



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**UNIDADES PROTEROZOICAS DA REGIÃO DO ALTO RIO
PARDO E DA SERRA DO ESPINHAÇO CENTRAL: considerações
sobre sua estratigrafia e seus paleoambientes**

AUTOR: Diego Ferreira Lima e Corrêa Pereira

ORIENTAÇÃO: Luiz Guilherme Knauer

Nº183

**BELO HORIZONTE
DATA (28/02/2018)**

Diego Ferreira Lima e Corrêa Pereira

**UNIDADES PROTEROZOICAS DA REGIÃO DO ALTO RIO
PARDO E DA SERRA DO ESPINHAÇO CENTRAL: considerações
sobre sua estratigrafia e seus paleoambientes**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Geologia Regional

Orientador:

Luiz Guilherme Knauer – Universidade
Federal de Minas Gerais - UFMG

P436u
2018

Pereira, Diego Ferreira Lima e Corrêa.

Unidades proterozoicas da região do Alto Rio Pardo e da Serra do Espinhaço Central [manuscrito] : considerações sobre sua estratigrafia e seus paleoambientes / Diego Ferreira Lima e Corrêa Pereira – 2018.
iv, 93 f., enc. (principalmente color.)

Orientador: Luiz Guilherme Knauer.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2018.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 81-84.

Inclui anexos.

1. Mapeamento geológico – Teses. 2. Tempo geológico – Teses. 3. Petrologia – Teses. 4. Geoquímica – Teses. I. Knauer, Luiz Guilherme. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 55



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

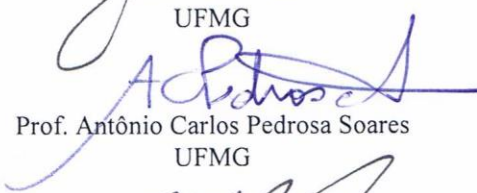
Terrenos proterozóicos da região do Alto Rio Pardo e da Serra do Espinhaço Central: considerações sobre sua estratigrafia e seus paleoambientes.


DIEGO FERREIRA LIMA E CORRÊA PEREIRA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 28 de fevereiro de 2018, pela banca constituída pelos membros:


Prof. Luiz Guilherme Knauer - Orientador
UFMG


Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares
UFMG


Prof. Matheus Henrique Kuchenbecker do Amaral
UFVJM

Belo Horizonte, 28 de fevereiro de 2018.

Agradecimentos

Ao Professor Dr. Luiz Guilherme Knauer, orientador deste trabalho, agradeço pela transmissão de conhecimentos, pelas sugestões e também pela disponibilidade e abertura com que acompanhou este trabalho.

Ao Me. Marcelo Freimann, agradeço pela ajuda etapas de campo, pelas sugestões e pelo grande empenho demonstrado na etapa final deste trabalho.

Agradeço ao Me. Frederico Guimarães pelas contribuições durante a elaboração de nosso artigo.

Agradeço à Professora Dr. Eliza Peixoto pela parceria nas etapas de campo e a pelas proveitosas discussões geológicas.

Aos meus colegas, Tobias, Carol, Anderson, Márcio, Ângelo, Ramon, agradeço pelas ajudas e sugestões.

Agradeço aos funcionários dos laboratórios do CPMTC, Carlos, Denise, Jhonny, Leandro e Hélivio por toda a atenção, a sempre boa vontade para ajudar e pelos serviços prestados.

Agradeço à minha família, especialmente à minha mãe, Mercês, pela forma presente incondicional com que sempre me acompanhou, tornando possível a concretização deste trabalho.

À minha namorada, Mariana, agradeço por todo o carinho, atenção, compreensão e apoio psicológico durante essa etapa.

Resumo

A porção central da Serra do Espinhaço e a região do Alto Rio Pardo, nas proximidades da fronteira entre os estados de Minas Gerais e Bahia, abrigam duas importantes sequências metavulcanossedimentares e metassedimentares proterozoicas: o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas. Os resultados de mapeamentos geológicos, caracterizações petrográficas, análises geocronológicas e geoquímicas são apresentados e discutidos em dois artigos científicos. O primeiro artigo é sobre a geologia da porção central da Serra do Espinhaço, na divisa entre os estados de Minas Gerais e Bahia, com foco no Supergrupo Espinhaço, que é caracterizado nessa área por uma Unidade Inferior, correspondente ao preenchimento de um rifte por sedimentos de ambientes de leque aluvial e eólico associados a um vulcanismo ácido (dacítico/riodacítico, álcali-cálcico magnésiano) datado em 1766 ± 4 Ma. Toda a Unidade Inferior é intrudida por soleiras de rochas magmáticas básicas. A Unidade Média é caracterizada por rochas metassedimentares depositadas majoritariamente em ambiente eólico, apresentando localmente fácies características de sedimentação em ambiente de leque aluvial. Interpreta-se que as rochas terrígenas e magmáticas associadas à Unidade Inferior provavelmente representam os estágios iniciais da quebra do Paleocontinente São Francisco-Congo no Período Estateriano. Já a Unidade Média foi depositada após o cessamento do vulcanismo na região, mas ainda apresenta evidências de tectonismo em sua porção basal. O topo da dessa unidade já representa a fase transicional do rifte. O segundo artigo trata da Formação Rio Peixe Bravo na porção noroeste do Orógeno Araçuaí, na parte oeste do domínio da Saliência do Rio Pardo. Essa formação foi dividida em duas unidades em contato gradacional: a Unidade Meta-arenítica, que consiste em uma espessa sedimentação de meta-arenitos variados (principalmente), depositados em ambiente costeiro, e a Unidade Metapelítica, que é representada por mica xistos, estaurolita-granada-mica xistos, cianita-mica xistos, grafita filitos e, subordinadamente, arenitos micáceos, para a qual foi interpretada uma sedimentação em ambiente marinho plataformal. O caráter geral dessa sequência é transgressivo retrogradacional. A geocronologia pelo método U-Pb em zircões detríticos forneceu uma idade máxima de sedimentação de aproximadamente 1,8 Ga, mas os dados de campo evidenciam sua íntima relação com o Grupo Macaúbas na região.

Palavras-chave: Supergrupo Espinhaço; Formação Rio Peixe Bravo; caracterização; rifte

Abstract

The central portion of the Espinhaço Range and the Alto Rio Pardo region, in the vicinity of the border between the states of Minas Gerais and Bahia, harbor two important meta-volcano-sedimentary and meta-sedimentary sequences: the Espinhaço Supergroup and the Macaúbas Group. The results of geological mapping, petrographic characterization, geochronological and geochemical analyzes are presented and discussed in two scientific papers. The first paper is about the geology of the central portion of the Espinhaço Range, on the border between the states of Minas Gerais and Bahia, focused on the Espinhaço Supergroup, which is characterized in this area by an Inferior Unit, corresponding to the filling of a rift by sediments of alluvial and eolian environments associated to acid volcanism (dacitic/rhyodacite, magnesian alkali-calcic) dated at 1766 ± 4 Ma. The entire Lower Unit is intruded by sills of basic magmatic rocks. The Middle Unit is characterized by metasedimentary rocks deposited mainly in eolian environment, locally presenting characteristic sedimentary facies of alluvial fan environment sedimentation. It is interpreted that the terrigenous and magmatic rocks associated to the Inferior Unit probably represent the initial stages of the breakdown of the São Francisco-Congo Palecontinent in the Statherian Period. The Middle Unit was deposited after the cessation of volcanism in the region, but still presents evidences of tectonism in its basal portion. The top of that unit already represents the transitional phase of the rift. The second paper deals with the Rio Peixe Bravo Formation in the northwestern portion of the Araçuaí Orogen, in the western part of the Rio Pardo Salient. That formation was divided into two units in gradational contact: the Meta-arenitic Unit, which consists of a thick sedimentation of varied meta-sandstones (mainly) deposited in a coastal environment, and the Metapelitic Unit, which is represented by mica schists, staurolite-garnet-mica schists, kyanite-mica schists, graphite phyllites and, subordinately, micaceous sandstones, for which a sedimentation in a marine platform environment was interpreted. The general character of this sequence is transgressive retrogradational. The geochronology by the U-Pb method in detrital zircons provided a maximum sedimentation age of about 1.8 Ga, but the field data show its intimate relationship with the Macaúbas Group in the region.

Key-Words: Espinhaço Supergroup; Rio Peixe Bravo Formation; characterization; rift

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	I
RESUMO.....	II
ABSTRACT.....	III
1- INTRODUÇÃO.....	1
1.1 - Objetivos.....	3
1.2 – Metodologia.....	3
1.2.1 - Compilação Bibliográfica.....	4
1.2.2 – Sensoriamento Remoto.....	4
1.2.3 – Trabalhos de Campo.....	4
1.2.4 – Petrografia.....	5
1.2.5 – Litoquímica.....	6
1.2.6 – Geocronologia.....	6
2- ARTIGO 1 - CONSIDERATIONS ABOUT THE GEOLOGY OF THE NORTHERN REGION OF THE CENTRAL ESPINHAÇO RANGE.....	8
3- ARTIGO 2 - A FORMAÇÃO RIO PEIXE BRAVO NA REGIÃO NOROESTE DO ORÓGENO ARAÇUAÍ.....	47
4- CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	79
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	81
ANEXO A - TABELAS DE DADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS COMPILADAS.....	85

1- INTRODUÇÃO

Nesta dissertação, duas sucessões metassedimentares Proterozoicas que afloram na região norte do estado de Minas Gerais e no sul baiano (**Figura 1.1**), no setor central da Serra do Espinhaço e na região do Alto Rio Pardo, relacionadas ao preenchimento de bacias rifte são caracterizadas.

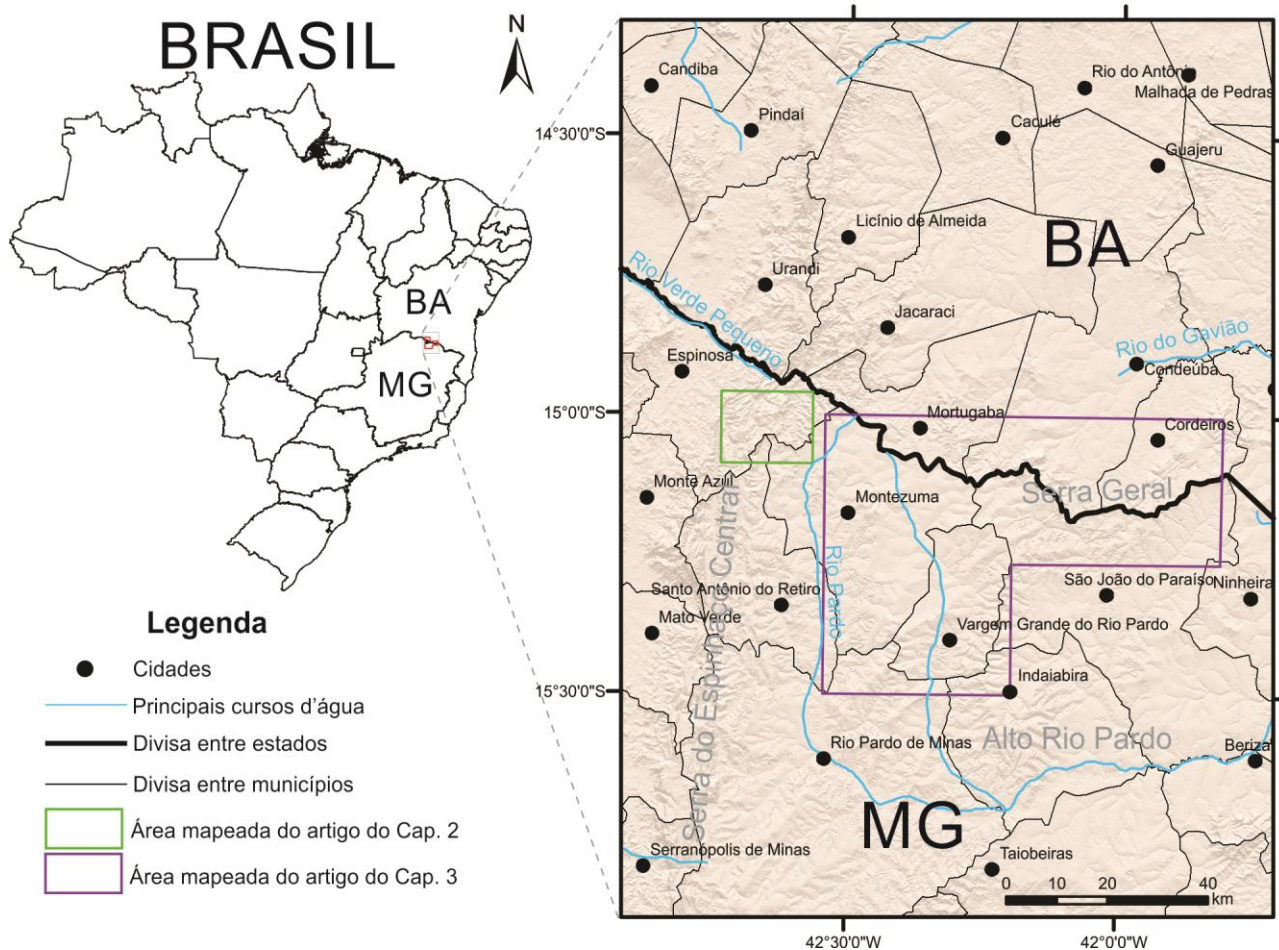


Figura 1.1 - Mapa de localização da áreas pesquisadas.

A Serra do Espinhaço é definida como uma feição geográfica com mais de 1000 km de extensão que, com sua direção aproximadamente N-S, corta os estados de Minas Gerais e da Bahia (Knauer, 1990; Schobbenhaus, 1996). Uma das áreas definidas para os estudos (artigo do Capítulo 2) está posicionada na parte norte da chamada Serra do Espinhaço Central, nas porções nordeste da Folha Monte Azul e na região sudeste da Folha Espinosa. Regionalmente, já são conhecidas sucessões metassedimentares associadas a um vulcanismo ácido-intermediário (Drummond et al., 1980; Knauer et al., 2007; Roque et al., 1997). Essas sequências vulcanossedimentares, geotectonicamente, representam registros da fragmentação da crosta de antigos blocos continentais. Logo, o estudo dessas sequências tem de grande importância para o entendimento da evolução de

bacias sedimentares antigas. Ao longo da Serra do Espinhaço, foram registradas várias evidências dessa fragmentação em sucessões metassedimentares similares nos setores Setentrional e Meridional da Serra do Espinhaço e também na Chapada Diamantina (e.g. Brito-Neves et al., 1979; Jardim de Sá, 1981; Machado et al., 1989; Martins-Neto, 1993; Danderfer et al., 2009, 2015; Babinski et al., 1994, 1999).

A área de pesquisa e de mapeamento definida para o artigo do capítulo 2 foi selecionada com o intuito de solucionar inconsistências de mapeamentos antigos (Knauer et al., 2007; Cruz et al., 2014; Knauer 2015a) e por apresentar possíveis rochas vulcânicas ácidas associadas a metassedimentares reconhecidas em alguns desses projetos (Knauer et al., 2007, 2015a). Paralelamente a esta dissertação, Moreira (2017) e Costa et al. (no prelo) realizaram estudos das rochas metassedimentares e meta-ígneas aflorantes na região pesquisada neste trabalho (região do artigo do Capítulo 2). A primeira autora, em sua dissertação de mestrado, apresentou dados geocronológicos, químicos e petrográficos sobre as intrusões básicas que ocorrem nessa sequência. Costa et al. (no prelo) realizaram um mapeamento geológico, além de estudos faciológicos e geocronológicos nessa sequência e propuseram uma divisão em unidades formais para esta. Apesar dos trabalhos de mapeamento e, mais recentemente, dissertações realizadas na região (e.g. Drumond et al., 1980; Roque et al., 1997; Knauer et al., 2007, 2015a; Costa et al., 2014, no prelo; Costa & Danderfer, 2017; Moreira, 2017), até o momento, a mesma ainda é carente de estudos aprofundados, com baixa densidade de dados geocronológicos, com problemas de mapeamento geológico e estratigráficos, apresentando, conseqüentemente, diversas lacunas em se tratando do conhecimento de sua evolução geológica.

Na região da área de pesquisa do artigo apresentado no Capítulo 3, no setor noroeste do Orógeno Araçuaí, na região do Alto Rio Pardo, dentre os trabalhos de cunho geológico, destacam-se estes: os trabalhos de escala regional de Almeida et al. (1978) e de Lima et al. (1981); os levantamentos básicos de Roque et al. (1997), Wosniak et al. (2013) e Knauer et al. (2015b) e trabalhos em escala de maior detalhe de Viveiros et al. (1978), Guimarães & Pereira (2014) e Pinheiro et al. (2014). Nesses trabalhos é descrita uma sucessão de meta-arenitos e metapelitos (localmente carbonosos), que são cobertos pelos metadiamicritos, meta-arenitos e metapelitos da Fm. Nova Aurora. Esses litotipos afloram por uma faixa curva de aproximadamente 200 km de extensão, tendo ocorrência mais expressiva entre os municípios de Montezuma - MG, Vargem Grande do Rio Pardo - MG, Rio Pardo de Minas - MG e Cordeiros - BA. Apesar de sua grande expressão espacial, até o momento, nenhum estudo detalhado havia sido realizado sobre essas rochas metassedimentares, tendo sido, para estas, propostas diversas interpretações geológicas: foi inserida no Supergrupo Espinhaço por Almeida et al. (1978) e Lima et al. (1981), definida como Unidade plataformal de possível idade

Sideriana (2500 – 2300 Ma; Wosniak et al., 2013; Knauer et al., 2015b), inserida na Formação Rio Peixe Bravo, do Grupo Macaúbas (Viveiros et al., 1978; Roque et al., 1997; Guimarães & Pereira, 2014) e no Grupo Santo Onofre (Pinheiro et al., 2014). O estudo dessa sequência pode contribuir significativamente para o entendimento da evolução geológica da região do Alto Rio Pardo.

Diante da problemática apresentada, a motivação para a realização desta dissertação está fundamentada nos seguintes questionamentos:

- Qual é a idade do suposto metavulcanito que ocorre na Serra do Espinhaço Central, na fronteira de Minas Gerais e Bahia?
- Qual é o significado desse vulcanismo no contexto geológico regional?
- Em que contexto geológico se deu a sedimentação das rochas metassedimentares relacionadas a esse metavulcanito?
- Como se organizam estratigraficamente os litotipos da região da Serra do Espinhaço Central?
- Qual é a idade da deposição dos metapelitos e meta-arenitos da região do Alto Rio Pardo?
- Como se organizam estratigraficamente esses metapelitos e meta-arenitos da região do Alto Rio Pardo?
- Qual é o ambiente de sedimentação dos metapelitos e meta-arenitos da região do Alto Rio Pardo?

