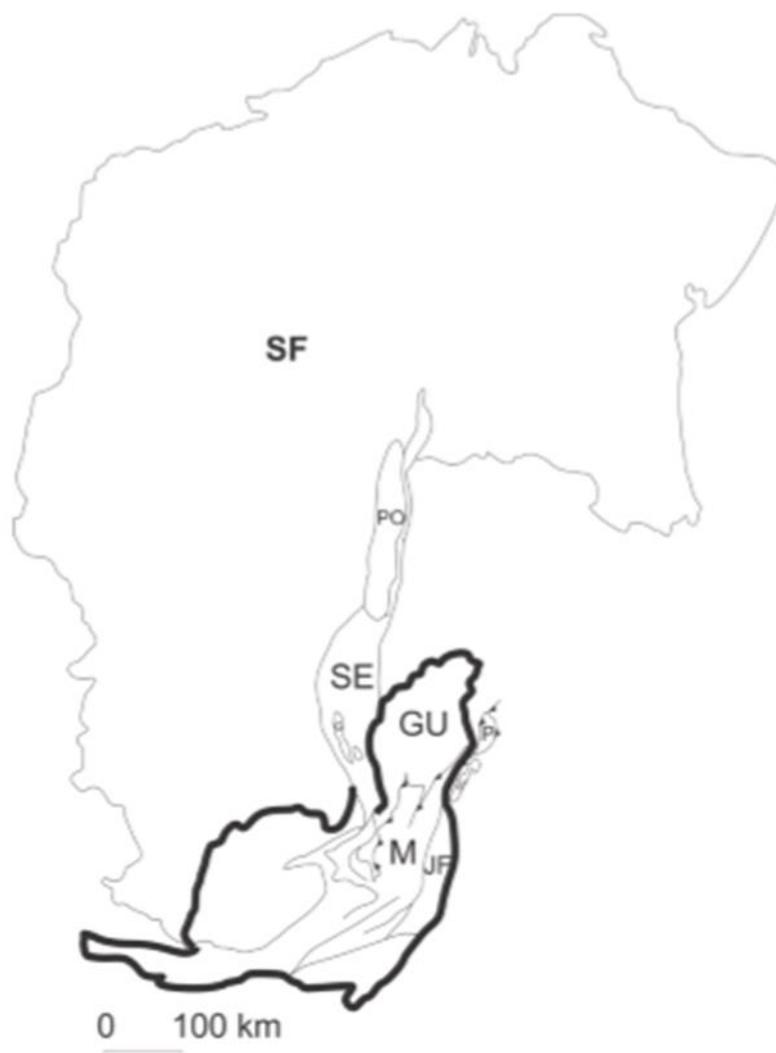


Figura 4: Destaque para porção sul e sudeste do Cráton São Francisco e cavalgamentos dos blocos Mantiqueira e Juiz de Fora sobre o Complexo Guanhões (elaborado pelos autores e modificado de Noce et al., 2007 e Delgado et al., 2003). SF: Cráton São Francisco; Blocos – PO: Porteira, GU: Guanhões, M: Mantiqueira, JF: Juiz de Fora, G: Gouveia; SE: Serra do Espinhaço.

MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste estudo conduziu-se em etapas, a saber: I. levantamento bibliográfico, II. pré-campo, III. campo e IV. integração e interpretação dos dados.

A primeira etapa, de (I) levantamento bibliográfico, consistiu em uma revisão sistemática sobre os aspectos geológicos da área, considerando o acervo da literatura, mapas, imagens de satélite. A área intercepta quatro mapas geológicos que consistem nas folhas SE.23-Z-B-I-Rio Vermelho; SE.23-X-D-IV-Carbonita; SE.23-X-D-V-Capelinha e SE.23-Z-B-II-São Sebastião do Maranhão, na escala 1:100.000 (GROSSI-SAD et al., 1997). Além destes mapas, para a distinção geomorfológica, utilizou-se

sensoriamento remoto, mais precisamente imagens de satélites adquiridas no aplicativo de navegação SAS.Planet, que auxiliaram no processamento digital. No fim desta etapa, já era possível sugerir os lineamentos das serras, padrão de drenagens, comportamento estrutural e alguns traços da geologia regional.

A etapa seguinte, de (II) pré-campo, compreendeu a preparação para as campanhas de campo. Aplicou-se a plataforma ArcGis, versão 10.5 para elaboração de bases preliminares (geológicas, topográficas e imagens de satélite) abrangendo a área. Os arquivos de vetores digitais usados como base para os mapas provêm do banco de dados geológicos da COMIG (GROSSI-SAD et al., 1997). Nestes mapas, a área foi subdividida em 6 setores referentes ao planejamento de campo (i.Serra do Ambrósio, ii.Serra da Penha, iii.Serra da Tromba D'Anta, iv.Serra de Santa Joana, v.Serra Negra, vi.Região Central). Esta medida foi tomada a fim de apontar a melhor logística para as campanhas de campo, além de garantir a dispersão das estações. A divisão em setores considerou as configurações geomorfológicas e estruturais da área, possibilitada pela distinção dos altos estruturais configurados pelas íngremes serras quartzíticas do relevo ondulado, em mares de morros, associado à predominância de granito e granito-gnaisses, de menores altitudes relativas.

Na etapa de (III) campo realizaram-se as campanhas. Registraram-se 135 estações e coletaram-se 404 estruturas planares e lineares e 70 amostras de rocha.