1.1 - Objetivos

Tendo em vista os problemas geológicos discutidos anteriormente, esta dissertação foi realizada dentro da perspectiva de apresentação de sugestões que possam ser utilizadas para uma melhor compreensão dos aspectos evolutivos geológicos da Serra do Espinhaço Central e do Alto Rio Pardo. Assim, constituem os principais objetivos deste trabalho:

- Mapear e caracterizar a sequência de xistos e quartzitos que ocorre na região do Alto Rio Pardo;
- Investigar, mapear e caracterizar a sucessão de rochas metassedimentares associadas a um vulcanismo de natureza ácida que ocorre na região da Serra do Espinhaço Central.

1.2 – Metodologia

Com o objetivo de responder aos questionamentos científicos apresentados anteriormente e alcançar os objetivos propostos para esta dissertação, foram utilizados os métodos e técnicas

descritos a seguir. Outros detalhes sobre a metodologia são descritos nos artigos anexos a esta dissertação (Capítulos 2 e 3).

1.2.1 - Compilação Bibliográfica

A etapa de compilação bibliográfica ocorreu principalmente nos estágios iniciais deste trabalho, mas também teve continuidade durante todas as etapas seguintes. Nessa etapa, foi feita uma pesquisa detalhada dos trabalhos de diversas naturezas (artigos científicos, mapas e relatórios técnicos) relacionados à região de estudo. A partir dessa compilação, foram reunidas importantes informações sobre as unidades geológicas de ocorrência regional e também identificados alvos para estudos detalhados em trabalhos de campo.

1.2.2 – Sensoriamento Remoto

A etapa de sensoriamento remoto englobou análises de imagens Geocover, de satélite (SPOT, Landsat e Astrium) e de mapas geofísicos, especialmente os magnetométricos e gamaespectrométricos concedidos pela CODEMIG. A partir desses dados, foram traçados domínios com características distintas e também lineamentos estruturais. Posteriormente, esses mapas de domínios foram integrados com os dados geológicos obtidos em trabalhos de campo para auxiliar no traçado de contatos entre unidades e identificação de estruturas, como falhas e dobras de média e de grande escala.

1.2.3 – Trabalhos de Campo

A fase de campo durante este projeto de mestrado foi executada em 3 campanhas, totalizando 25 dias de trabalho e 137 afloramentos descritos. As atividades englobaram a coleta de dados estruturais (de origem sedimentar e tectônica); identificação de litologias pelo estabelecimento da mineralogia/composição da rocha; identificação de características texturais das rochas (como tamanho e forma dos grãos); observação e detalhamento das variações laterais e verticais de fácies sedimentares; descrições detalhadas de contatos litológicos; e também coleta de amostras para análises químicas e geocronológicas. A escala geral desses trabalhos de mapeamento foi de 1:100.000, sendo realizados perfis aproximadamente perpendiculares às direções das estruturas regionais identificadas por sensoriamento remoto. Entretanto, em “áreas-chave”, foram realizados perfis em escalas mais detalhadas, sendo geralmente de 1:25.000.

As descrições de campo e algumas amostras provenientes dos mapeamentos geológicos da Folha Vargem Grande do Rio Pardo – MG, na escala 1:50.000 (Guimarães & Pereira, 2014; 463 pontos, sendo 204 deles afloramentos), da folha Espinosa, na escala 1:100.000 (Knauer et al. 2015a; 16

afloramentos) e da folha Mortugaba (Knauer et al., 2015b; 264 pontos, sendo 209 deles afloramentos), todos realizados com participação do autor desta dissertação, também foram utilizados. No total, dados de 880 pontos de campo foram aproveitados para a confecção dos mapas (**Figura 1.2**).

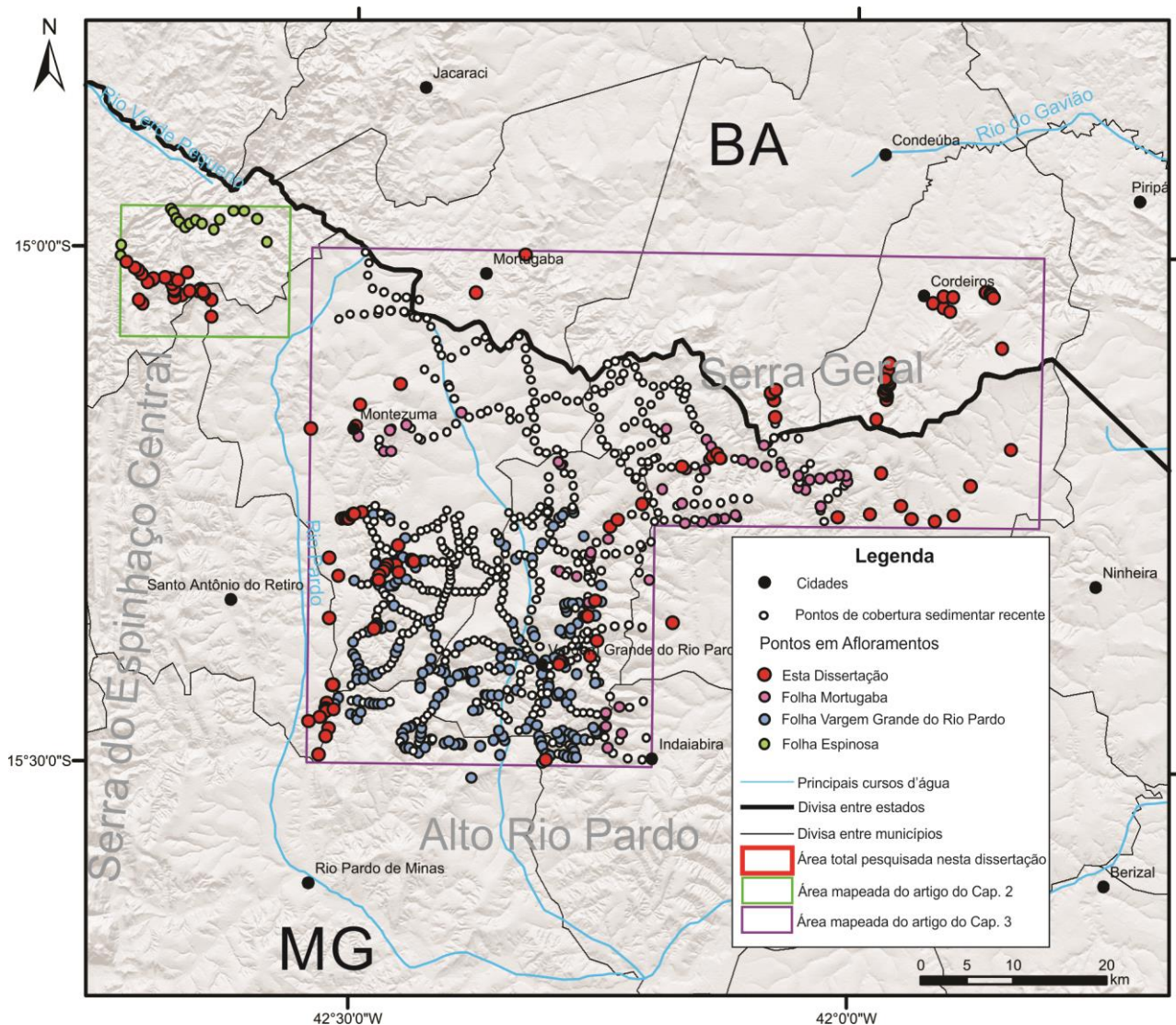


Figura 1.2 - Mapa da área de pesquisa com todos os pontos de campo (880) utilizados nesta dissertação.

1.2.4 – Petrografia

Nessa etapa foram realizadas as análises das características petrográficas de amostras dos diversos litotipos da área de pesquisa, com base em suas propriedades óticas observadas a partir da descrição de lâminas delgadas em microscópio petrográfico de luz polarizada. Com esse tipo de análise, foi possível identificar as composições mineralógicas de maneira precisa para fins de classificação e definição graus metamórficos; estudar as características texturais das rochas (tamanho, forma e

relação entre os cristais ou grãos); e a descrição das microestruturas tectônicas. No total, 60 lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do CPMTC – IGC – UFMG (Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais), analisadas detalhadamente no Laboratório de Petrografia (ICG – UFMG) e Fotografadas no Laboratório de Caracterização de Rochas Ornamentais (IGC – UFMG). As siglas minerais utilizadas nas fotomicrografias estão de acordo com tabela elaborada por Siivola & Schmid (2007), no artigo 1 (Cap. 2) e por Whitney & Evans (2010), no artigo 2 (Cap. 3).

1.2.5 – Litoquímica

Durante este trabalho, 4 rocha total foram realizadas, para auxiliar nas interpretações realizadas nos artigos científicos aqui apresentados (Caps. 2 e 3). As amostras foram preparadas e analisadas nos laboratórios da SGS-Geosol. No total, 48 elementos das amostras, incluindo elementos maiores, traços e terras raras (ETR), foram determinados por espectroscopia de plasma indutivamente acoplado de emissão óptica (ICP-OES) e espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). Os limites de detecção são de 0,01% para os elementos maiores (os óxidos) e variam de 10 a 0,05 ppm para os elementos de traços e de terras raras.

No trabalho apresentado no artigo 1 (Cap. 2), uma amostra de uma rocha metavulcânica ácida (M085) foi analisada com o intuito de classificá-la quimicamente e complementar os dados e interpretações apresentados. No trabalho apresentado no artigo 2 (Cap. 3), de um afloramento (FD005) foram coletadas amostras de um nível claro (Amostra FD005A), outro mais escuro (Amostra FD005B) e, por último, um de coloração intermediária (Amostra FD005C). Esses dados litoquímicos foram utilizados para auxiliar nas interpretações de ambientes tectônicos e proveniência sedimentar. Os programas PetroGraph (Petrelli et al., 2005) e Microsoft Excel foram utilizados para a elaboração dos diagramas de classificação apresentados neste trabalho.

1.2.6 – Geocronologia

Um afloramento de rocha metavulcânica ácida da região da Serra do Espinhaço Central (M085, estudado no artigo 1, Cap. 2) foi amostrado e para datação pelo método U-Pb para determinação de sua idade de cristalização. Outro afloramento (ponto FD005, estudado no artigo 2, Cap. 3), de granada-estauroлита xisto da região do Alto Rio Pardo, foi amostrado para a realização de estudos geocronológicos em zircões detríticos para se realizar um estudo de proveniência sedimentar da sequência de meta-arenitos e metapelitos que ocorrem na região do Alto Rio Pardo. A fase da preparação das amostras envolveu, nesta ordem, o processamento das amostras para a obtenção de um concentrado de zircões, realizado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, a

catação de zircões e o imageamento dos mesmos a partir da catodoluminescência, executados, respectivamente, no LOPAG (Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquímica e Geocronologia) e no LMME (Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônica). Na fase analítica, foi utilizado o método U-Pb em zircões via LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), efetuado no LAIR (Laboratório de Isótopos Radiogênicos) da Universidade Federal de Ouro Preto. Para o cálculo das idades e confecção de diagramas, foi utilizado o ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2012), que se trata de um complemento do programa Microsoft Excel.

**2- ARTIGO 1 - CONSIDERATIONS ABOUT THE GEOLOGY OF THE NORTHERN
REGION OF THE CENTRAL ESPINHAÇO RANGE**

Considerations about the geology of the northern region of the Central Espinhaço Range

Considerações sobre a geologia da região norte da Serra do Espinhaço Central

Diego Ferreira Lima e Corrêa PEREIRA¹, Marcelo FREIMANN², Luiz Guilherme KNAUER³

(1) Departamento de Geologia – Programa de Pós Graduação em Geologia Regional – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (IGC-UFMG). Av. Antônio Carlos, 6627, Belo Horizonte – MG, CEP 31270-901. Endereço eletrônico: diegocorrea.geol@gmail.com.

(2) Departamento de Geologia – Programa de Pós Graduação em Geologia Regional – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (IGC-UFMG). Av. Antônio Carlos, 6627, Belo Horizonte – MG, CEP 31270-901. Endereço eletrônico: marcelofreimann@gmail.com

(3) Departamento de Geologia – Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFMG). Av. Antônio Carlos, 6627, Belo Horizonte – MG, CEP 31270-901. Endereço eletrônico: gknauer@gmail.com

Abstract

The present paper is about the geology of the central portion of the Espinhaço Range, on the border between the states of Minas Gerais and Bahia, focused on the Espinhaço Supergroup, which is characterized in this area by an Inferior Unit, corresponding to the filling of a rift by sediments of alluvial and eolian environments associated to acid volcanism (dacitic/rhyodacitic, magnesian alkali-calcic) dated at 1766 ± 4 Ma. The entire Lower Unit is intruded by sills of basic magmatic rocks. The Middle Unit is characterized by metasedimentary rocks deposited mainly in eolian environment, locally presenting characteristic sedimentary facies of alluvial fan environment sedimentation. It is interpreted that the terrigenous and magmatic rocks associated to the Inferior Unit probably represent the initial stages of the breakdown of the São Francisco-Congo Palecontinent in the Statherian Period. The Middle Unit was deposited after the cessation of volcanism in the region, but still presents evidences of tectonism in its basal portion. The top of that unit already represents the transitional phase of the rift.

Keywords: Statherian tafrogenesis; Espinhaço Supergroup; volcanism.

Resumo

Este artigo é sobre a geologia da porção central da Serra do Espinhaço, na divisa entre os estados de Minas Gerais e Bahia, com foco no Supergrupo Espinhaço, que é caracterizado nessa área por uma Unidade Inferior, correspondente ao preenchimento de um rifte por sedimentos de ambientes de leque aluvial e eólico associados a um vulcanismo ácido (dacítico/riodacítico, álcali-cálcico magnésiano) datado em 1766 ± 4 Ma. Toda a Unidade Inferior é intrudida por soleiras de rochas magmáticas básicas. A Unidade Média é caracterizada por rochas metassedimentares depositadas majoritariamente em ambiente eólico, apresentando localmente fácies características de sedimentação em ambiente de leque aluvial. Interpreta-se que as rochas terrígenas e magmáticas associadas à Unidade Inferior provavelmente representam os estágios iniciais da quebra do Paleocontinente São Francisco-Congo no Período Estateriano. Já a Unidade Média foi depositada após o cessamento do vulcanismo na região, mas ainda apresenta evidências de tectonismo em sua porção basal. O topo da dessa unidade já representa a fase transicional do rifte.

Palavras-Chave: Tafrogênese Estateriana; Supergrupo Espinhaço; vulcanismo.

1. INTRODUCTION

The stratigraphic sequences which are commonly included in the Espinhaço Supergroup occur in two physiographic domains: Chapada Diamantina and Espinhaço Range. The Espinhaço Range is defined as a geographic feature that, with more than 1000 km in length, crosses, in a direction near the meridian, the states of Bahia and Minas Gerais, where it is separated into three sectors: Southern, Central and Northern (**Fig. 1**). Most of the geological studies were concentrated in the Southern Sector, near the town of Diamantina, where diamond deposits were discovered in the early eighteenth century. These surveys have intensified considerably in the last five decades in this region (e.g. Renger 1979; Brito Neves et al. 1979; Machado et al. 1989; Uhlein 1991; Renger and Knauer 1995; Knauer 1990, 1999) generating a great accumulation of geological knowledge and, consequently, making the Southern Espinhaço one of the most important areas of the Brazilian

territory in terms of geological research. The Northern Espinhaço Range is located east of the Paramirim Valley and almost entirely cuts off the state of Bahia in a north-south direction. After several regional mapping projects of the state of Bahia that began in the 1970s and other geological research (e.g. Schobbenhaus 1972a; Inda and Barbosa 1978; Moutinho da Costa and Silva 1980; Fernandes et al. 1982; Inda et al. 1984; Mascarenhas 1990; Barbosa and Domingues 1996; Schobbenhaus 1993, 1996; Danderfer and Dardenne 2002; Danderfer et al. 2009, 2015), several stratigraphic and structural models were produced, as well as geochronological data, thus promoting a consistent geological base for the region. The physiographic domain of the Chapada Diamantina is located east of the Paramirim Valley and, as in the case of the Southern Espinhaço Range, the accumulation of geological knowledge (e.g. Derby 1906; Branner 1910; Brito Neves 1967; Leal and Brito Neves 1968; Schobbenhaus and Kaul 1971; Mascarenhas et al. 1979; Dominguez 1996; Schobbenhaus, 1996; Guimarães et al. 2008; Barbosa, 2012) was driven by the discovery of diamonds in the vicinity of Mocugê / BA in the 19th century, and intensified after mapping projects that occurred in the last decades.

In the case of the Central Espinhaço Range, due to the proximity of the city of Diamantina/MG, most of the geological research was concentrated in its southern part (e.g. Karfunkel and Karfunkel 1977; Martins 2006; Martins et al. 2008). For the northern part, in the vicinity of the research area, the following works stand out: Moraes (1937), who produced a geological map in the 1:2,000,000 scale; Schobbenhaus (1972b), who mapped the area between Monte Azul/MG and Porteirinha/MG on 1:250,000 scale; Schobbenhaus (1972c) and Viveiros et al. (1978), which investigated ferruginous quartzites and itabirites in the valleys of the Peixe Bravo and Vacaria rivers; geological mapping and geological integration works in the Millionths Geological Maps (e.g. Fernandes et al. 1982); Regional projects such as the LETOS Project (Moutinho da Costa et al. 1976) and the Jequitinhonha Project (Fontes et al. 1978); the Porteirinha-Monte Azul Project (Drumond et al. 1980), which generated a large volume of geological data for the region; the Espinhaço Project (Grossi-Sad et al. 1997), which produced 1:100,000 scale geological maps for

almost the entire Espinhaço Range; the Monte Azul Sheet (Knauer et al., 2007) and Espinosa Sheet (Cruz et al., 2014), both on the 1: 100,000 scale. Recently, master's and doctoral studies were carried out in the region, producing new geochronological, geochemical and stratigraphic data (Costa et al., 2014, Costa et al., In press, Moreira 2017).

Despite the aforementioned studies, the northern region of the Serra do Espinhaço Central still lacks geological mapping data with greater detail and geochronological data. Therefore, in this article it will be presented geological mapping data from part of the northern region of the Espinhaço Central Range, focusing on the rocks belonging to the Espinhaço Supergroup, supported by geochronological, petrographic and geochemical data. These results, together with the performed interpretations, will contribute to the knowledge of the evolution of the central part of the Espinhaço Basin.

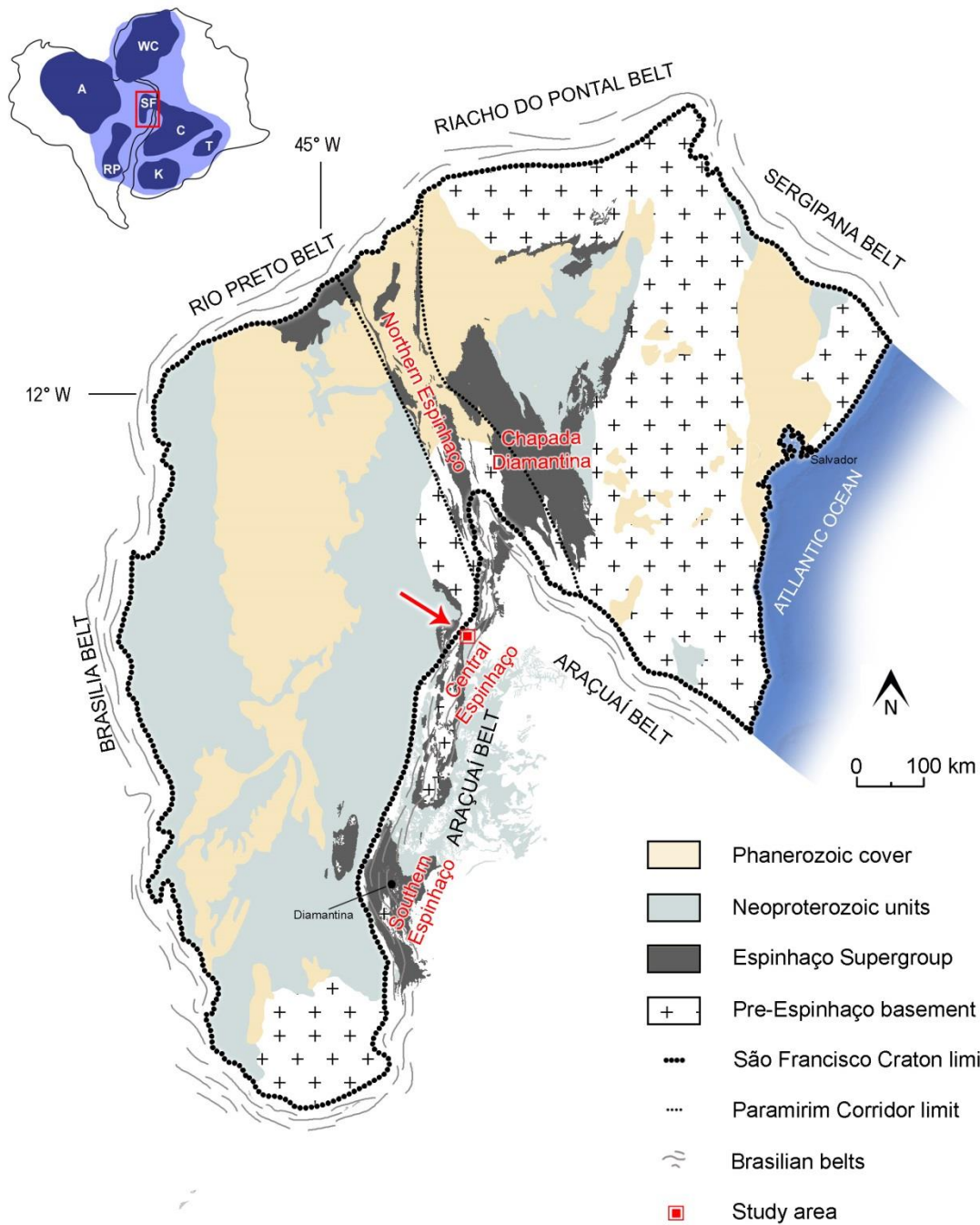


Figure 1 - São-Francisco Craton and Espinhaço Range compartmentation (modified after Almeida 1977 and Alkmim et al. 2006). The study area is flagged with a red square.

2. GEOLOGICAL SETTINGS

In Central Espinhaço Range, the basement of the Statherian rift system responsible for the creation of accommodation space for the deposition of the Espinhaço Supergroup sediments comprises Archean and Paleoproterozoic unindividualized rock associations of the Córrego Tingui

and Porteirinha Complexes. The former was originally defined by Knauer et al. (2007) as orthoderived gneisses, locally mylonitized, that occur in the east portion of the Monte Azul geologic map (Knauer et al. 2007). The authors estimate Paleo- to Mesoarchean ages to the unit. According to Knauer et al. (2015a), the Córrego Tingui Complex is intruded by the Rhyacian Lagoa das Almas granitoid (Cruz et al. 2014). Silva et al. (2016) carried out U-Pb and Sm-Nd isotopic studies on S-type monzogranite gneiss that produced crystallization age at 2140 Ma and mean crustal depleted model age of 3.31 Ga. Although the authors dated that rock, it is worthwhile to point out that more studies are necessary in the Córrego Tingui Complex, since Knauer et al. (2015b) and Guimarães & Pereira (2014) mention granitic injections in the gneisses of that unit. Thus, it is possible that the rock dated by Silva et al. (2016) represents one of the intrusions associated with the Trans-Amazonian Orogeny that are widely described in Archean complexes of the São Francisco Craton (e.g. Quéméneur & Noce 2000; Rosa et al. 2000).

The Porteirinha Complex (Pedrosa-Soares et al. 1992) represents an Archean and Paleoproterozoic rock associations exposed in a structural/erosive window. This complex has a polycyclic geotectonic evolution history related to the agglutination of crustal Archean blocks that latter became the São Francisco-Congo paleocontinent between the Mesoarchean and Rhyacian/Orosirian (e.g. Siga Jr et al. 1987; Rosa et al. 2000; Noce et al. 2007). This complex encompasses metavolcanosedimentary sequences, granodioritic banded gneisses locally migmatized, as well as sienitic, granitic, and granodioritic injections (Noce et al. 2007).

Broadly, the Espinhaço Supergroup in both Espinhaço Range and Chapada Diamantina represents the accumulation record of a rift system triggered by a distensive event occurred around 1.75 Ga (e.g. Brito-Neves et al. 1979; Jardim de Sá 1981; Machado et al. 1989; Martins-Neto 1993; Costa et al. in press). Initially, the filling of the grabens system begins with mainly fluvial siliciclastic sediments associated with acid and basic magmatism followed by alternated episodes of local mechanical subsidences, regional scale subsidence and quiescence intervals (e.g. Schöll and Fogaça 1979; Knauer 1990, 1999; Schobbenhaus 1993, 1996; Almeida-Abreu 1995; Dussin and

Dussin 1995; Danderfer and Dardenne 2002). During the Mesoproterozoic, a great portion of the rift system accumulated transitional eolian and shallow marine sediments that constitute the upper portion of the Espinhaço Supergroup (Dussin 1983; Köster 1984 in Knauer 1999; Dussin and Dardenne 1984; Garcia and Uhlein 1987).

Knauer et al. (2007), Cruz et al. (2014) and Knauer et al. (2015a) carried out basic geologic mapping works in Monte Azul and Espinosa regions. These studies encompassed the rocks that were interpreted here as belonging to the Espinhaço Supergroup, which are the main studied elements in this work. Knauer et al. (2007), due to the low level of detail (1:100,000 scale) and the absence of geochronological data in the mapping area, misinterpreted the Statherian sequences of the study area, inserting them in the Nova Aurora Formation, of the Macaúbas Group, that is Neoproterozoic. Subsequently, Cruz et al. (2014) and Knauer et al. (2015a) related, in new geologic mapping, these rocks to the Espinhaço Supergroup. Cruz et al. (2014) inserted the sequence into a Mesoproterozoic unit, the Bom Retiro Formation of the São Marcos Group. Knauer et al. (2015a) interpreted that as a basal sequence of the Espinhaço Supergroup, assigning to this sequence the denomination of Inferior Unit.

Costa et al. (in press) and Moreira (2017) conducted more specific researches in this portion of the Espinhaço Supergroup. Costa et al. (in press) described in detail the sedimentary facies of this unit and performed geochronological analysis. Costa et al. (in press) defined the Terra Vermelha Group as a basal unit of the Espinhaço Supergroup and divided it into two formations: a basal, the Cavoada do Buraco Formation, which is a sequence of metaconglomerates and metasandstones with cross-bedding and subordinate BIF (Banded Iron Formation) lenses; and a top one, the Espigão Formation, which consists of quartz meta-arenites and subarcosean metasandstones with large scale cross-bedding and acid volcanogenic rocks. According to Costa et al. (in press) and Moreira (2017), the Espigão Formation is intruded by sills of metabasic rocks.

Moreira (2017) performed petrographic, geochronological and geochemical studies on the metabasic intrusive rocks of the so-called Espigão Formation. The author describes these rocks as a

metagabbro with medium- to fine (locally coarse) granulation and porphyritic texture. The geochemical data indicate that they belong to the tholeiitic magma series and their chemical characteristics indicate crustal assimilation for the magma.

The Pau d'Arco Formation was also defined by Costa et al. (in press). Accordingly to the authors, this unit covers the Terra Vermelha Group and consists in a texturally mature sedimentary rock, with highlight to metasandstones with large scale cross-bedding.

For the Cavoada do Buraco Formation, Costa et al. (in press) interpreted the age of 1710 ± 21 Ma from the youngest detrital zircons as the maximum age of sedimentation. The same authors obtained the Concordia age of 1758 ± 4 Ma for the acid volcanic rocks of the Espigão Formation. Moreira (2017) obtained the age of crystallization of 1730 ± 8 Ma for the basic intrusive rocks of the Espigão Formation. Finally, the youngest detrital zircon age obtained by Costa et al. (in press) for the Pau d'Arco Formation produced an age of 1675 ± 22 Ma.

3. MATERIALS AND METHODS

3.1 - Lithochemistry

The whole-rock lithochemical analyses were performed on the metarhyolite sample that was collected from the outcrop of UTM23L: 752146 m E / 8335738 m S coordinates. The sample was prepared and analyzed by the SGS Geosol Laboratories. In total, 48 elements of the sample, including major, trace and rare earth elements (REE) were determined by using inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-OES) and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). The detection limits are 0.01% for the major elements (the oxides) and range from 10 ppm to 0.05 ppm for trace and rare earth elements.

3.2 - Geochronology

Zircons of a metarhyolite sample were analyzed for determination of magma crystallization age by the U-Pb method via laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). Some details of the methodology used and the analytical results are presented below.

Approximately 5 kg of the metarhyolite sample was sent to the laboratories of the *Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, where this rock was processed to obtain a zirconium concentrate from these following stages: crushing, grinding, sieving, separation on the concentration table, magnetic separation (magnet and Frantz® magnetic separator) and finally purification in dense liquid.

The *Laboratório de Preparação de Amostras Para Geoquímica e Geocronologia* (LOPAG) of the *Universidade Federal de Ouro Preto* (UFOP) was used to mount the epoxy tablets. The tablet was conducted to the *Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônica* (LMME) – UFOP, where the cathodoluminescence (CL) images were generated on an electron microscope in order to analyze the internal structure, inclusions, fractures and physical defects on the zircons before the isotopic analysis. The grain areas with inclusions, fractures and/or metamict features were avoided in the analysis.

The U-Pb isotope analysis via LA-ICP-MS (Element 2™ ICP-MS coupled with an ESI Laser Ablation NWR213) was performed in the *Laboratório de Isótopos Radiogênicos* (LAIR) - UFOP. Plešovice (Sláma et al. 2008) and GJ-1 (Jackson et al. 2004) standard zircons were used in LA-ICP-MS analytical routines. The analysis spot size on the LA-ICP-MS was 20 µm. After the analytical procedures with LA-ICP-MS, the data were reduced using Glitter software (Van Achterbergh et al. 2001). For the calculation of ages and to set up diagrams, a Microsoft Excel software supplement, the ISOPLOT 4.15 (Ludwig 2012), was used. In order to select reliable analytical data for calculation of ages and plots in the Concordia Diagram (Wetherill 1956), common lead content, errors of isotope ratios, percentages of discordance (maximum discordance of 10%) and Th / U ratios were taken into account.

4. LOCAL GEOLOGY

The geologic map of the research area is shown in **Figure 2**. The mapped units of this area are briefly described below. Being the Espinhaço Supergroup basal units the focus of this work, the Lower and the Middle Unit will be described with greater level of detail in proper sections.

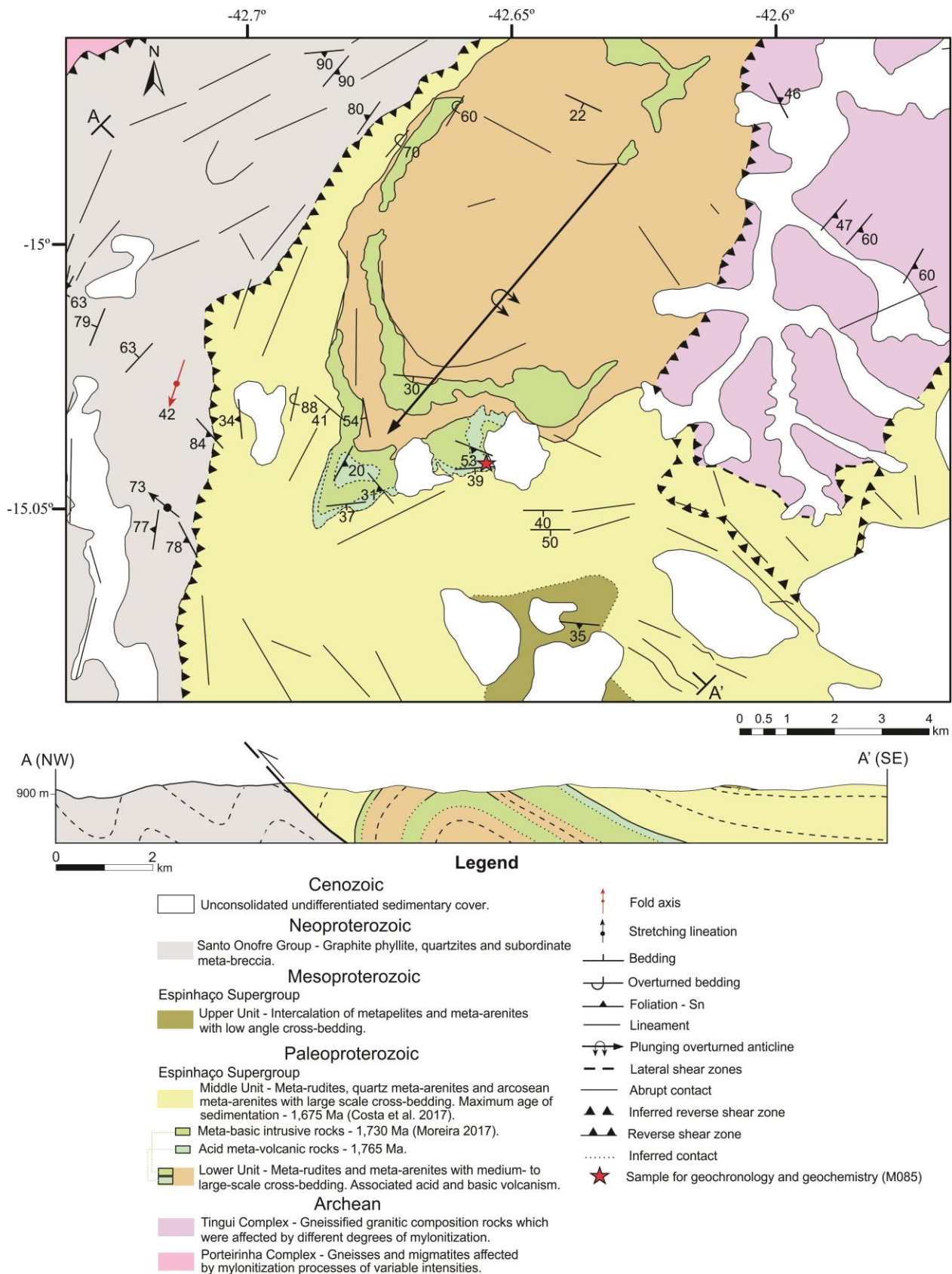


Figure 2 - Geologic map of the research area and its respective geological section.

The Córrego Tingui Complex outcrops in the eastern sector of the study area and corresponds to those mapped in the same region by Cruz et al. (2014) and Costa et al. (in press) as Gavião

Complex. Given the difficulty of this kind of separation and the fact that it is beyond the scope of the present work, the Rhyacian intrusions (Lagoa das Almas Granitoid; Cruz et al. 2014; Knauer et al. 2015) were not distinguished in the produced map. The contacts of the Córrego Tingui Complex with the Proterozoic units of the Espinhaço Supergroup are given by intensely deformed zones, where this basement was placed over the rocks of the Espinhaço Supergroup by a shear zone with reverse sense at its western edge. On its eastern border, the rocks of the Espinhaço Supergroup are in tectonic contact with the Córrego Tingui Complex through a basal detachment plane. In the research area, this unit represents gneissified granitic composition rocks, formed by quartz, K-feldspar, plagioclase and biotite. They generally have medium granulation, presenting local concentrations of up to 2 cm K-feldspar phenocrysts. These rocks were affected by different degrees of mylonitization, especially in the vicinity of tectonic contacts.

The Porteirinha Complex outcrops in a small area in the extreme northwest of the research area (**Figure 2**). It is mainly composed by gneisses and migmatites which present folded and stromatic structures. They usually exhibit alternation of leucocratic (quartz-feldspathic) and amphibolitic (amphibole and biotite) metric bands and exhibit locally pervasive foliation. Aplitic and pegmatitic veins commonly cut these rocks. Mylonitization processes of variable intensities that affected these rocks are also identified. The Rio Peixe Bravo Formation rocks are pushed over this basement from a basal detachment plane.

The Upper Unit occurs in a limited area in the southern part of the geologic map. Its border with the Middle Unit was inferred from the textured differences identified in the satellite images and from the gamma spectrometry responses, in which the Middle Unit eolian meta-arenites showed relatively high amounts of potassium and the metapelites-rich Upper Unit showed relatively high concentrations of potassium, thorium and uranium. Outside the mapped area, southward, these lithotypes become very abundant. In this region, the unit is characterized primarily by intercalation of metasandstones and metapelites. Generally the metasandstones have low angle cross-bedding,

planar-parallel stratification, and present varying amounts of mica. The metapelites are basically composed of muscovite, quartz and oftentimes up to 2 cm magnetite porphyroblasts. Sandy turbidites occur locally in this unit.

The Santo Onofre Group outcrops in a long and intensely deformed zone in the western region of the mapped area. Its eastern contact with the Espinhaço Supergroup is interpreted as tectonic in the present work. The rocks of the Espinhaço Supergroup were brought upwards of the Santo Onofre Group by a reverse-sense shear zone. In the research area, the unit is composed of graphite phyllites showing chloritoid porphyroblasts, quartzites with variable aspects, as micaceous, massive ferruginous, and laminated ferruginous (with alternating red and beige colors). In this unit, metabreccia with a schistose matrix and angular clasts of sizes ranging from pebbles to cobbles occurs locally.

4.1 - Lower Unit

The metasedimentary rocks of the Lower Unit of the Espinhaço Supergroup occur in the nucleus of an anticlinal that is identified in center of the research area. This geological structure in which the rocks of the Lower Unit of the Espinhaço Supergroup are inserted is characterized by its NW vergence and its SW-plunging fold axis (**Figure 2**). Thus, in a simplified way, the base of the unit outcrops in the NE of the structure and the top would outcrop in the SSW. Another important characteristic of the unit is that it is widely intruded by sills of metabasic rocks. Possible discordant bodies (dykes) are interpreted at the northern boundary of the geologic map at the base of the Inferior Unit (**Figure 2**). These metabasic rocks are described in more detail below.