Posteriormente à etapa de campo, o (IV) tratamento de dados consistiu na organização, em planilhas, de todos os dados coletados em campo e na análise dos mesmos. Consideraram-se as estações registradas, suas coordenadas, unidade geológica, descrição litológica e elementos estruturais (acamamento, bandamento gnáissico, xistosidades, lineações, fraturas etc). Para os dados estruturais, utilizou-se o software Stereonet 9, gerando estereogramas e diagramas. Além disso, utilizando-se ArcGis, plotaram-se as estações nas bases dos mapas da etapa II, podendo-se observar a distribuição daquelas estações. Por fim, atualizou-se o mapa geológico da região e elaborou-se um modelo digital de elevação, além da confecção de 3 seções geológicas no CorelDraw X8. Das amostras coletadas, 4 foram selecionadas para a descrição petrográfica: quartzito puro, quartzito com cianita, anfibolito da Formação Capelinha e anfibolito da Formação Serra Negra. Outro componente analisado microscopicamente foi o conjunto de fragmentos de cianita, muito finos e dispostos entre as bandas de quartzo recristalizado do quartzito.

Com o levantamento e análise dos dados, iniciou-se a elaboração dos resultados provenientes destes, dispostos na seção seguinte.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os elementos geológicos e estruturais da região da Serra Negra, levantados nesta pesquisa, permitiram elaborar uma coluna estratigráfica simplificada (Figura 5) para a região.

A Formação Serra Negra Inferior caracteriza-se, em campo, principalmente por granitos e granito-gnaisses (Figura 6-f). Os granitos foram encontrados principalmente na porção setentrional da área e são rochas ricas em feldspato potássico. Mais comumente, os granito-gnaisses preservam foliação marcada por orientação de muscovita e biotita, caracterizando-se como granito-gnaixe a duas micas. Ocorrem ainda, anfibolitos de foliação concordante àquela dos granitos nesta unidade (Figura 6-g). O membro inferior da formação é representado pelo relevo ondulado em torno das serras quartzíticas e aflora, na maior parte das vezes, nas drenagens.

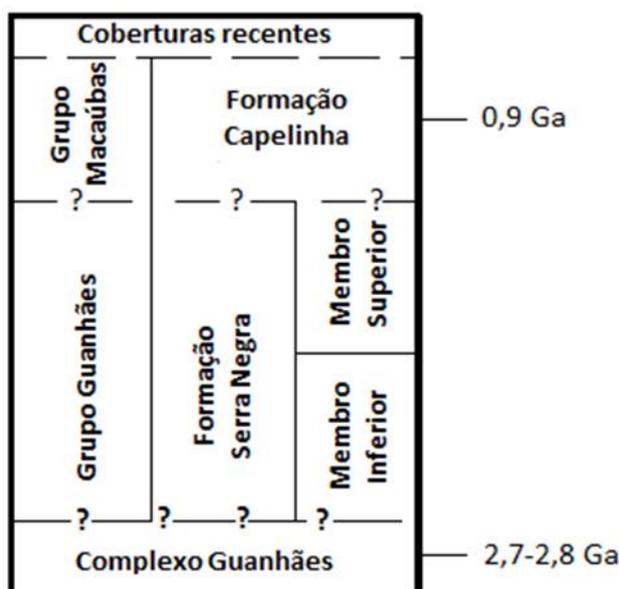


Figura 5: Coluna estratigráfica simplificada da região da Serra Negra (datações do Complexo Guanhões realizada por Noce et al. (2007) e da Formação Capelinha por Castro (2014)).

A Formação Serra Negra Superior caracteriza-se por quartzitos grossos, recristalizados e com textura de “sal grosso”, nos quais não são incomuns níveis com alguma muscovita e cianita (Figura 6-c). Subordinadamente, verificam-se xistos compostos essencialmente por mica e quartzo. Geralmente as rochas deste membro apresentam bandamento (S0) paralelo à foliação principal (S1) (Figura 6-d), marcada por orientação de muscovita. Na Serra Negra, em níveis de menor altitude, existem camadas métricas que exibem o estiramento de supostos clastos de quartzo (Figura 6-e), provavelmente proveniente de cisalhamento que interpôs transcorrência brasiliana sobre a foliação anterior.

A Formação Capelinha é representada, principalmente, por quartzitos relativamente mais finos (Figura 6-a) que os da unidade sotoposta e xistos com micas, quartzo e magnetita. Além disso, níveis métricos com anfíbolito (Figura 7-d), concordantes aos quartzitos da unidade, ocorrem em alguns pontos (Figura 6-b). Sugere-se que estes anfíbolitos sejam correspondentes aos estudados por Castro (2014) em área próxima ao presente estudo, inseridos na Formação Capelinha e caracterizados como protólitos de basaltos intra-placa, relacionados a sistema de rifte.

Os dados estruturais apontam, para a área, pelo menos três grupos discriminados quanto à disposição da foliação (Figura 8). Destaca-se, aqui, que para a constituição geológica evolutiva (Figura 9) consideraram-se fases além das relacionadas aos conjuntos de foliação, como estágios de erosão, por exemplo.

O primeiro grupo remete aos dados de foliação das Serras do Ambrósio e da porção sudoeste da Serra Negra, que apontam mergulhos para SSW. Observa-se que estas estruturas planares apresentam direção em torno de leste-oeste, discordando com a imposição dos planos desenvolvidos no evento Brasileiro, de direção norte-sul.

O segundo conjunto consiste nos mergulhos para o hemisfério norte, das Serras da Penha, de Santa Joana e da porção nordeste da Serra Negra, também discordante da foliação regional brasileira.