In the base of the Lower Unit is common the presence of polymictic meta-orthoconglomerate lenses with rounded quartzite and quartz cobbles and gravels (**Figure 3A**). Its matrix is composed of medium sand-sized quartz grains. Besides the metaconglomerate, medium to fine grained metasandstone containing both massive and planar-parallel bedding is identified (**Figure 3B**). Especially near to the rudaceous lens, the metasandstones may present granulometry variations,

exhibiting centimetric levels of microconglomerates, or even presenting dispersed clasts, especially those rounded of quartz.

Toward the top of the unit, in the southwest portion of the anticline, medium-grained metasandstones which exhibit small scale cross-beddings are identified (**Figures 3C and 3D**). In addition, Costa et al. (in press) describe eolian meta-arenites with large scale cross-bedding in the top of the Lower Unit. Although these eolian deposits were not identified in the field activities of the present work, the authors' description was used for the interpretation of the sedimentary facies associations. Besides the metasedimentary rocks, the upper levels of the unit of the Lower Unit are marked by the presence of the volcanogenic rocks that will be described in detail below.

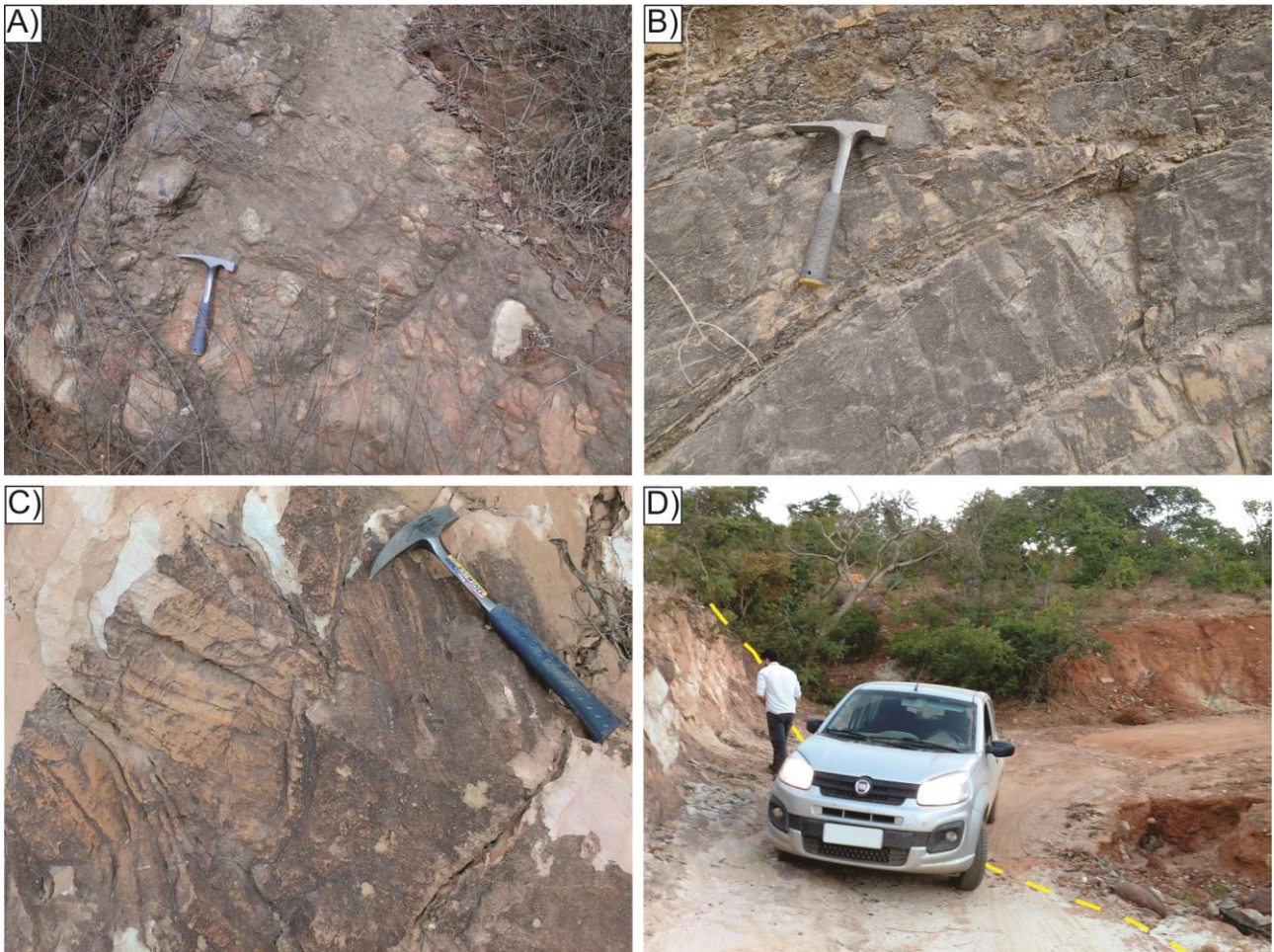


Figure 3 - A) Lower Unit's polymictic meta-orthoconglomerate boulder (UTM23L: 756796 m E / 8344176 m S). **B)** Meta-arenite displaying planar-parallel bedding (UTM23L: 754198 m E / 8343209 m S). **C)** Weathered meta-arenite showing cross-bedding (UTM23L: 749664 m E / 8336705 m S). **D)** Contact between a weathered meta-arenite (left) and the metabasic rock sapolite (right; UTM23L: 749664 m E / 8336705 m S).

4.1.1 - Acid metavolcanic rocks

The acid metavolcanic of the lower unit is generally less altered when compared to the mafic rocks generally. As consequence, it has a greater amount of preserved outcrops. The felsic metavolcanic rocks of the Lower Unit manifest macroscopically as a pale yellow to gray schist composed of fine granulated white mica and accessory oxides in the matrix as well as bluish quartz and feldspar porphyries surrounded by the anastomosed foliation. Locally some decussate mica and magnetite crystals are identified (**Figures 4A and 4B**).



Figure 4 - A) Outcrop (M085) of the metavolcanic rock (UTM23L: 752146 m E / 8335738 m S). B) Photograph of a sectioned metavolcanic rock sample (from the outcrop M085; UTM23L: 752146 m E / 8335738 m S).

Given the structure and mineralogy observed from thin sections, the acid metavolcanic rocks can be classified as quartz-muscovite schist (**Figure 5**). These rocks usually exhibit a fine, granolepidoblastic, and locally crenulated matrix which is composed of mica and flattened quartz grains (**Figures 5A, 5B and 5C**). The pre-kinematic feldspar and quartz grains (resilient porphyries of the protolith) have *augen* structure and reach up to 6 mm (**Figures 5A, 5C, 5D and 5E**). The quartz porphyries occur occasionally as polygonal crystal aggregates or as single, large, and deformed grains that commonly show undulating extinction and subgrains (**Figure 5A**). The K-feldspar porphyries (orthoclase and microcline) commonly occur as intensely sericitized and kaolinized grains and rarely as sub- to euhedral unaltered grains (**Figures 5D and 5E**). The rock presents pseudomorphic epidote, which are products of complete saussuritization of plagioclase grains (**Figure 5F**).

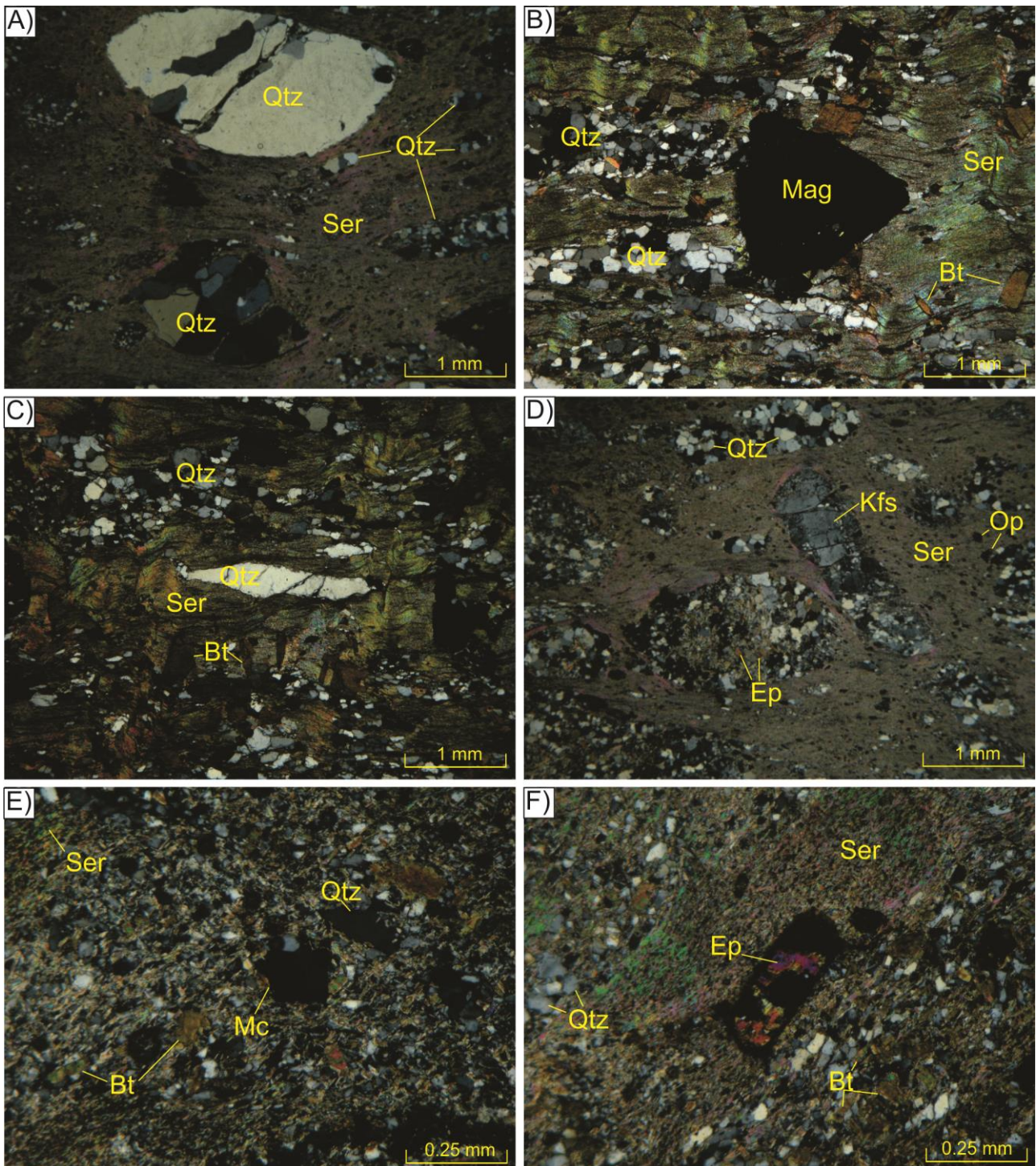


Figure 5 – A) Photomicrography (crossed polars) of the sample M085 showing deformed porphyries of quartz that are evolved by a fine grained and foliated matrix (UTM23L: 752146 m E / 8335738 m S). B) Photomicrography (crossed polars) of a volcanogenic rock of the top of Lower Unit exhibiting post-kinematic magnetite (decussate texture) immerse in a fine and crenulated mica-rich matrix (Sample M086; UTM23L: 751891 m E / 8335654 m S). C) Photomicrography (crossed polars) of a volcanogenic rock of the top of Lower Unit showing a subhedral quartz phenocryst evolved by a mica-rich crenulated matrix (Sample M086; UTM23L: 751891 m E / 8335654 m S). D) Photomicrography (crossed polars) of the sample M085 (UTM23L: 752146 m E / 8335738 m S) showing an intensely altered (sericitized) K-feldspar phenocryst (left) and other (right) relatively well preserved subhedral K-feldspar grain. Both are evolved by a fine grained and foliated matrix. E) Photomicrography (crossed polars) of the sample M231 (UTM23L: 749247 m E / 8335654 m S) showing 2 foliation directions defined by the orientation of sericite grains. The quartz and the microcline which were pointed out are pre-kinematic. The biotite grains are post-kinematic. F) Photomicrography (crossed polars) of the sample M231 (UTM23L: 749247 m E / 8335654 m S) with a pseudomorphic epidote grain.

4.1.1.1 – Lithochemistry of the metavolcanic rock

According to the major elements concentrations of the sample (see the table of results appendix), it is chemically classified as a dacite (**Figure 6A**). In an alternative chemical classification based on Nb, Y, Zr, and TiO_2 concentrations (**Figure 6B**) the rock is classified as a rhyodacite/dacite.

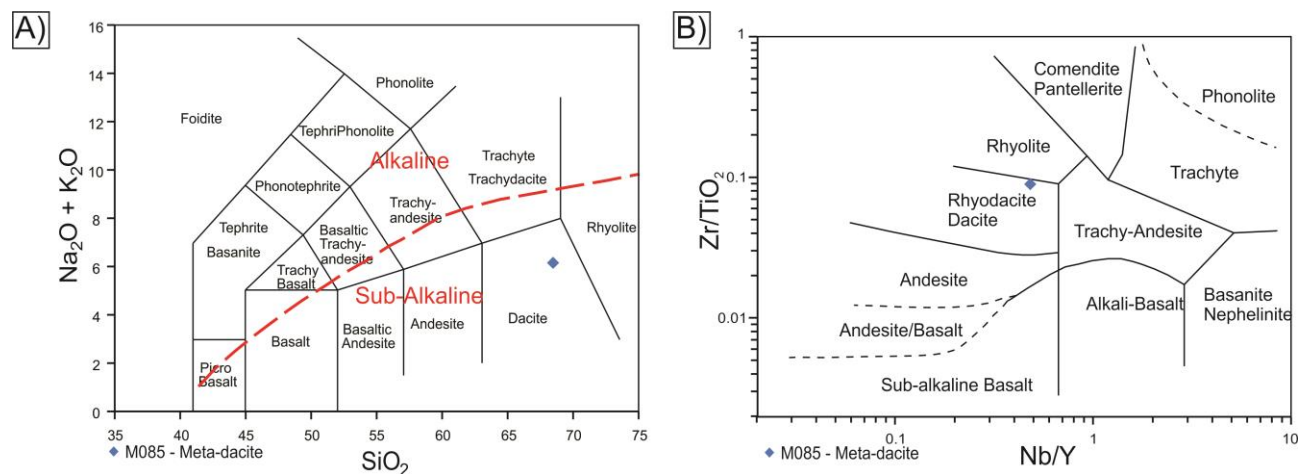


Figure 6 - Chemical data of the sample M085 plotted in some igneous rocks discrimination diagrams. A) Total alkali-silica (TAS) diagram of Le Bas et al. (1986) for the chemical classification of volcanic rocks. The red and dashed line (Irvine and Baragar 1971) represents the division between the series of alkaline and sub-alkaline igneous rocks. B) Zr/TiO_2 vs. Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977) for classification of volcanic rocks.

The most incompatible analyzed elements are up to about 200 times enriched when compared to the primordial mantle pattern (**Figure 7A**). The sample presents Sr, Ta-Nb, P and Ti negative anomalies and Ce small positive anomaly. Sr has the lowest concentration value, which is very close to that of the primordial mantle. The sample presented a pattern similar to the average composition of 59 samples of acid magmatic rocks (plutonic and volcanic) related to the basal units of the Espinhaço Supergroup, according to the chemical analyzes compiled from Herrgesell (1984), Knauer (1990), Fernandes et al. (1994), Dussin et al. (1994), Grossi-Sad et al. (1997), Hagedorn (2004) and Santos (2017).

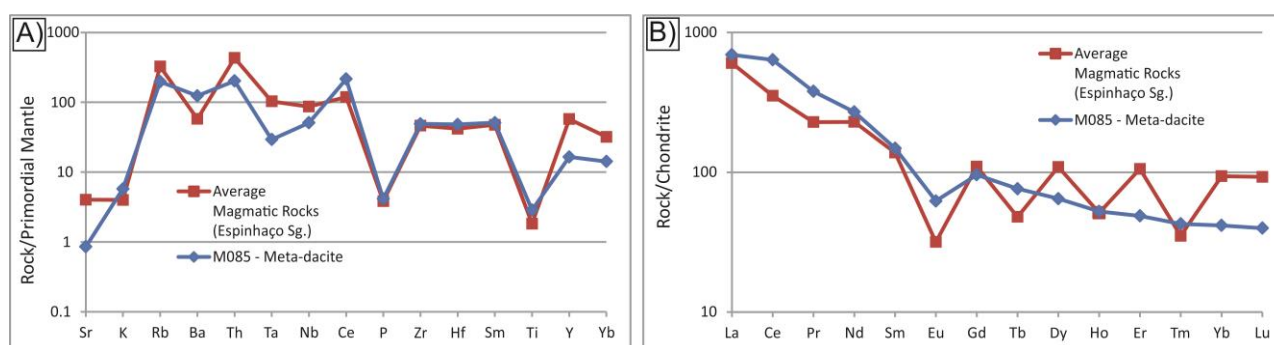


Figure 7 - A) Primordial mantle-normalized (Sun and McDonough 1989) main trace elements geochemical data spectra of the rhyolite sample (M085) and the average composition of acid magmatic rocks related to the basal units of the Espinhaço Supergroup (Knauer 1990; Herrgesell 1984; Dussin et al. 1994; Hagedorn 2004; Grossi-Sad 1997; Santos 2017; Fernandes et al. 1994). **B)** CI-chondrite-normalized (Barrat et al. 2012) rare earth elements geochemical data spectra of the rhyolite sample (M085) and the average composition of acid magmatic rocks related to the basal units of the Espinhaço Supergroup (Knauer 1990; Dussin et al. 1994; Hagedorn 2004; Santos 2017; Fernandes et al. 1994).

The M085 sample exhibit high rare earth elements (REE) content ($\sum\text{REE} = 790.59$ ppm). The multi-elementar diagram (**Figure 7B**) shows that sample is highly fractionated, depleted in heavy rare earth elements (HREE) and strongly enriched in Light Rare Earth Elements (LREE; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 16.64$). This rock also shows Eu negative anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.51$). Despite presenting a close signature, the sample M085 shows greater fractionation and lower Eu anomaly when compared to the signature of the average composition of 35 samples of acid magmatic rocks (plutonic and volcanic) related to the basal units of the Espinhaço Supergroup, according to the chemical analyzes compiled from Knauer (1990), Fernandes et al. (1994), Dussin et al. (1994), Hagedorn (2004) and Santos (2017).