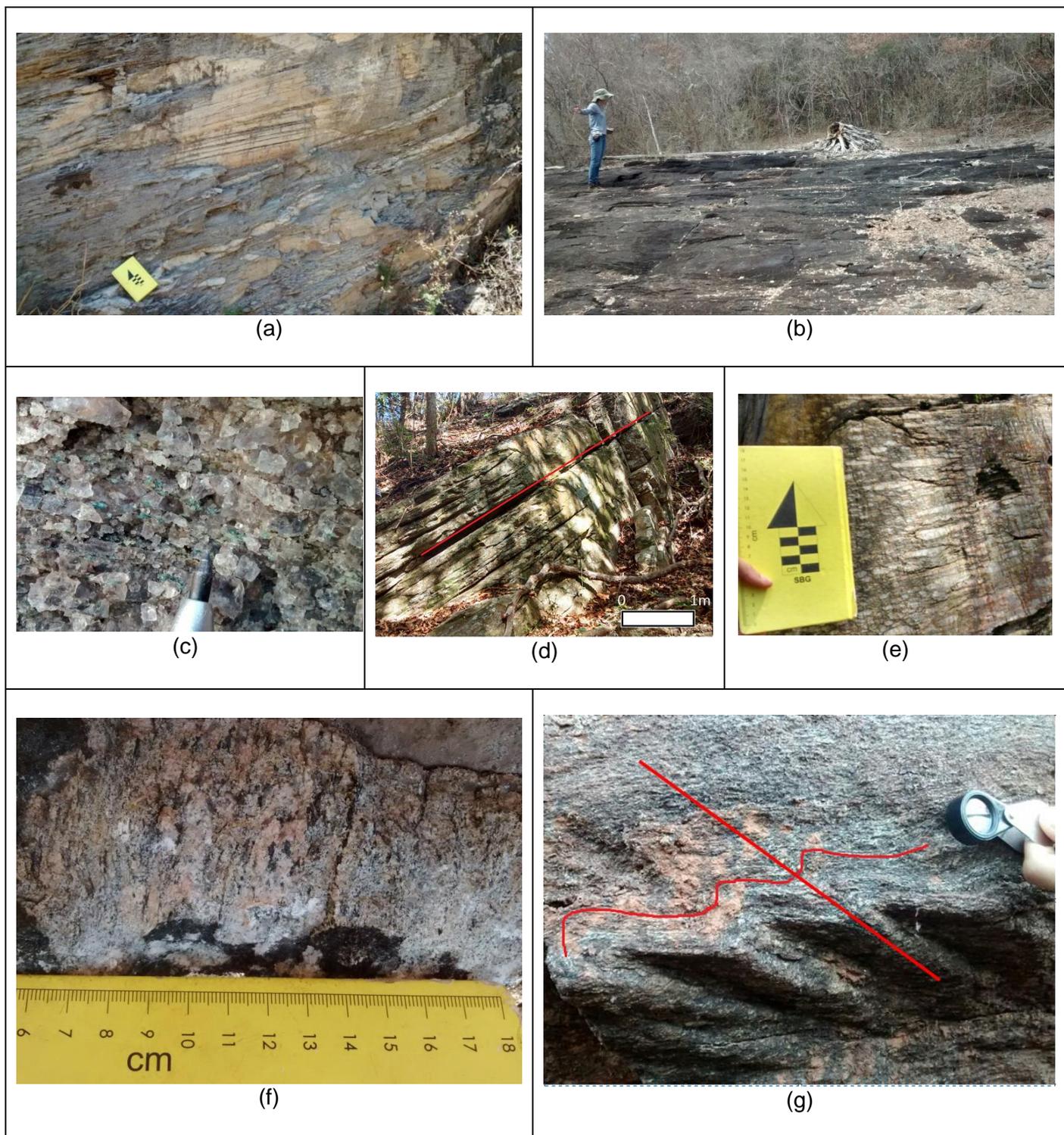


Figura 6: Afloramentos de a) quartzitos da Formação Capelinha, com preservação de estratificação plano-paralela e cruzada na porção superior da imagem; b) anfibolitos concordantes, na Formação Capelinha; c) quartzito grosso da Formação Serra Negra Superior, com textura em “sal grosso” e níveis de cianita; d) quartzitos da Formação Serra Negra Superior, preservando bandamento paralelo à foliação principal, com mergulhos para NNE; e) estiramento EW, de clastos centimétricos de quartzo leitoso na Formação Serra Negra Superior; f) granito com leve foliação marcada pela orientação de micas, principalmente a biotita, rico em feldspato potássico, mapeados na área que engloba a Formação Serra Negra Inferior; g) anfibolito da Formação Serra Negra Inferior, com preservação de S_n e S_{n+1} , indicando redobramento.

Por fim, o terceiro conjunto compreende as rochas de mergulho para leste, da Serra de Tromba D'Anta e pode se referir ao evento Brasiliano. São relacionadas a este conjunto as lineações preferenciais em torno de leste-oeste, contidas nos planos de foliação regionais e os estiramentos no metaconglomerado da Serra Negra, remetendo ao Brasiliano e marcando transcorrências na área.