4.1.1.2 - Geochronology

U-Pb – LA-ICP-MS Results

A sample of rhyolite was collected from the outcrop of UTM23L: 752146 m E / 8335738 m S coordinates for geochronological analysis. The zircon crystals of the metavolcanic rock sample have elongation (length-to-width) ratios ranging from 1.5 to 4 (**Figure 8**). The vast majority of them have these ratios varying from 3 (such as the zircons where spots 59, 28 and 9B were made) to 4 (the zircons where spots 17, 19 and 18B were performed, for example). The grains are between 140 and 260 μm in size, are generally prismatic (showing long and well-developed prismatic faces) and

have only a well-developed pyramidal termination (e.g., **Figure 8**, zircons where the analytical spots 14, 15 and 17 have been performed) or both undeveloped pyramidal terminations (**Figure 8**, such as zircons where the analytical spots 32, 58 and 59 have been made). Zircons usually have wide and weak-contrasting oscillatory zoning, which indicates a relatively homogeneous composition for these grains. Less common are the grains with thin and contrasting oscillatory zoning (alternation between light gray and dark gray), as in the zircons of the spots 63 and 97 (**Figure 8**). A xenocrystic zircon grain was also identified (zircon of the spot 63, **Figure 8**).

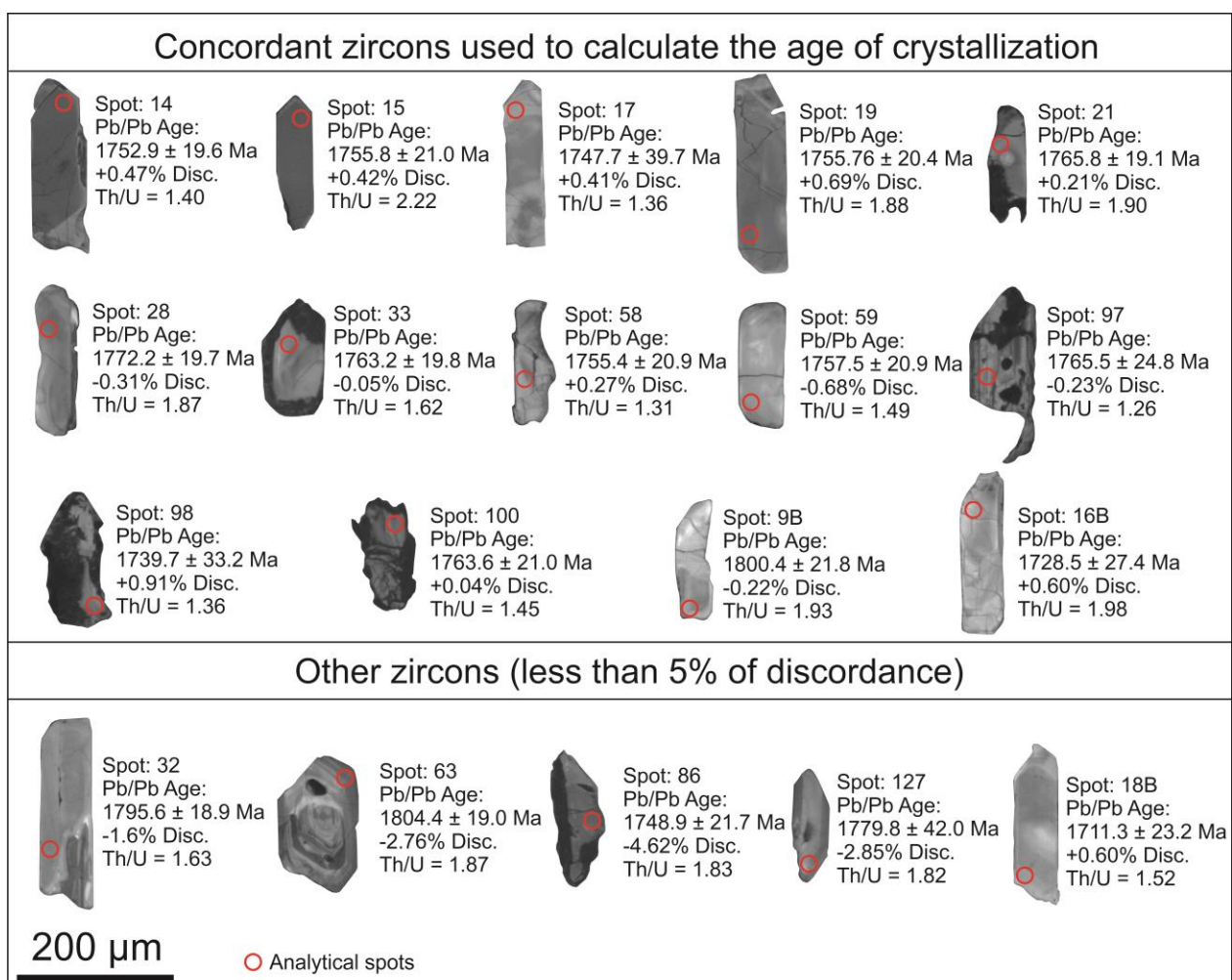


Figure 8 – Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains from the sample M085 (volcanic rock of the lower unit; spot size = 20 μm).

Among the data obtained, only those with less than 5% of discordance (47 spots) are suitable for the calculation of ages. From these data, a linear regression was performed to determine an unrefined but still significant age of 1785 ± 15 Ma (**Figure 9A**; MSWD = 5.3; 2σ) from the superior intercept of the Discordia line with the Concordia. The lower intercept has no obvious meaning,

which may mean a recent opening due to weathering and/or an opening during the last metamorphic event (Brasiliano orogeny). A precise Concordia age of 1765.6 ± 4.3 Ma (**Figure 9B**; MSWD = 1.15; 2σ) was obtained using the concordant data (<1% of discordance) that presented low 2σ errors (14 spots).

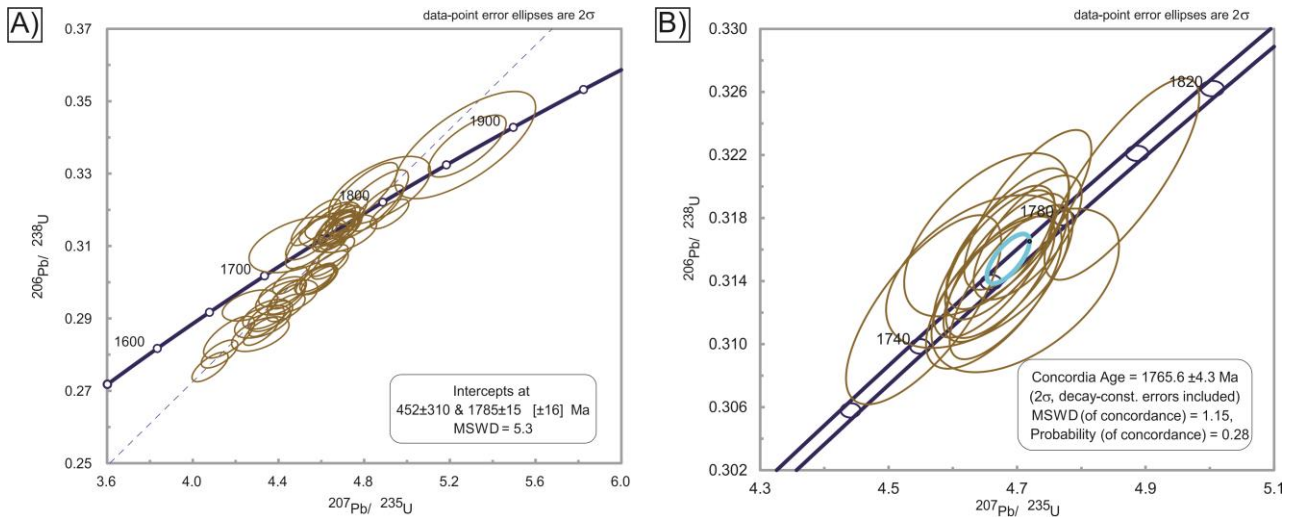


Figure 9 – Concordia plots of U–Pb isotopic analysis of the sample M085 a) Concordia age obtained by linear regression (Discordia line) of the data which presented less than 5% of discordance. B) Concordia age of igneous crystallization for the sample M085 using the zircons with less than 1% of discordance and low 2σ errors.

4.2 - Metabasic rocks

Most of these intrusive metabasic rocks are completely altered, being evidenced only by their saprolite. The domains of metabasic intrusive rocks can be recognized in the field and even by satellite images. Usually occur as reddish saprolite with greenish spots. Some less altered fine gravels composed of plagioclase and amphibole that are commonly found in this domain confirms its nature. Despite this, a rare well-preserved outcrop was found and sampled for petrographic studies. It is characterized as dark green and medium grained amphibolite which is locally schistified (as the collected sample).

The metabasic rock presents grano-lepido-nematoblastic texture and foliated structure (**Figure 10**). The lepido-nematoblastic domains are mainly composed of both medium grained and subhedral actinolite (35-40%) and chlorite (25-30%), which define the foliation (**Figure 10A**). The granoblastic domains are mostly composed by fine-grained polygonal quartz (25-30%) and by

minor amount of fine-grained plagioclase (1-3%; **Figure 10B**). Fine grained anhedral epidote (1-5%) and clinozoisite (0-1%) are present in both domains (**Figure 10B**). The actinolite, chlorite, epidote, and the plagioclase (probably albite) together compose a mineral paragenesis that is typical of basic metamorphites of the green schist facies.

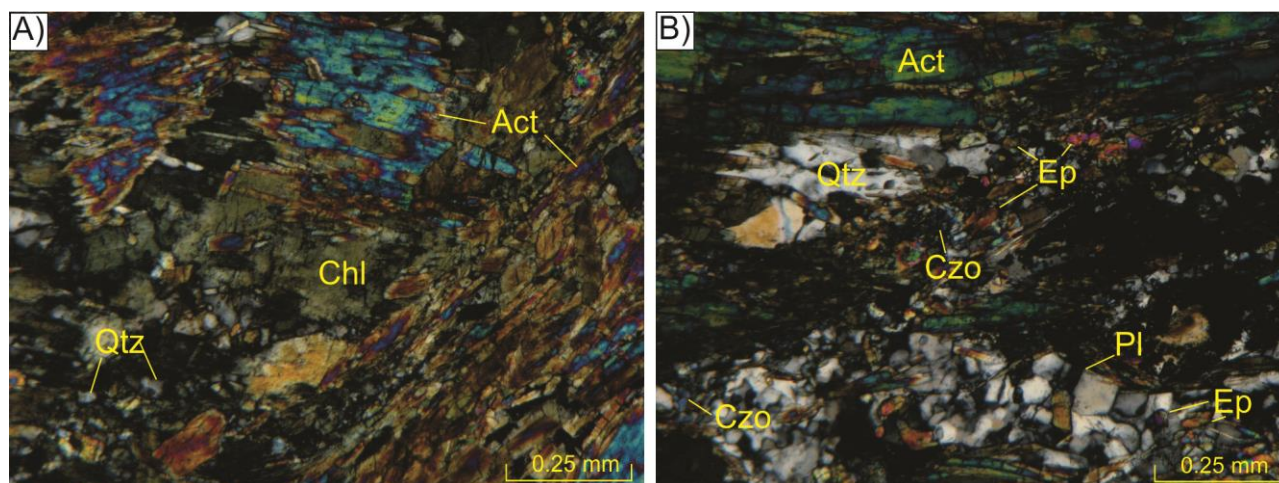


Figure 10 – Photomicrographs of the Metabasic Rock (crossed polars; Sample EPN59; UTM23L: 756796 m E / 8344176 m S). A) lepido-nematoblastic domain of the metabasic rock. B) Both granoblastic and lepido-nematoblastic domains of the metabasic rock.

4.3 - Middle Unit

The Middle Unit rocks are set directly above the Lower Unit. In some places, abrupt contacts are identified between these units (**Figures 3D, 11A and 11B**). However, in the eastern sector of the geologic map proposed in this work, Costa et al. (in press) maps rudites (inserted by the authors in the so-called Cavoada do Buraco Formation) which are considered to belong to the base of the Middle Unit in the present work. The eastern portion of the Middle Unit is also affected by reverse shear zones interpreted by the identification of structural lineaments and by geophysical data. The occurrence of the rudites is limited to the west by a NW-SE-directed inferred reverse shear zone, which is apparently is the continuity of the shear zone of the west tectonic contact of the Córrego Tingui Complex with the Lower Unit (**Figure 2**).

The unit is represented by monotonous and thick deposits of meta-sandstones usually very recrystallized, presenting with high textural and compositional maturity. It commonly exhibits low- to medium angle and large scale tangential cross-bedding (**Figures 11C and 11D**). The original

granulometry is generally obliterated by the intense recrystallization to which the rocks were subjected. The meta-sandstone is sometimes laminated, presenting very fine layers that are rich in muscovite. Locally, it displays about 5% of opaque mineral grains dispersed throughout the matrix.

The deposits of meta-sandstone with high textural maturity, including large scale cross-bedding, are good indicators of a mainly eolian sedimentation for this unit. The local concentration of rudites at the basal levels of the unit, especially in the eastern portion of the research area (**Figure 2**), indicates that there was also sedimentation in alluvial fans, probably controlled by tectonic pulses

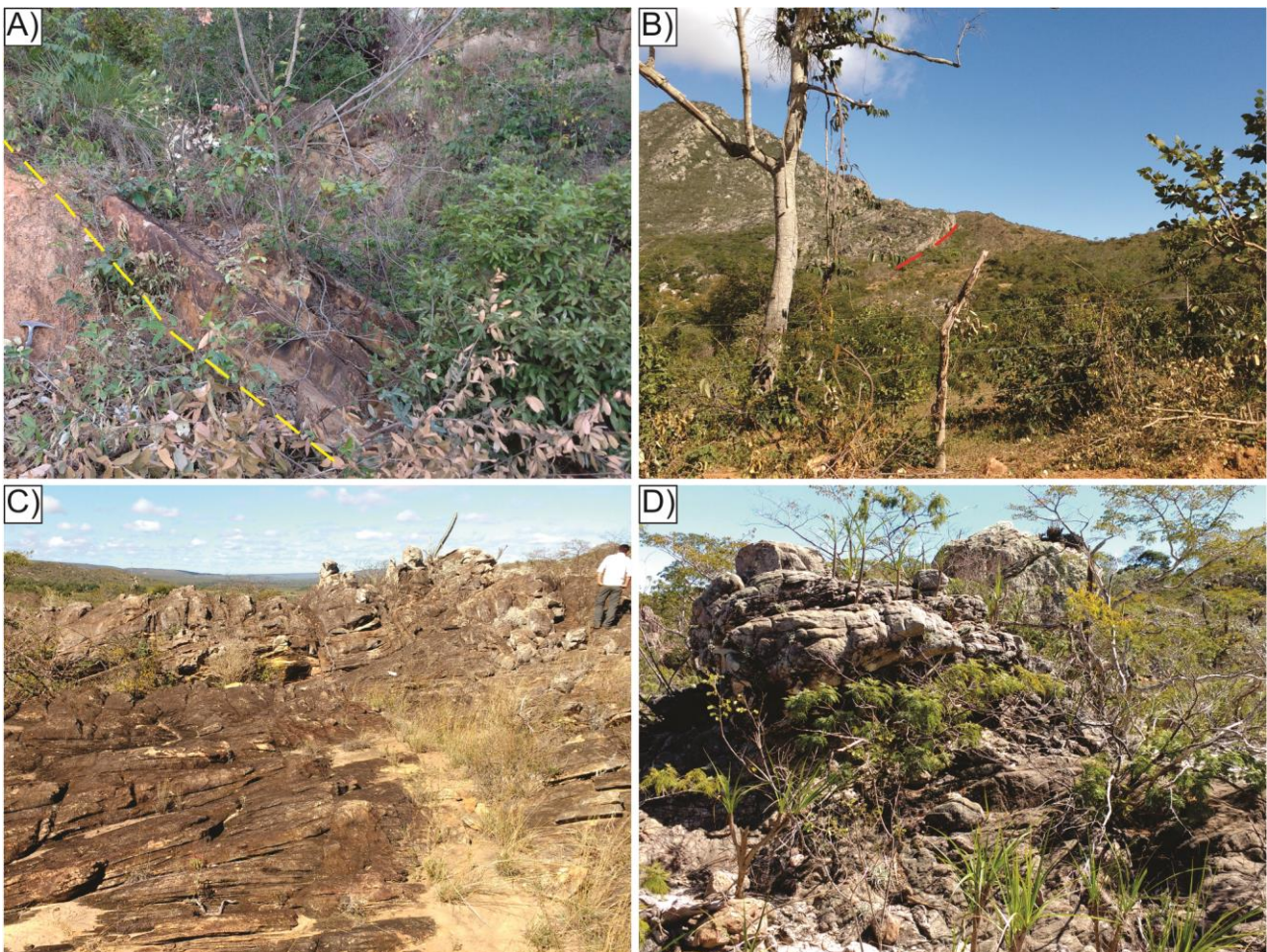


Figure 11 – A) Outcrop showing the contact between the Lower Unit (left) and the Middle Unit (right; UTM23L: 749302 m E / 8334832 m S). B) Contact between the Lower Unit (right) and Middle Unit (left) seen from afar (SW-directed photo; UTM23L: 752364 m E / 8335595 m S). C) Texturally mature large meta-sandstone outcrop of the middle unit showing large scale cross-bedding (UTM23L: 752539 m E / 8335239 m S). D) Texturally mature meta-sandstone outcrop of the middle unit (UTM23L: 748869 m E / 8336946 m S).

1. DISCUSSIONS

Over the past two centuries, the Espinhaço Range has been aim of constant scientific research mainly due to its economic resources and geological diversity. Although the intense investigations, the surveys did not happen homogeneously across the entire range. The Central Espinhaço Range is by far the less studied sector of the Espinhaço Range and lacks detailed geologic mapping and analytical data. In the past 40 years much more information has become available on the Espinhaço Range mapping and geochronology. Many studies have found 1.75-1.70 Ga rocks interpreted as the opening of the Statherian rift system throughout the range, but none of them in the North of the Central Espinhaço Range until recent days (**Board 1**).

Board 1 – Compilation of the radiometric ages obtained for the magmatic rocks related to the Statherian Rifting of the Espinhaço Basin.

Region		Unit	Rock	Age	Method	Reference
Southern Espinhaço	Guinda/MG	Base of the Espinhaço Sg.	K-rich alkaline sill (hematite–phyllite)	1703 ± 12 Ma	U-Pb - SHRIMP	Chemale Jr. et al. 2012
	Diamantina/MG		Hematite–phyllite	1710 ± 12 Ma	Pb-Pb - Pb-Evaporation	Dossin et al. 1995
	Serro/MG		Acid metavolcanic rocks	1715 ± 2 Ma	U-Pb	Machado et al. 1989
	Conceição do Mato Dentro/MG		Metarhyolite	1770 Ma	U-Pb	Brito Neves et al. 1979
	Between Guanhães/MG and Itabira/MG	Borrachudos Suite	Alkali-rich granites	1729 ± 12 Ma	Pb-Pb - Pb-Evaporation	Dossin et al. 1993
	Conceição do Mato Dentro/MG		Gnaissic granite - Açucena Pluton	1740 ± 8 Ma	Pb-Pb - SHRIMP	Silva et al. 2002
	Between Dorés de Guanhães/MG and Guanhães/MG		Granite - Morro do Urubu	1770 ± 30 Ma	U-Pb	Fernandes 2001
Central Espinhaço Range	Border between Minas Gerais and Bahia states	Base of the Espinhaço Sg.	Basic sill	1730 ± 8 Ma	U-Pb - La-ICPMS	Moreira et al. 2017
			Acid volcanogenic rock	1758 ± 4 Ma	U-Pb - La-ICPMS	Costa et al. 2017
			Acid metavolcanic rock	1766 ± 4 Ma	U-Pb - La-ICPMS	This Work
Chapada Diamantina	Between Igarorã/BA and Tanque Novo/BA	Sg. Oliveira dos Brejinhos Sg. - São Simão Fm.	Rhyolite to rhyodacite	1731 ± 5 Ma	Pb/Pb - SHRIMP	Danderfer et al. 2009
	Between Capão/BA e Carrapicho/BA	Espinhaço Sg. Base - Ouricuri do Ouro Fm.	Acid Metavolcanic rock	1748 ± 1 Ma	U-Pb	Babinski et al. 1999
	Água Quente/BA	Base of the Espinhaço Sg. - Rio dos Remédios Fm.	Acid Metavolcanic rock	1748 ± 4 Ma	U-Pb	Babinski et al. 1994
	Between Paramirim/BA and Água Quente/BA		Metarhyolite	1752 ± 4 Ma	U-Pb	Schobbenhaus et al. 1994

Northern Espinhaço	Botuporã/BA	Botuporã Supersynthem - Algodão Synthem	Algodão Volcanic rock	1775 ± 3 Ma	U-Pb - La-ICPMS	Danderfer et al. 2015
		Botuporã Supersynthem - Sapiranga Synthem	Sapiranga Volcanic rock	1740 ± 10 Ma	U-Pb - La-ICPMS	
Paramirim Valley	Lagoa Real/BA	Lagoa Real Complex	Granite - São Timóteo Granite	1710 ± 100 Ma	Pb-Pb	Cordani et al. 1992
				1724 ± 5 Ma	U-Pb	Turpin et al. 1988
				1746 ± 5 Ma	U-Pb	Pimentel et al. 1994

The acid metavolcanic rock positioned on the top of the Lower Unit produced a U-Pb Concordia age of 1765.6 ± 4.3 Ma (**Figure 9B**), which is interpreted as the age of crystallization of that rock. The U-Pb system isotopic ratios were undertaken at the zircons generally showing prismatic habit with high axis ratio (length-to-width) and only one pyramidal termination. The zircons do not present clear oscillatory zoning, although some traces of this zoning still can be recognized. The prismatic habit with high axis ratio and the absence of oscillatory zoning in the most part of the zircons is probably related to the rapid cooling of the magma (Hoskin and Schaltegger 2003; Corfu et al. 2003).

The acid metavolcanite of the Lower Unit was subjected to high-deformation process and mineralogical transformation due to metamorphism. Therefore, a mineralogical modal classification was not possible. Instead, a chemical classification was more suitable to this rock. In the TAS diagram (Le Bas et al. 1986), the sample M085 was classified as dacite, while at the Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram (Winchester and Floyd 1977), the sample plotted in the rhyodacite/dacite field. These classifications confirm the acid nature of the rock and exclude the possibility of intense chemical changes due to metasomatism or weathering. That sample presents chemical characteristics for acid volcanic rocks generated in a continental rift environment. It is evidenced by the similarity of the geochemical signatures of the rare earth elements and trace elements of the sample with those of the average composition of acid magmatic rocks (plutonic and volcanic) related to the basal units of the Espinhaço Supergroup (**Figures 7A and 7B**).

The Lower Unit represents a record of the Statherian rift opening in the region, with meta-conglomerates and fluvial meta-arenites especially at the basal portion of the unit, composing the proximal facies in alluvial fan environment at the vicinity of fault cliffs. Large scale cross-bedding bearing meta-arenites are laterally associated to the proximal facies rocks of the unit representing an eolian sedimentation. This eolian meta-arenites became more frequent to the top of the Lower Unit. Acid metavolcanites limits the top of the Lower Unit. In other words, the Lower Unit rocks were certainly sedimented before 1766 ± 4 Ma.

Costa et al. (in press) interpret the Lower Unit in a similar way, although with a distinct denomination (Terra Vermelha Group; see the comparison between the map proposed in the present work and the map proposed by Costa et al. in press in the **Figure 12**). However, the authors identify meta-ruditic and meta-arenitic rocks at the vicinity of the Córrego Tingui Complex and insert those rocks into the Cavoada do Buraco Formation, interpreting the unit as the base of the Terra Vermelha Group. Nonetheless, both geochronological data and geologic map of these authors contradict the stratigraphic interpretation of these meta-rudites.

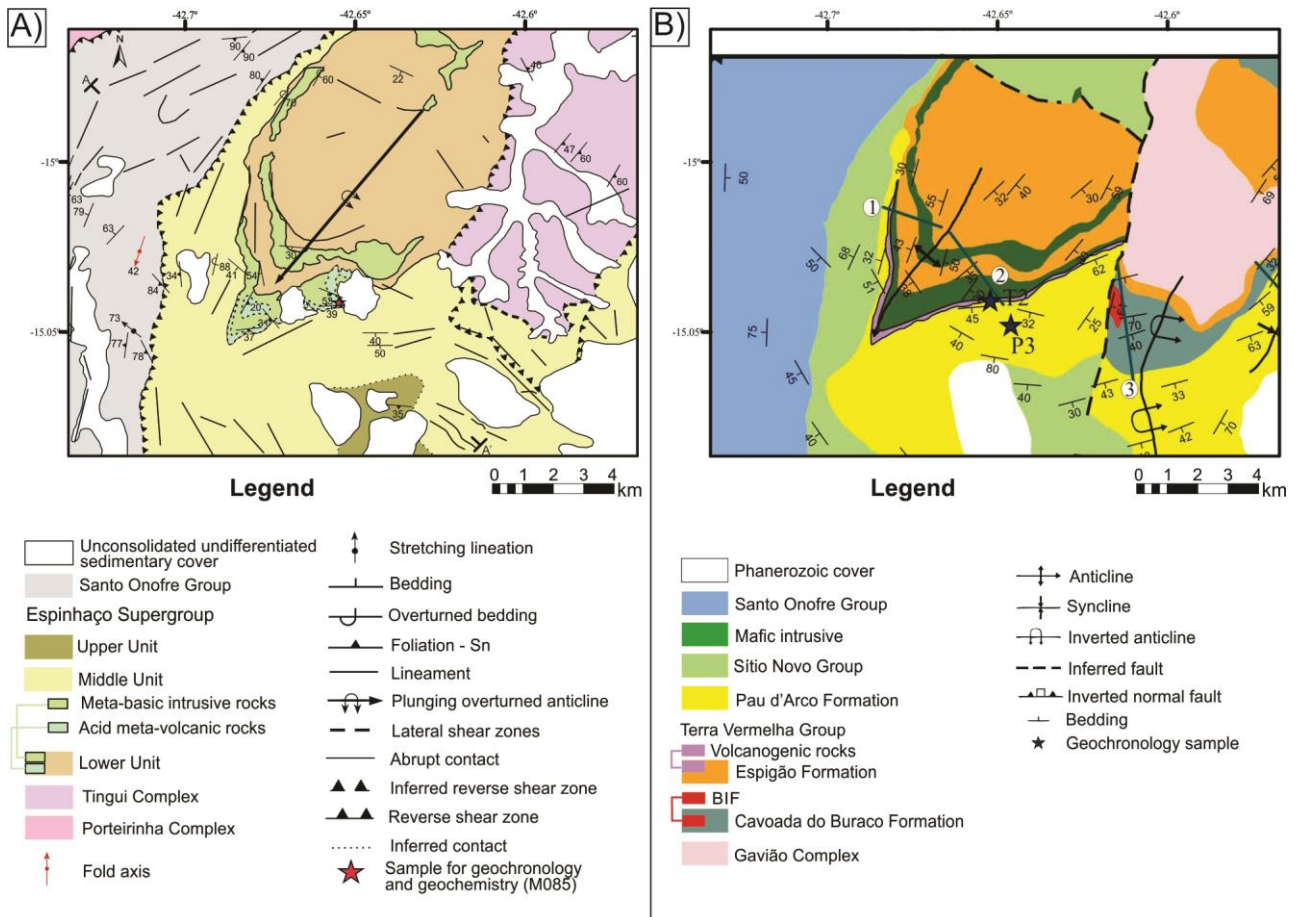


Figure 6 - Comparison between the geologic map proposed in this work (A) and the geologic map proposed by Costa et al. (in press; B).

The U-Pb isotopic data undertaken by Costa et al. (in press) on detrital zircons of the Cavoada do Buraco Formation constrains the maximum depositional age of the unit to 1710 ± 21 (4 zircons). In other words, the dated unit cannot be older than this age. Hence, it is impossible to position the dated unit at the base of the so-called Terra Vermelha Group, which is correlated to the Lower Unit mapped in this work (**Figure 12**), since the Lower Unit is limited on the top by an acid volcanic flow dated in the present study at 1766 ± 4 Ma and also by Costa et al. (in press) at 1758 ± 4 Ma. Besides, in the geologic mapping presented by Costa et al. (in press) the Cavoada do Buraco Formation lithotypes (Terra Vermelha Group base) is positioned under and in direct contact with the eolian lithotypes of the Pau d'Arco Formation (correlated to the Middle Unit mapped in the present study), where Costa et al. (in press) have found a 1675 ± 22 detrital zircon. Therefore, it is more likely that the rocks considered by Costa et al. (in press) as Cavoada do Buraco Formation

represent a succession of rocks associated to alluvial fan sedimentation sandwiched between what the authors consider as Terra Vermelha Group and the Pau d'Arco Formation (**Figure 12**).

For this reason, these alluvial fan typical facies are understood in this work as local channelized debris flow transitioning to sheet flows and shallow braided stream facies, as suggested by Stanistreet and McCarthy (1993) model, of the Middle Unit (predominantly eolian environment). These facies are probably related to the proximity of fault cliffs activated during tectonic pulses before the quiescence tectonic period where the majority of the Middle Unit was deposited.

2. CONCLUSIONS

This paper has investigated a relatively small area in Central Espinhaço Range through geologic mapping. As consequence of this mapping, stratigraphic and structural relationship between the characterized units of the Espinhaço Supergroup were given together with analytical data support. The results of this investigation show that Lower Unit could be interpreted mainly as proximal facies of alluvial fan environment laterally associated with less important eolian environment, limited at the top by an acid volcanism. Later, these rocks were intruded by mafic dykes and sills. In addition, geochronologic data undertaken on sin-sedimentary metavolcanic acid rocks on the top of the Lower Unit constraints its deposition at the Statherian period. The Middle Unit could be interpreted mostly as eolian environment deposition locally associated with channelized debris flow and shallow braided stream facies. The current findings add to a growing body of literature on the geologic records of the Central Espinhaço Range. These sedimentologic/volcanic evidences support, at least locally, a model of intracontinental sedimentation for the Espinhaço Supergroup basal portion in an extensional geotectonic environment.

3. ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to the Brazilian research and development agencies (NGU-CPMTC, FUNDEP and CODEMIG) for financial support.

4. BIBLIOGRAPHIC REFERENCES

Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (eds.), O Cráton do São Francisco. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, p. 45–62.

Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**:43-63.

Almeida-Abreu P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço: O rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, **3**:1-18

Babinski M., Brito-Neves B.B., Machado N., Noce C.M., Uhlein A., Van Schmus W.R. 1994. Problemas da Metodologia U-Pb com Zircões de Vulcânicas Continentais: Caso do Grupo Rio dos Remédios, Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, *Anais*, v. 2, p. 409-410.

Babinski M., Pedreira A.J., Brito Neves B.B., van Schmus W.R. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: 7º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Sociedade Brasileira de Geologia. Lençóis, *Anais*, v. 2, p. 118-120.

Barbosa, J.S.F. and Domingues, J.M.L. 1996. *Texto Explicativo para o mapa Geológico do Estado da Bahia ao Milionésimo*. Salvador, SICM/SGM, 440 p.

Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F., Dominguez J.M.L, Teixeira Netto A.S. Evolução tectônica e metalogenética. In: BARBOSA J.S.F (Ed.). *Geologia da Bahia, pesquisa e atualização*. Salvador, CBPM, v.2, p. 517-565.

Barrat J.A., Zanda B., Moynier F., Bollinger C., Liorzou C., Bayon G. 2012. Geochemistry of CI chondrites: Major and trace elements, and Cu and Zn Isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **83**:79-92.

Branner J.C. 1910. The Tombador Escarpment in the state of Bahia, Brazil. *American Journal of Science*, **30**:335-342.

Brito Neves B. B. 1967. *Geologia das folhas de Ipamerim e Morro do chapéu, BA, Relatório 17*. Recife, CONESP, Departamento Técnico, 53 p.

Brito-Neves B.B., Kawashita K., Cordani U.G., Delhal J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**:71-85.

Chemale Junior F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Santos M.N. 2012. Unravelling Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**:200-206.

Cordani U.G., Iyer S.S., Taylor P.N., Kawashita K., Sato K., McReath I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5–1.0 Ga). *Journal of South American Earth Sciences*, **5**:33–46.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of Zircon Textures. In: Hanchar J.M., Hoskin W.O. (eds.). *Zircon: Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53, Washington, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, p. 469-500.

Costa A.F.O., Danderfer A., Bersan S.M. (in press). Record of a Statherian rift-sag basin in the Central Espinhaço Range: Facies characterization and geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*.

Costa A.F.O., Danderfer A., Lana C. 2014. O registro do vulcanismo Calimiano no Espinhaço Central (MG): caracterização petrofaciológica, geoquímica e geocronológica. *Revista Geociências*, **33**:119-135.

Cruz S.C.P., Barbosa A.C., Barbosa J.S.F., Jesus S.D.S.G.P.D., Medeiros É.L.M., Figueiredo B.S., Souza J.S. 2014. *Folha Espinosa-SD. 23-ZBV: carta geológica-escala 1: 100.000*.

Danderfer, A. and Dardenne, M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da bacia Espinhaço na porção centro-norte do cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:449-460.

Danderfer A., Waele B., Pedreira A.J., Nalini H. A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton Brazil. *Precambrian Research*, **170**:116-128.

Danderfer A., Lana C.C., Nalini Júnior H.A., Costa A.F.O. 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research*, **28**:668-688.

Derby O. A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*, **14**:374-401.

Dominguez J.M.L. 1996. As coberturas plataformais do Proterozóico Médio e Superior. In: Barbosa, J.F.S. and Dominguez, J.M.L. (eds.). *Geologia da Bahia*. Salvador, SGRM-UFBA-FAPEX, p. 103-125.

Dossin I.A. 1983. *Geologia, gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais*. MS Dissertation, UnB, Brasília, 127 pp.

Dossin, I.A. and Dardenne, M.A. 1984. Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, Anais, v. 7, p. 3104-3117.

Dossin I.A., Dossin T.M., Charvet, J., Cocherie A., Rossi P. 1993. Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: SBG, Simpósio do Cráton do São Francisco. Salvador, Anais, v.1 p. 39-42.

Drumond J.B., Raposo F.O., Sperling E. von. 1980. *Projeto Porteirinha - Monte Azul (1:50.000). Relatório Final*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, v.1, 559 p.

Dussin I.A. and Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3:19-26.

Dussin T.M., Dussin I.A., Rossi P. & Charvet J. 1995. Idade do Supergrupo Espinhaço: determinação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pelo método de evaporação do Pb sobre monozircões de metavulcanitos sinsedimentares. In: 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte, Anais, v. 1, p. 11-13.

Dussin T.M., Rossi P., Dussin I.A., Charvet J. 1994. The Borrachudos Suite, Mesoproterozoic A-type granitic magmatism in the southeastern São Francisco craton (SE Brazil). In: Annexe III, Evolution structurale de la region del'Espinhaço Meridional, bordure sud-est du Craton São Francisco, Brésil. PhD Thesis, Univ. d'Orléans, p. 1-35.

Fernandes M.L.S. 2001. *O Granito Borrachudos entre Dores de Guanhanês e Guanhanês: gênese e evolução*. PhD Thesis. Departamento de Geologia, UFRJ, Rio de Janeiro, 172 p.

Fernandes M.L.S, Marciano V.R.P.R.O., Oliveira R.C. de, Correia-Neves J.M, Diláscio M.V. 1994. Granitos Borrachudos: um exemplo de granitogênese anorogênica na porção central do Estado de Minas Gerais. *Geonomos*, 2:23-29.

Fernandes P., Montes M.L., Bras G., Montes A., Silva L., Oliveira F., Ghignone, J.I., Siga Júnior, O., Castro, H., 1982. *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha Brasília (SD.23), v. 29. Brasília, MME, p. 25-204.

Fontes C.D., Netto C.C., Costa M.R.A., Baltazar O.F., Silva S.L. 1978. Projeto Jequitinhonha (relatório final). Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 243 p.

Garcia A.J.V. & Uhlein A. 1987. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: Simpósio de Sistemas Depositionais do Pré-Cambriano. Ouro Preto, *Anais*, p. 113-135.

Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares Filho B.S. (coords. and eds.). 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG, 1997.

Grossi-Sad J.H., Roque N.C., Knauer L.G., Noce C.M., Fonseca E. 1997. Geologia da Folha Carbonita. In: Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (coords. and eds.). Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG, p. 1251-1371.

Guimarães, F S. and Pereira, D.F.L.C. 2014. Mapeamento Geológico em Escala 1:50.000 da Folha Vargem Grande do Rio Pardo - MG. Undergraduate Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 72 p.

Guimarães J.T., Martins A.A.M., Andrade Filho E.L., Loureiro H.S.C., Arcanjo J.B.A., Abram M.B., Silva M.G., Bento R.V. 2008. *Projeto Ibitiara-Rio de Contas -Série Arquivos Abertos*. Salvador, CPRM-Bahia, v. 31, 64 p.

Hagedorn M.G. 2004. *Contexto geotectônico da Serra do Espinhaço e domínios adjacentes a leste (Minas Gerais) com ênfase em aspectos geoquímicos e geocronológicos*. PhD thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 215 p.

Herrgesell G. 1984. *Das Präkambrium am Ostrand der Nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien)*. PhD Thesis. Geology Institute, Albert-Ludwigs University, Freiburg, 247 p.

Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, Urs. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**:27-62.

Inda, H.A.V. and Barbosa, J.F. 1978. *Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, Escala 1:1.000.000*. Salvador, CPM-SME BA/CBPM, 137p.