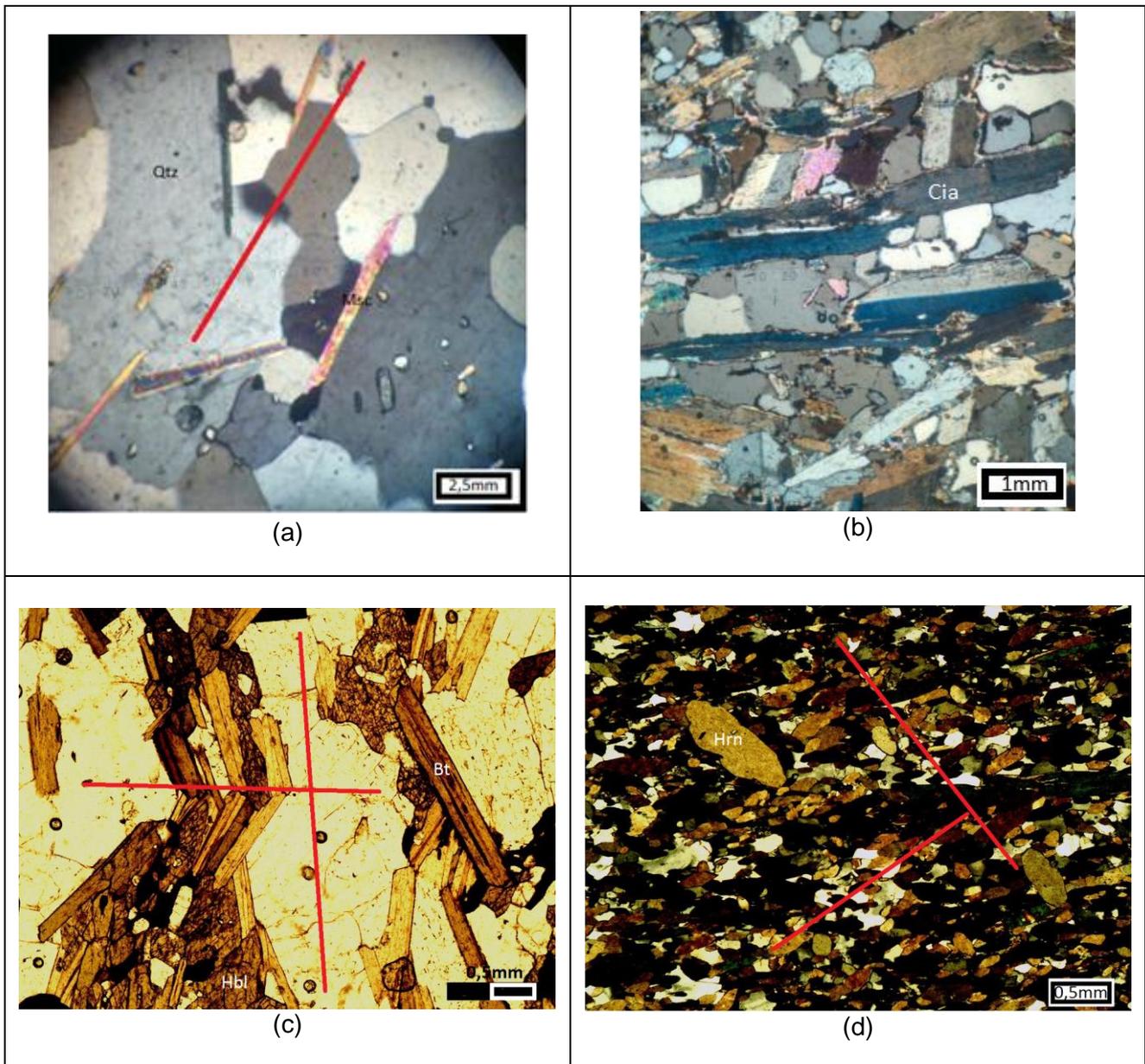


Figura 7: Fotomicrografias de a) quartzito grosso da Formação Serra Negra Superior, com orientação de muscovita paralela ao eixo maior de estiramento do quartzo; b) nível de cianita no quartzito da Formação Serra Negra Superior, coletada em zona de charneira, com a cianita desenvolvendo-se em diversas direções, sugerindo cristalização em região de alívio; c) Anfibolito da Formação Serra Negra Inferior, com preservação de foliação principal marcada por orientação de biotita e anfibólio, truncada por foliação de crenulação; d) anfibolito da Formação Capelinha, com anfibólios granoblásticos definindo foliação de crenulação, que trunca a foliação principal definida por anfibólios nematoblásticos. Nicóis cruzados em a, b e d; nicóis paralelos em c.

As fases estruturais pré-descritas, juntamente com a análise por sensoriamento remoto, as descrições petrográficas e as observações de campo, permitiram a elaboração de um esquema evolutivo, a atualização do mapa geológico regional (Figura 10), além da confecção de três seções (Figura 11).

ESQUEMA EVOLUTIVO

O esquema evolutivo da área (Figura 9) é baseado nas interpretações que levaram em conta os dados coletados conciliados a estudos prévios disponíveis na literatura.

O primeiro estágio consiste em dobramentos regionais pré-transamazônicos, com vetores de esforço de sudoeste para nordeste (Figura 9-a), integrando um sistema de antiformes e sinformes, cujos eixos têm direção geral NW. Um candidato deste sistema é um inferido anticlinal de eixo NW-SE, com um dos flancos representado pela Serra do Ambrósio, que mergulha para SW (Figura 11-a). O flanco nordeste deste anticlinal seria representado pela Serra da Penha, supostamente conectada com a Serra Tromba D'Anta, anteriormente ao Transamazônico. Sugere-se que estes dobramentos preservem as estruturas regionais mais antigas. Rochas da Formação Serra Negra Superior, na Serra do Ambrósio, preservam foliação deste estágio, comumente marcada pela orientação de muscovita nos quartzitos impuros (Figura 7-a).