Inda H.A.V., Schorscher H.D., Dardenne M.A., Schobbenhaus C., Haralyi N.L.E., Azevedo Branco P.C., Ramalho R., 1984. O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramento Araçuaí. In:

Schobbenhaus, C., Campos, C.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Eds.), *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, p. 194-284.

Irvine, T.N and Baragar, W.R.A. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47-69.

Jardim de Sá E.F. 1981. A Chapada Diamantina e a faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intraplaca no Proterozoico Médio do Cráton do São Francisco. In: Inda H.A.V., Marinho M.M., Duarte, F.R. (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, CPRM BA*, 4, Salvador, p. 111-120.

Knauer L.G. 1990. *Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, 298 p.

Knauer L.G. 1999. *Serra do Espinhaço Meridional: Considerações sobre a estratigrafia e a análise da deformação das unidades proterozoicas*. PhD Thesis, UNESP, Rio Claro, 244 p.

Knauer L.G., Lopes-Silva L., Souza F.B., Silva L.R., Carmo R.C., 2007. *Nota explicativa da Folha Monte Azul, SD.23-Z-D-II, escala 1:100.000*. Belo Horizonte, CPRM-PRONAGEO, 72 p.

Knauer L.G., Pereira D.F.L. e C., Guimaraes F., Fantinel L.M., Costa R.D. 2015b. *Geologia da Folha Mortugaba SD.23-Z-D-III, escala 1:100.000*. Belo Horizonte, CODEMIG, 65 p.

Knauer L.G., Romano A.W., Pereira D.F.L e C., Chipiakoff D., Bylaardt H.F., Mendes T.A.A. 2015a. *Geologia da Folha Espinosa SD.23-Z-B-V*. Belo Horizonte, CODEMIG, 52 p.

Leal, A. de S. & Brito Neves, B.B. 1968. Elementos da estratigrafia do médio São Francisco. In: SBG, 4º Simpósio de Geologia do Nordeste. Recife, *Resumo das Comunicações...* Recife, p. 17-19.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**:745-750.

Ludwig K.R. 2012. *User's Manual for Isoplot 3.75-4.15: A Geochronological Toolkit Microsoft Excel*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Special Publication, n. 5, 75 p.

Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A, 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SBG-MG, 5º Simpósio de Geologia, Belo Horizonte, *Anais*, p. 171-174.

Martins M.S. 2006. *Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG)*. PhD Thesis. Universidade Federal Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, 248 p.

Martins M.S., Karfunkel J., Noce C.M., Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Sial A.N., Lyu, D. 2008. A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte. Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:768–779.

Martins-Neto M.A. 1993. *The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil*. PhD Thesis. Selbstverlag des Geologischen Instituts, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, 155p.

Mascarenhas J.F., Pedreira A.J. de C.L., Gil C.A.A., Neves J.P. das, Oliveira J.E. de, Silva Filho M.M., Marinho M.M. 1979. *Geologia da região centro-oriental da Bahia - Projetos Bahia II-Sul da Bahia, Relatório Integrado*. Brasília, DNPM-CPRM, 128 p.

Mascarenhas J.F. 1990. *Uma Síntese Sobre a Geologia da Bahia*. Salvador SME/SGRM, 96 p.

Moraes, L.J. 1937. *Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM/Serviço de Fomento da Produção Mineral, Boletim 19, 191 p.

Moreira H.F. 2017. *Caracterização petrológica, geoquímica e geocronológica de corpos intrusivos máficos da porção central da Serra do Espinhaço*. MS Dissertation, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 148 p.

Moutinho da Costa, L.A., Silva, W.G., 1980. *Projeto Santo Onofre, mapeamento geológico, Volume 1 (Relatório Final)*. Rio de Janeiro, Triservice, DNPM/CPRM, 374 p.

Moutinho da Costa L.A.M., Baptista M.B., Silva W.G., Portela A.C.P., Mosmann R., Johannes H.S., Marchetto C.M.L., Santos E.L., Meneguesso G. 1976. *Projeto LETOS (Leste do Tocantins / Oeste do Rio São Francisco). Relatório Final Integrado*. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC S.A., 270 p.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Alkmim F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15**:17-23.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R.L.B.P., Leonardos, O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the late Proterozoic Arauaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **6**:33-47.

Pimentel M.M., Machado N., Lobato L.M. 1994. Geocronologia U-Pb de rochas graníticas e gnáissicas da região de Lagoa Real, Bahia, e implicações para a idade da mineralização de urânio. In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Balneário Camboriú, Anais, v. 2, p. 389-390.

Quéméneur, J.J.G and Noce, C.M. 2000. Geochemistry and petrology of felsic and mafic suites related to the Paleoproterozoic Transamazonian orogeny in Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:87-90.

Renger F. 1979. Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SBG/MG - 1º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina, *Boletim nº1*, p. 9-27.

Renger, F.E. and Knauer, L.G. 1995. Espinhaço - Quo vadis? (Onde está? - Aonde vai?) - A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. *Geonomos*, **3**:31-39.

Rosa M.L.S., Conceição H., Oberli F., Meier M., Martin H., Macambira M.B., Santos E.B., Paim M.M., Leahy G.A.S., Bastos Leal L.R. 2000. Geochronology (U- Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batholith, southwest Bahia state (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:62-65.

Santos J.M.A. *Geologia, petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas ácidas da Estrada Real, Rio de Contas (BA)*. MS Dissertation, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 44 p.

Schobbenhaus C. 1972a. *Relatório geral sobre a geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço-Bahia central*. Recife, SUDENE, 112 p. (Série Geologia Regional 19).

Schobbenhaus C. 1972b. *Geologia da Serra do Espinhaço entre Porteirinha e Monte Azul, norte de Minas Gerais: relatório interno*. Recife, SUDENE, 21 p.

Schobbenhaus C. 1972c. *Estudo geoeconômico preliminar do depósito de Ferro do Rio Peixe Bravo, norte de Minas Gerais*. Recife, CPRM, 27 p.

Schobbenhaus C. 1993. *O Proterozoico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão*. PhD Thesis. Freiburg University, Freiburg, 166 p.

Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**:265-276.

Schobbenhaus C., Hoppe A., Baumann A., Lork A. 1994. Idade U-Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Boletim de Resumos Expandidos, p. 397-398.

Schobbenhaus, C. and Kaul, P.F.T. 1971. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. *Mineração e Metalurgia*, **53**:116-120.

Schöll W.U. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. SBG/MG, 1º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, *Boletim n° 1*, p. 55-73.

Siga-JR. O., Cordani U.G., Basei M.A.S., Teixeira W., Kawashita K., Van Schmus W.R. 1987. Contribuição ao estudo geológico e geocronológico da porção nordeste de Minas Gerais. SBG - Núcleo MG, 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte, *Boletim n° 7*, p. 29-44.

Silva L.C. Armstrong R., Noce C.M., Carneiro, M.A. Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A. da, Paes V.J. de Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton do São Francisco Meridional. *Revista Brasileira Geociências*, **32**:513-528.

Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Armstrong R., Pinto C.P., Magalhães J.T.R., Pinheiro, M.A.P., Santos, G.G. 2016. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **68**:50-67.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. 2008. Plešovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**:1-35.

Stanistreet, I.G. and McCarthy, T.S. (1993). The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, **85**:115-133.

Sun, S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geology Society, London, Special Publications*, **42**:313-345.

Turpin L., Maruejol P., Cuney M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**:139-147.

Uhlein A. 1991. *Transição Cráton-Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. PhD Thesis. Universidade de São Paulo, São Paulo, 259 p.

Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.). *Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues (Short Course)*. *Mineralogical Association of Canada*, 29, Ottawa, p. 239-243.

Viveiros J.F.M., Sá E.L., Vilela O.V., Santos O.M., Moreira J.M.P., Holder-Neto F., Vieira V.S. 1978. Geologia dos Vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. In: SBG, 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Anais*, v. 1, p. 243-254.

Wetherill G.W. 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **9**:290-292.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343. Table 2 - Analytical data of zircons of M085 sample.

APPENDIX A

Table A.1 - Results of the lithochemical analysis of the M085 sample and the composition of the geochemical patterns used in the present paper.

Method	Element	Unit	Sample	Pattern		
			M085	Average composition of acid magmatic rocks related to the basal units of the Espinhaço Supergroup	CI-chondrite (Barrat et al. 2012)	Primordial Mantle (Sun & Mc Donough 1989)
ICP-AES	SiO ₂	%	68.49	73.61	22.51	-
ICP-AES	TiO ₂	%	0.62	0.40	0.07	0.22
ICP-AES	Al ₂ O ₃	%	12.21	12.12	1.49	-
ICP-AES	Fe ₂ O ₃ ^T	%	6.26	3.39	27.91	-
ICP-AES	MnO	%	0.03	0.07	0.25	-
ICP-AES	MgO	%	1.85	0.43	15.62	-
ICP-AES	CaO	%	0.08	0.76	1.75	-
ICP-AES	Na ₂ O	%	0.08	2.80	0.65	-
ICP-AES	K ₂ O	%	6.06	4.20	0.07	1.05
ICP-AES	P ₂ O ₅	%	0.09	0.08	0.23	0.02
PHY01E	LOI	%	2.33	1.17	-	-
-	Total	%	98.10	99.21	-	-
ICP-AES	Ba	ppm	866	403.92	2.46	6.99
ICP-MS	Co	ppm	6.6	3.55	519.00	-
ICP-AES	Cr	ppm	-	40.32	2627.00	-
ICP-MS	Cs	ppm	1.36	2.05	0.19	0.03
ICP-MS	Cu	ppm	-	10.48	127.00	-
ICP-MS	Ga	ppm	18.1	25.80	9.48	-
ICP-MS	Hf	ppm	14.91	12.95	0.11	0.31
ICP-MS	La	ppm	162.9	141.93	0.24	0.69
ICP-MS	Ce	ppm	382.3	211.65	0.60	1.78
ICP-MS	Pr	ppm	34.53	20.78	0.09	0.28
ICP-MS	Nd	ppm	125.3	106.36	0.46	1.35
ICP-MS	Sm	ppm	22.7	21.15	0.15	0.44
ICP-MS	Eu	ppm	3.65	1.86	0.06	0.17
ICP-MS	Gd	ppm	19.74	22.62	0.21	0.60
ICP-MS	Tb	ppm	2.86	1.80	0.04	0.11
ICP-MS	Dy	ppm	16.45	27.71	0.25	0.74
ICP-MS	Ho	ppm	2.97	2.91	0.06	0.16
ICP-MS	Er	ppm	8.09	17.54	0.17	0.48
ICP-MS	Tm	ppm	1.12	0.92	0.03	0.07
ICP-MS	Yb	ppm	7	15.74	0.17	0.49
ICP-MS	Lu	ppm	0.98	2.28	0.02	0.07
ICP-MS	Y	ppm	75.17	261.99	1.56	4.55
ICP-MS	Nb	ppm	36.34	61.82	0.29	0.71
ICP-MS	Ni	ppm	13	25.70	11300.00	-
ICP-MS	Rb	ppm	125	206.68	2.33	0.64
ICP-MS	Sn	ppm	-	4.01	-	0.17
ICP-AES	Sr	ppm	18	84.97	7.73	21.10
ICP-MS	Ta	ppm	1.2	4.23	0.01	0.04
ICP-MS	Th	ppm	17.2	36.69	0.03	0.09
ICP-MS	Tl	ppm	-	1.10	-	0.01
ICP-MS	U	ppm	2.28	6.58	0.01	0.02
ICP-AES	V	ppm	9	49.34	52.40	-
ICP-MS	W	ppm	13.7	15.67	0.11	0.02
ICP-AES	Zn	ppm	38	115.55	303.00	-
ICP-AES	Zr	ppm	551	518.24	3.52	11.20
-	Eu/Eu*	Const.	0.51	0.26	-	-
-	L _{Nc} /Yb _{Nc}	Const.	16.64	6.45	-	-
-	∑REE	Const.	790.59	595.2448917	-	-

**3- ARTIGO 2 - A FORMAÇÃO RIO PEIXE BRAVO NA REGIÃO NOROESTE DO
ORÓGENO ARAÇUAÍ**

A FORMAÇÃO RIO PEIXE BRAVO NA REGIÃO NOROESTE DO ORÓGENO

ARAÇUAÍ

Diego Ferreira Lima e Corrêa PEREIRA¹, Frederico Sousa GUIMARÃES², Luiz Guilherme KNAUER³

(1) Departamento de Geologia – Programa de Pós Graduação em Geologia Regional – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (IGC-UFMG). Av. Antônio Carlos, 6627, Belo Horizonte – MG, CEP 31270-901. Endereço eletrônico: diegocorrea.geol@gmail.com.

(2) Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear (CDTN/CNEN) – Campus da UFMG. Av. Antônio Carlos, 6627, Belo Horizonte – MG, CEP 31270-901. Endereço eletrônico: fredsg.guimaraes@gmail.com.

(3) Departamento de Geologia – Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFMG). Av. Antônio Carlos, 6627, Belo Horizonte – MG, CEP 31270-901. Endereço eletrônico: gknauer@gmail.com

Introdução

Contexto Geológico Regional

Materiais e Métodos

Resultados

Estratigrafia e Petrografia

Litoquímica

Geocronologia

Discussão

Conclusões

Agradecimentos

Referências Bibliográficas

RESUMO – Este artigo trata da Formação Rio Peixe Bravo na porção noroeste do Orógeno Araçuaí, na parte oeste do domínio da Saliência do Rio Pardo. Essa formação foi dividida em duas unidades em contato gradacional: a Unidade Meta-arenítica, que consiste em uma espessa

sedimentação de meta-arenitos variados (principalmente), depositados em ambiente costeiro, e a Unidade Metapelítica, que é representada por mica xistos, estaurolita-granada-mica xistos, cianita-mica xistos, grafita filitos e, subordinadamente, arenitos micáceos, para a qual foi interpretada uma sedimentação em ambiente marinho plataformar. O caráter geral dessa sequência é transgressivo retrogradacional. A geocronologia pelo método U-Pb em zircões detríticos forneceu uma idade máxima de sedimentação de aproximadamente 1,8 Ga, mas os dados de campo evidenciam sua íntima relação com o Grupo Macaúbas na região.

Palavras-chave: Formação Rio Peixe Bravo, Orógeno Araçuaí, Saliência do Rio Pardo

ABSTRACT – This paper deals with the Rio Peixe Bravo Formation in the northwestern portion of the Araçuaí Orogen, in the western part of the Rio Pardo Salient. That formation was divided into two units in gradational contact: the Meta-arenitic Unit, which consists of a thick sedimentation of varied meta-sandstones (mainly) deposited in a coastal environment, and the Metapelitic Unit, which is represented by mica schists, staurolite-garnet-mica schists, kyanite-mica schists, graphite phyllites and, subordinately, micaceous sandstones, for which a sedimentation in a marine platform environment was interpreted. The general character of this sequence is transgressive retrogradational. The geochronology by the U-Pb method in detrital zircons provided a maximum sedimentation age of about 1.8 Ga, but the field data show its intimate relationship with the Macaúbas Group in the region.

Keywords: Rio Peixe Bravo Formation, Araçuaí Orogen, Rio Pardo Salient

INTRODUÇÃO

A área trabalhada, na fronteira entre Minas Gerais e Bahia (**Figura 1**), insere-se na chamada Faixa Araçuaí (Almeida, 1977, redefinida por Trompette, 1994, segundo Pedrosa-Soares et al., 2007), que representa a porção marginal do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental no Brasil (**Figura 1**). Nessa região identifica-se uma zona de inflexão das estruturas regionais, a Saliência do Rio

Pardo (Figura 1), zona de interferência do Orógeno Araçuaí com o Aulacógeno Paramirim (Cruz & Alkmim, 2006). Nessa área, terrenos granito-greenstone arqueanos e domos TTG do Cráton do São Francisco compõem o embasamento, de idade arqueana a paleoproterozoica, enquanto as rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas, as supracrustais proterozoicas.



Figura 1 – Representação do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental e do encaixe entre os continentes Sul-Americano e Africano. A área de pesquisa destacada em vermelho. Retirado e modificado de Alkmim et al. (2006).

A Formação Rio Peixe Bravo foi definida por Viveiros et al. (1978) como uma sequência de meta-arenitos intercalados a metapelitos, com filitos grafitosos subordinados, sendo interpretada como sedimentação marinha plataformar por Roque et al. (1997) e como fluvial do início do estágio rifte da Bacia Macaúbas por Pedrosa-Soares et al. (2008; 2011).

Alguns trabalhos anteriores interpretam pelo menos parte destas rochas como constituintes de outras unidades que não o Grupo Macaúbas: Almeida et al. (1978) e Lima et al. (1981) as situam na base do Supergrupo Espinhaço, enquanto Wosniak et al. (2013) atribuem-lhe uma idade sideriana. Recentemente, Pinheiro et al. (2014) mapeiam estas rochas em seu Grupo Santo Onofre.

Neste trabalho são apresentados os resultados de estudos sedimentológicos e petrográficos destas rochas, complementados por análises geoquímicas e determinações de idades U-Pb de zircões detríticos.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Os terrenos arqueanos a paleoproterozoicos que compõem o Cráton do São Francisco afloram nos estados de Minas Gerais e da Bahia e são formados por de associações do tipo granito-greenstone e rochas supracrustais (Barbosa & Sabaté, 2004). Esse cráton se consolidou durante o evento tectono-metamórfico de idade Riaciana (2,2 - 2,0 Ga; Almeida, 1977) e se comportou como um núcleo continental estável durante o evento de colagem de idade Brasiliana (Brito Neves et al., 1999; Alkmim, 2004).

O Supergrupo Espinhaço é composto por unidades continentais e marinhas, predominantemente metassedimentares, que ocorrem em uma faixa com orientação N-S de mais de 1000 km de extensão, ocupando os estados da Bahia e de Minas Gerais (Schobbenhaus, 1996). A abertura da Bacia Espinhaço teve início há aproximadamente 1,8 Ga (Brito Neves et al., 1979; Machado et al., 1989; Knauer, 2007; Danderfer et al., 2009), a partir de riftes no paleocontinente São Francisco-Congo, após o colapso dos orógenos riacianos, e evoluiu durante o Mesoproterozoico (Babinski et al., 1993; Babinski et al., 1999; Danderfer & Dardenne, 2002; Danderfer et al., 2009).

A distribuição do Grupo Macaúbas, definido com o *status* de formação por Moraes (1929, segundo Knauer, 1999) para designar uma sequência de filitos, filitos conglomeráticos e quartzitos, mostra, segundo Noce et al. (1997) a existência de três setores característicos. Adaptando essa divisão à estratigrafia atualmente adotada (e.g. Pedrosa-Soares et al., 2007; 2011) e considerando que as unidades podem se relacionar vertical e lateralmente, os setores podem ser descritos como: Setor Ocidental, localizado a oeste do Bloco Porteirinha, em que ocorrem as formações Duas Barras e Serra do Catuni; Setor Oriental, a leste do Bloco Porteirinha, que se caracteriza pela presença das formações Rio Peixe Bravo, Nova Aurora, Chapada Acauã e Ribeirão da Folha; e Setor Meridional,

no domínio do Espinhaço Meridional, o qual é representado pelas formações Matão, Duas Barras, Serra do Catuni e Chapada Acauã. Na área de pesquisa, que se localiza no Setor Oriental do grupo macaúbas, afloram as formações Rio Peixe Bravo, Nova Aurora e Chapada Acauã.