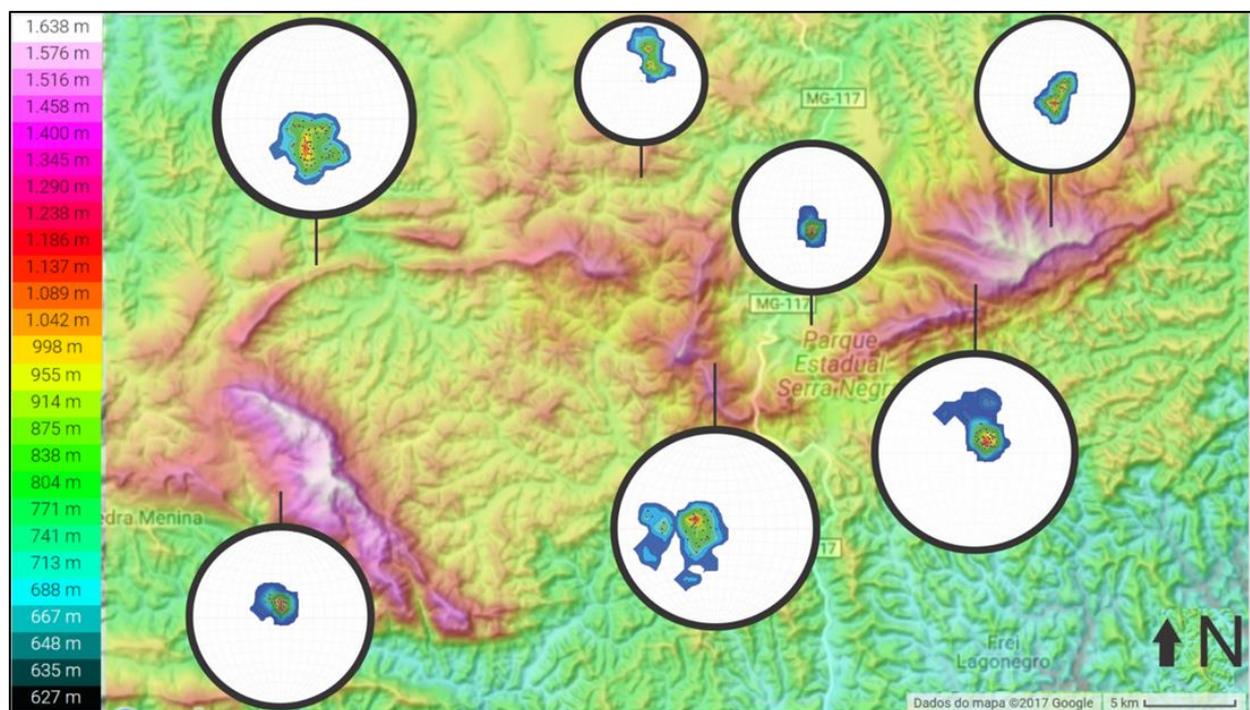


Figura 8: Distribuição da disposição da foliação em diferentes setores da área. A escala de cores à esquerda representa altitudes. Topographic-map, 2017.

Em sequência, a região teria sido palco de um soerguimento, acarretando a erosão do membro superior (Figura 9-b), expondo as rochas mais antigas. Assim, a Formação Serra Negra Inferior ficou contornada pelas serras quartzíticas da Formação Serra Negra Superior.

AS FASES ATÉ AQUI DESCRITAS SÃO, SUPOSTAMENTE, PRÉ-TRANSAMAZÔNICAS.

O estágio seguinte é caracterizado por um movimento de massa com vergência para sul, no sentido do Complexo Guanhães (Figura 9-c), gerando foliação, comumente, de mergulho entre N e NNW (Figura 11-c). As foliações principais das serras Negra, da Penha e de Santa Joana (Figura 8) remetem a esta fase, assim como as lineações minerais com caimento para norte marcadas nesses planos de foliação. As extensas estruturas NE, exibidas por estas mesmas serras, concordam com a direção de lineamentos regionais do Quadrilátero Ferrífero, desenvolvidos no Transamazônico.

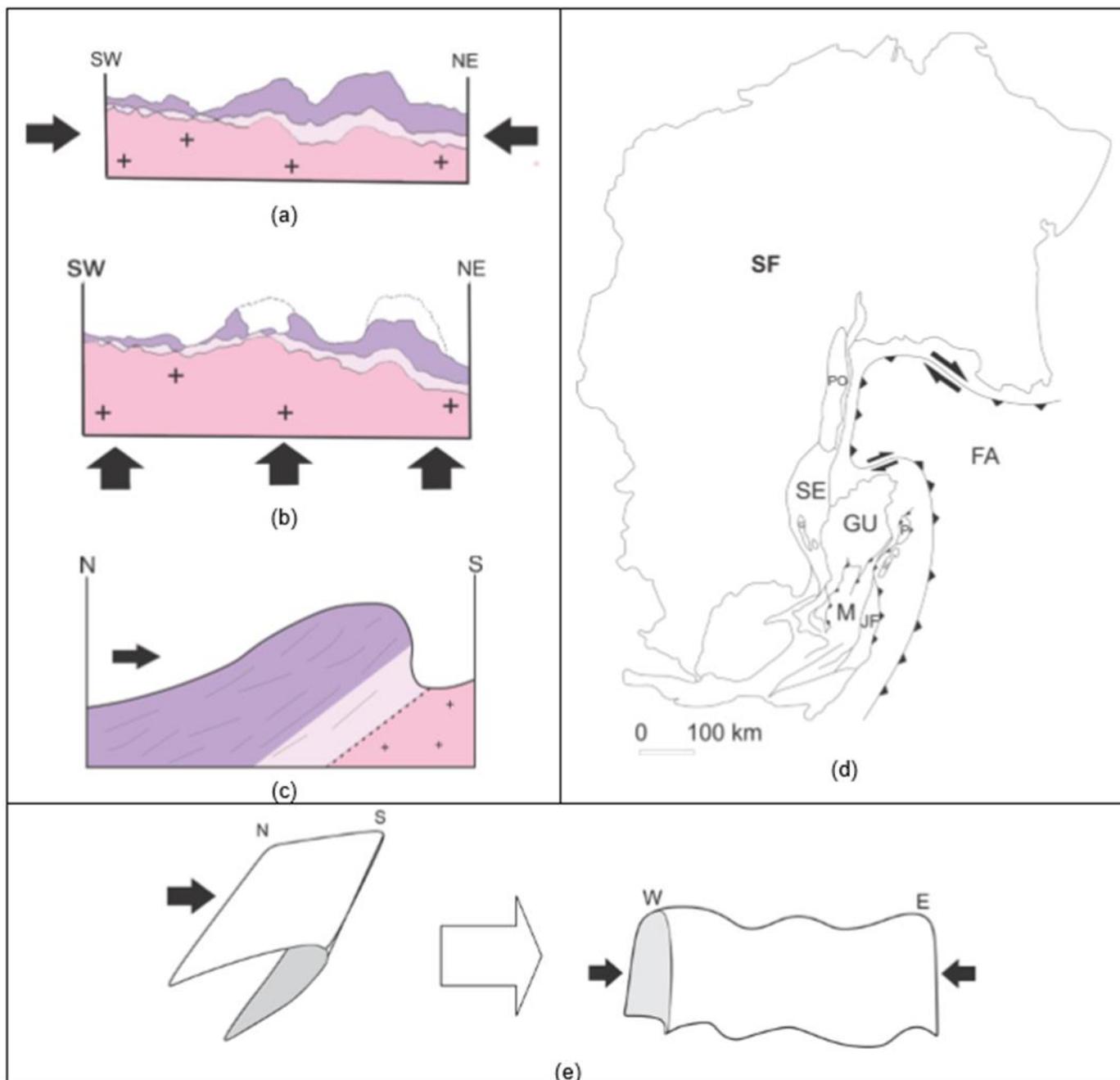


Figura 9: Esquema evolutivo simplificado proposto para a área, sendo a) o estágio de compressão mais antigo, elaborando sinformes e antiformes com eixos NW; b) soerguimento e erosão destas dobras; c) movimento de massa em direção ao Complexo Guanhanês; d) frente de empurrão Brasileira e rampas de escape lateral, por transcorrências (as abreviações constam na figura 4); e) redobramento pelo evento Brasileiro.

Por fim, o evento Brasileiro, de vergência para oeste (Figura 9-d), redobrou a foliação Transamazônica (Figura 9-e), gerando estruturas regionais de direção N-S, como a Serra da Tromba D’Anta; e transcorrências E-W, marcadas pelas lineações minerais na Serra de Santa Joana (Figura 11-c), na Serra da Penha (Figura 11-a) e nos seixos na Serra Negra (Figura 6-e). Acredita-se que estas transcorrências

operaram como rampa lateral nos empurrões do Brasileiro (Figura 9-d). Transcorrências brasileiras também foram demonstradas na borda leste do Espinhaço Meridional por Carvalho et al. (2014), em supracrustais do Complexo Guanhães e na Formação Capelinha por Castro (2014).

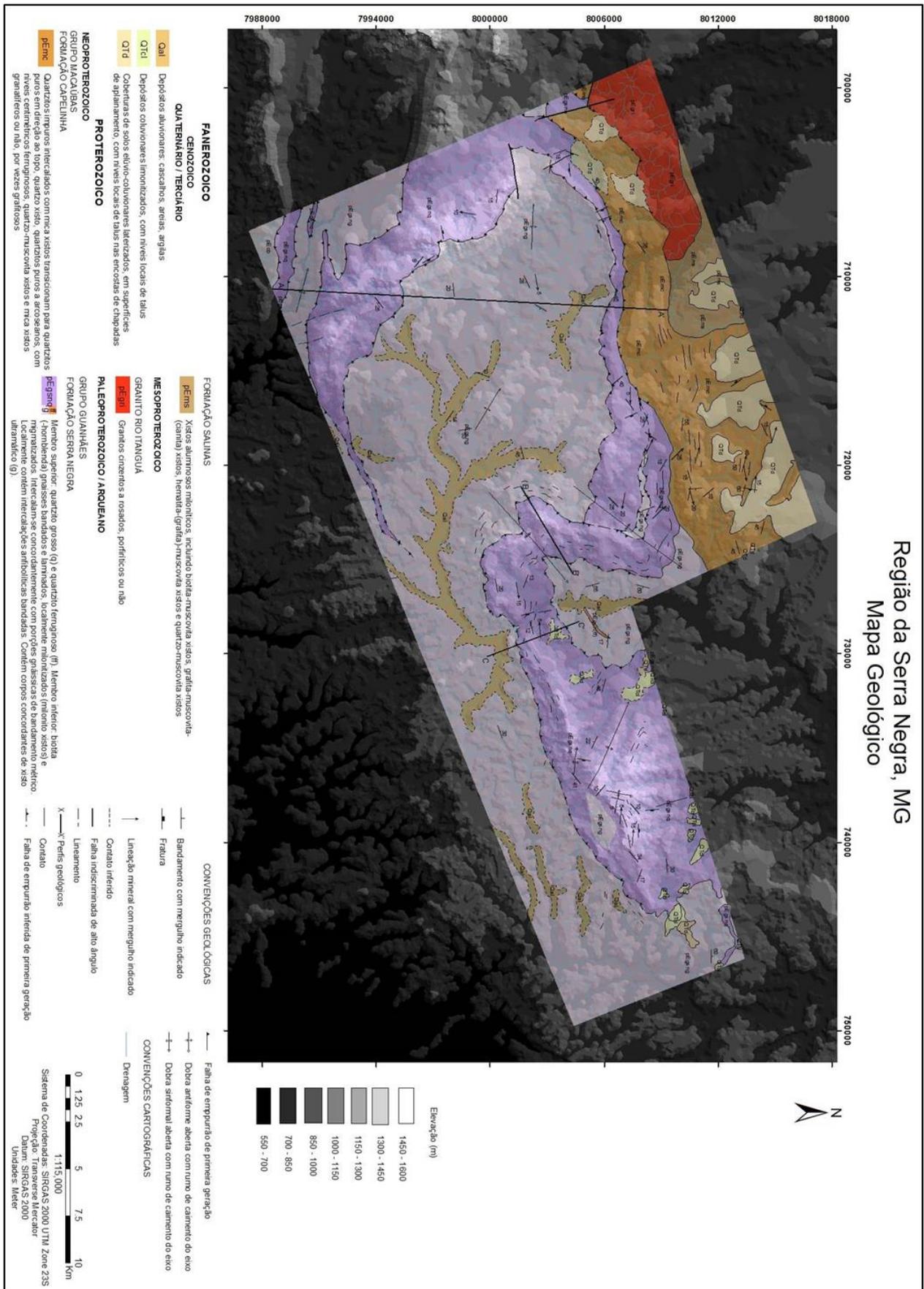


Figura 10: Mapa geológico da área sobreposto à modelo digital de elevação.

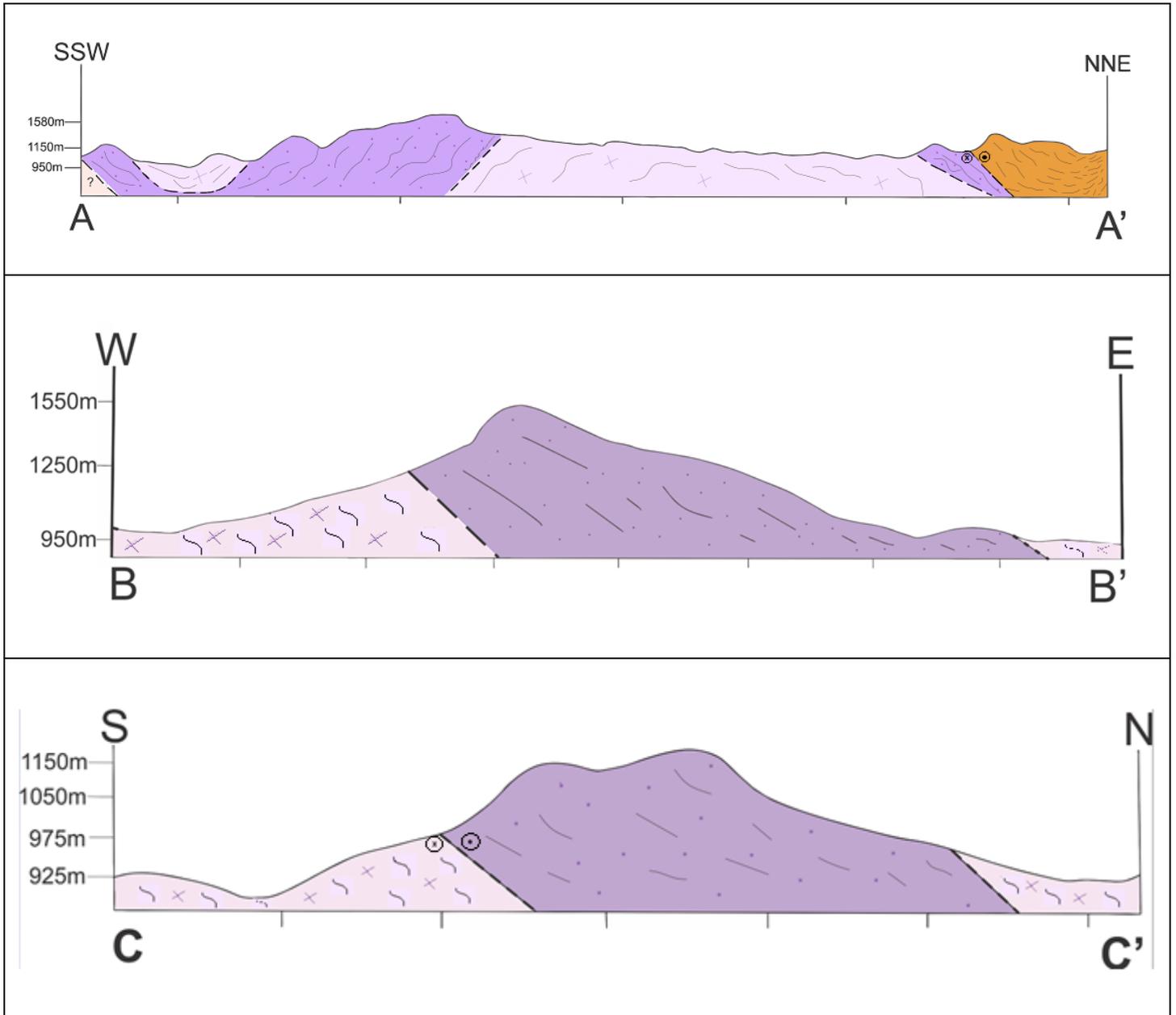


Figura 11: Seções geológicas com a) **A-A'** indicação de anticlinal regional, da primeira compressão na área; b) **B-B'** vergência para o Crátom São Francisco, evidenciando atuação do Brasiliano e c) **C-C'** representando dois eventos, sendo o primeiro a vergência para sul, em direção ao bloco de Guanhanes e a transcorrência destal brasiliana.

Além disso, este redobramento pode ser observado nos anfibolitos da Formação Serra Negra Inferior (Figura 6-g; Figura 7-c), desenvolvendo-se uma crenulação que trunca a foliação principal.

CONCLUSÃO

A hipótese de que a área preserva feições pré-Brasilianas é corroborada pelos resultados gerados nesta pesquisa, conciliados aos estudos antecedentes. Neste sentido, as rochas da Formação Serra

Negra testemunharam eventos pré-Transamazônico, Transamazônico e Brasileiro, conforme proposta de evolução geológica regional.

Acredita-se que os metassedimentos da Formação Serra Negra datam do limite entre Neoarqueano e Paleoproterozoico, já que seu embasamento é datado do Meso- ao Neoarqueano e as formações ferríferas do Grupo Guanhões, cuja unidade objeto deste estudo (Formação Serra Negra) também se insere, foram caracterizadas litoquimicamente como sendo do Arqueano por Grossi-Sad et al. (1990). Assim, esta unidade teria participado da aglutinação do paleo-continente Atlântica, no paleoproterozoico. Neste sentido, o contato com a Formação Capelinha, neoproterozoica, representa o limite entre as sequências transamazônicas e brasileiras, com um hiato estratigráfico superior a um bilhão de anos. Durante este intervalo, e anteriormente a estas unidades estabelecerem contato entre si, ocorreu a deposição das unidades inferiores (em contexto de rifte) do Supergrupo Espinhaço, no Paleomesoproterozoico, nas adjacências ocidentais da área. Entretanto, não foram observados indícios da atuação desta tafrogênese na área.

Encontram-se em andamento pesquisas para determinar a idade absoluta da Formação Serra Negra, servindo como ferramenta que teste a hipótese aqui apresentada.

Por ainda não terem sido mapeadas unidades brasileiras, em sentido sul, a partir das serras quartzíticas da Formação Serra Negra, admite-se que estas estruturas geomorfológicas e estruturais consistiam em altos estruturais durante a formação da paleo-bacia neoproterozoica Macaúbas.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; CRUZ, S.C.P. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, vol.15, n.1, 2007.

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

BAARS, F.J.; FONSECA, E. Geologia da Folha São Sebastião do Maranhão. In: GROSSI-SAD, J.H.; LOBATO, L.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SOARES-FILHO, B.S. (coord./eds). Projeto Espinhaço em cd-rom (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1807- 1900, 1997.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM. Brasília, 2003.

CARVALHO, R.P.; ROSIÈRE, C.A.; ROLIM, V.K.; LANA, C.C.; SANTOS, J.O.S. A sequência orosiriana-estateriana e geometria transpressiva na região de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais. *Geol. USP. São Paulo*, vol.14, n.2, 101-120, 2014.

CASTRO, M.P. Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma unidade basal do Grupo Macaúbas em sua área tipo, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado – UFOP. Ouro Preto, 2014.

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Cadastro de Abastecimento por Águas Subterrâneas, Estados de Minas Gerais e Bahia: diagnóstico do município de Itamarandiba, MG. Belo Horizonte, 2004.

DELGADO I.M.; SOUZA, J.D.; SILVA, L.C.; SILVEIRA FILHO, N.C.; SANTOS, R.A.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; ANGELIM, L.A.A., VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; LACERDA FILHO, J.V.; VALENTE, C.R.; PERROTTA, M.M.; HEINECK, C.A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil - CPRM. Brasília, 2003.

DIAS, T.G. Caracterização geoquímica e geocronológica do Complexo Jequitinhonha na área tipo, Orógeno Araçuaí. Dissertação de Mestrado, UFMG. Belo Horizonte, 2012.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. Geonomos, vol.3, n.1, 1995.

FAGUNDES, M.; PACHECO, M.L.F.; BAGGIO FILHO, H.; SILVA, A.C.; BISPO, F.H.A. A área arqueológica de Serra Negra: Alto Araçuaí, Minas Gerais – implantação, repertório cultural e análise tecnológica. Revista de Arqueologia, vol.27, n.2, 100-124, 2014.

GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA- SOARES, A. C.; SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). Projeto Espinhaço em cd-rom (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1807-1900. Belo Horizonte, 1997.

GROSSI SAD, J.H.; MOTTA, E.; BAARS, F. Formação Capelinha: uma nova entidade litoestratigráfica do Grupo Macaúbas Superior. Anais do VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 12: 30-33. Belo Horizonte, 1993.

GROSSI-SAD, J.H.; CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J.F.; MAGALHÃES, J.M.M.; CARELOS, P.M. Geoquímica e origem da formação ferrífera do Grupo Guanhões, Distrito de Guanhões, MG, Brasil. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, v. 3, 1241-1253. Natal: SBG, 1990.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de biomas do Brasil 1:50.000. Brasil, 2004a.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de vegetação do Brasil 1:50.000. Brasil, 2004b.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Estado de Minas Gerais: mesorregiões do IBGE 1:100.000. Brasil, 2014.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de clima do Brasil 1:50.000. Brasil, 2002.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de unidades de relevo do Brasil 1:50.000. Brasil, 2006.

IGAM – Instituto Mineiro de Gestão das Águas. Mapa de Unidades de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos 1:7.000.000. Minas Gerais, 2010.

HASUI, Y; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M; BARTORELLI, A. Geologia do Brasil. Ed.: Beca, São Paulo, 900p., 2012.

NOCE, C.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SILVA, L.C.; ALKMIM, F.F. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. Geonomos, vol.15, n.1, 17-23, 2007.

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, vol.15, n.1, 1-16, 2007.

PMI - PREFEITURA MUNICIPAL DE ITAMARANDIBA. Itamarandiba: dados geográficos. Disponível em <<http://www.itamarandiba.mg.gov.br/2014-10-25-13-27-42/dados-geograficos.html>> Consulta em Set, 2016. Itamarandiba, 2014.

SANTOS, R.F.; ALKMIM, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C. A Formação Salinas, Orógeno Araçuaí (MG): história deformacional e significado tectônico. Revista Brasileira de Geociências, vol. 39, n.1, 81- 100, 2009.

SCHOBENHAUS, C.; NEVES, B.B.B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil - CPRM. Brasília, 2003.

SIAM - Sistema Integrado de Informação Ambiental. Decreto nº 39.907, de 22 de setembro de 1998: da criação do Parque Estadual da Serra Negra. Minas Gerais, 1998.