Interpreta-se que as sequências sedimentares do Grupo Macaúbas foram depositadas em uma bacia sedimentar restrita do Oceano Adamastor, confinada a leste, oeste e norte pelo paleocontinente São Francisco-Congo (Pedrosa-Soares et al., 2007). Seu desenvolvimento tem relação com um rifteamento continental que teve início entre 1000 e 900 Ma aproximadamente (Machado et al., 1989; Schobbenhaus, 1996; Silva et al., 2008), que evoluiu para um grande golfo, com assoalho parcialmente formado por crosta oceânica (660 Ma; Pedrosa-Soares et al., 2001; 2003; 2007; Queiroga et al., 2007).

Alkmim et al. (2003) propuseram um modelo no qual o fechamento da Bacia Macaúbas efetuou-se por rotações horária e anti-horária, respectivamente, do paleocontinente do Congo e da península São Francisco durante do Evento Brasileiro. Esse evento orogênico pode ser dividido em quatro estágios (Pedrosa-Soares et al., 2001; 2007; 2008; Silva et al., 2005): o estágio acrescionário ou pré-colisional (630-585 Ma); o estágio sin-colisional (585-560 Ma), que se trata da fase principal de deformação e de metamorfismo regional da orogenia brasileira; o estágio tardi-colisional (560 – 530 Ma) e o estágio pós-colisional (530-490 Ma), que se caracteriza pelo predomínio de forças extensionais relacionadas ao colapso do orógeno. Cruz & Alkmim (2006) sugerem que na região da Saliência do Rio Pardo houve propagação da frente orogênica para o norte nos estágios iniciais de fechamento da bacia, o que induziu a inversão na parte sul do Aulacógeno Paramirim. Em seguida, em uma nova etapa, é iniciado o encurtamento de direção WSW-ENE que afetou a totalidade da Bacia Macaúbas. Por fim, o estágio extensional relacionado ao colapso do orógeno provocou a reativação de estruturas, além da geração de falhas e zonas de cisalhamento de cinemática normal.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados de campo deste trabalho foram obtidos durante atividades de campo e pelo aproveitamento de dados do Mapeamento Geológico da Folha Vargem Grande do Rio Pardo – MG (1:50.000; Guimarães & Pereira, 2014) e da folha Mortugaba (Knauer et al., 2015), totalizando 586 pontos descritos. Nesses pontos, foram feitas medidas estruturais, descrições detalhadas dos litotipos presentes e também coleta de amostras. A partir de amostras da Formação Rio Peixe Bravo, foi realizada uma datação de zircões detríticos, três análises químicas e confeccionadas dezesseis lâminas delgadas.

Para a elaboração do mapa e para sustentar as interpretações presentes neste trabalho, fizeram-se necessários um extenso estudo da bibliografia; análises de imagens *Geocover*, de satélite (SPOT, *Landsat* e *Astrium*), disponibilizadas através do software *Google Earth*, e de mapas geofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos cedidos pela CODEMIG.

Um afloramento (ponto FD005) de metaturbidito fresco foi amostrado para a realização de estudos geocronológicos em zircões detríticos. A fase da preparação envolveu, nesta ordem, o processamento da amostra para a obtenção de um concentrado de zircões, realizado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, a catação de zircões e o imageamento dos mesmos a partir da catodoluminescência, executados, respectivamente, no LOPAG (Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquímica e Geocronologia) e no LMME (Laboratório de Microsonda e Microscopia Eletrônica). Na fase analítica, foi utilizado o método U-Pb em zircão via LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), efetuado no LAIR (Laboratório de Isótopos Radiogênicos) da Universidade Federal de Ouro Preto. Para o cálculo das idades e confecção de diagramas, foi utilizado o *ISOPLLOT 4.15* (Ludwig, 2012), que se trata de um complemento do programa *Microsoft Excel*.

Do mesmo afloramento de metaturbidito (ponto FD005) foram coletadas amostras de um nível claro (Amostra FD005A), outro mais escuro (Amostra FD005B) e, por último, um de coloração

intermediária (Amostra FD005C). Essas amostras foram enviadas para os laboratórios da empresa SGS Geosol Laboratórios Ltda. para a preparação e para a execução das análises químicas multi-elementares. No total, foram determinados 48 elementos de cada amostra, incluindo elementos maiores, traços e terras raras, por espectroscopia de plasma indutivamente acoplado de emissão óptica (ICP-OES) e espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). Os programas *PetroGraph* (Petrelli et al., 2005) e *Microsoft Excel* foram utilizados para a elaboração dos diagramas de classificação apresentados neste trabalho.

As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do CPMTC – IGC – UFMG (Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais), analisadas no Laboratório de Petrografia do IGC – UFMG e Fotografadas no Laboratório de Caracterização de Rochas Ornamentais – IGC – UFMG. As siglas minerais utilizadas nas fotomicrografias estão de acordo com tabela elaborada por Whitney & Evans (2010).

RESULTADOS

ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

A área objeto desta pesquisa, entre Mortugaba (BA), Vargem Grande do Rio Pardo (MG) e Cordeiros (BA), é caracterizada por um arranjo estrutural complexo, marcado por blocos com dobras desde abertas até fechadas (localmente com inversão de flanco), separados por falhas/zonas de cisalhamento dúctil inversas, representando rampas desde frontais até laterais.

Nas áreas não recobertas pela espessa cobertura Cenozoica, observam-se rochas desde arqueanas até neoproterozoicas, separadas aqui em Complexo Córrego Tingui (na concepção de Knauer et al., 2007), Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas, este último representado por metassedimentos das formações Rio Peixe Bravo, Nova Aurora e Chapada Acauã. A seguir, a Formação Rio Peixe Bravo, que objeto central deste trabalho, será descrita detalhadamente.

Grupo Macaúbas

Fm. Rio Peixe Bravo

Os litotipos correspondentes à Formação Rio Peixe Bravo estão sobrepostos aos gnaisses e migmatitos do Cráton do São Francisco a partir de falhas reversas, apresentando textura milonítica nas proximidades destas, e infere-se que se encontram sotopostos tectonicamente aos metadiamictitos da Fm. Nova Aurora (**Figuras 2 e 3**). Os dados de campo obtidos permitem o reconhecimento de duas unidades informais, designadas de Unidade Meta-arenítica (basal) e Unidade Metapelítica, em contato gradacional (**Figuras 2, 3 e 4A**).

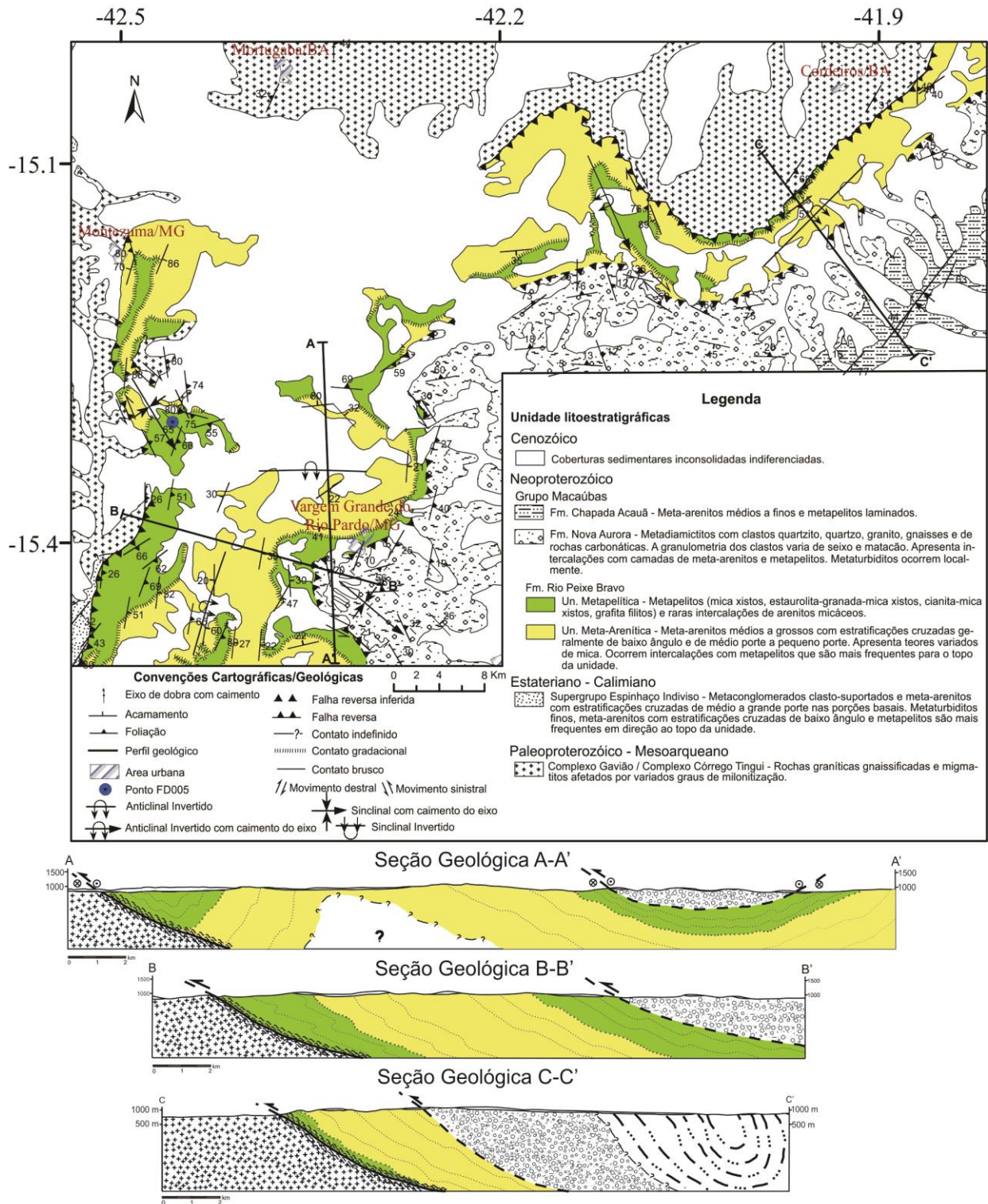


Figura 2 - Mapa geológico da área de pesquisa em escala 1:500.000 e suas respectivas seções geológicas A-A', B-B' e C-C' em escala 1:200.000.

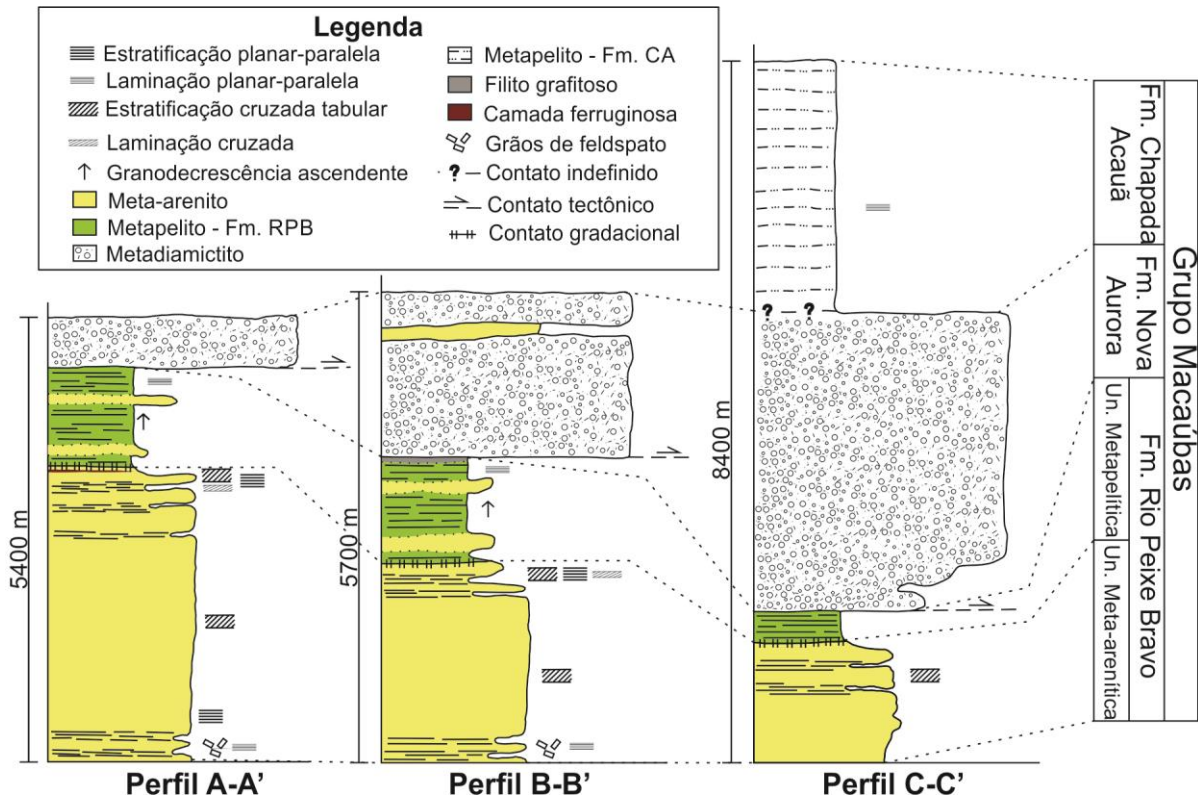


Figura 3 - Perfis gráfico-sedimentares das seções geológicas A-A', B-B' e C-C' apresentadas na Figura 2.

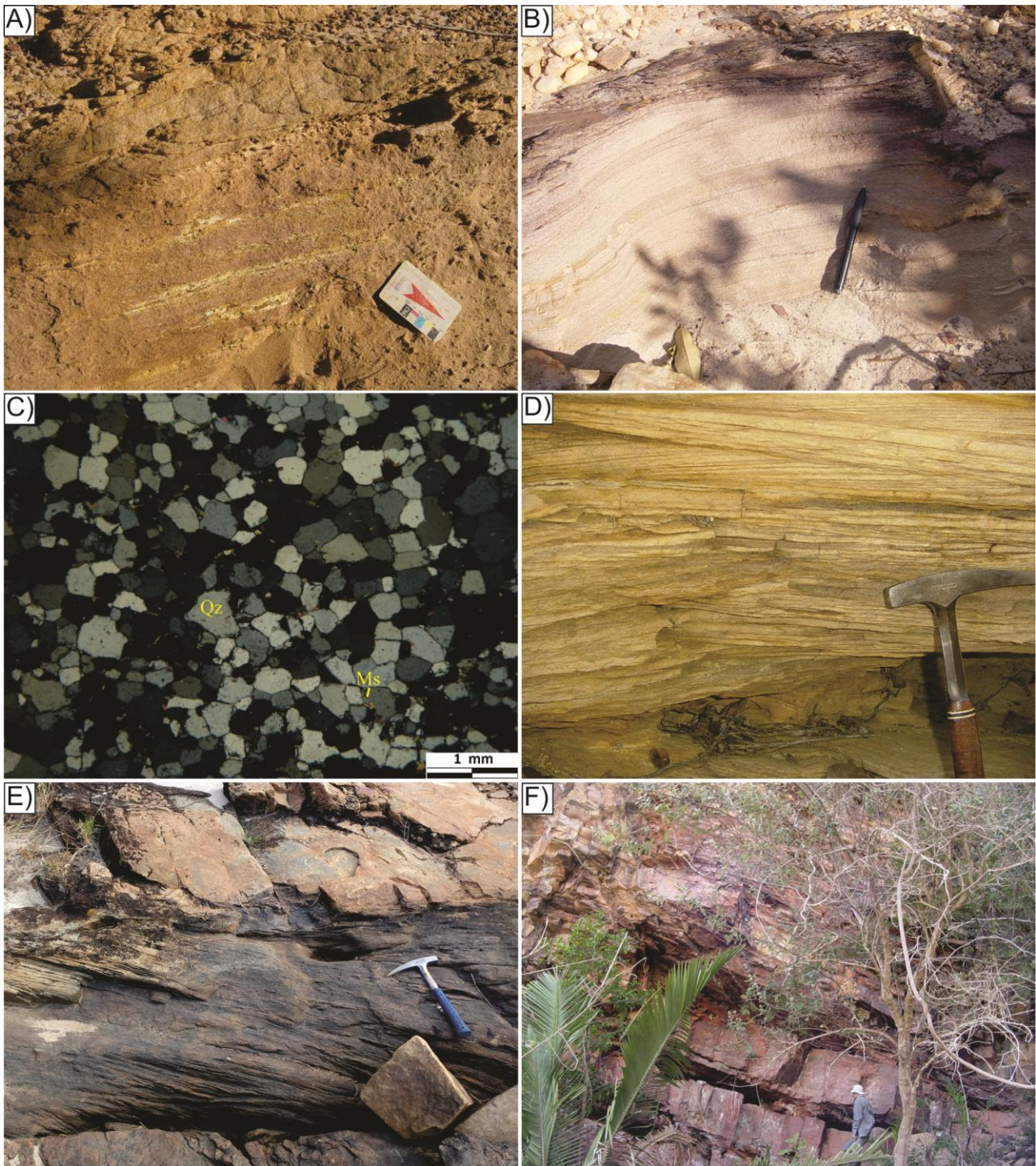


Figura 4 - (A) Formação Rio Peixe Bravo, região de contato entre a unidade metapelítica e a unidade meta-arenítica - Camada de quartzito com estratificação cruzada tabular de pequeno porte na parte superior da fotografia e quartzito micáceo com lentes e camadas de metapelito intercaladas na porção inferior. (B) Base da Unidade Meta-Arenítica - Meta-arenito fino, micáceo e laminado, com laminação cruzada de baixo ângulo. (C) Fotomicrografia de uma amostra de meta-arenito mostrando grãos de quartzo com contato poligonal e presença cristais finos de muscovita (luz polarizada). (D) Meta-arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo. (E) Meta-arenito com estratificação cruzada tabular de ângulo médio. (F) Intercalação de metapelito e quartzito ferruginoso no nível superior da Unidade Metapelítica.

Unidade Meta-Arenítica

Com forte variação tanto lateral como vertical, a Unidade Meta-Arenítica apresenta, nas porções mais inferiores, meta-psamitos micáceos geralmente imaturos, apresentando laminação planar paralela e laminação cruzada de baixo ângulo (**Figura 4B**). Possuem intercalações com camadas centimétricas de metapelito ferruginoso e ocorrências locais de grãos de feldspato caulinizados.

Nos níveis intermediários, o meta-arenito tem coloração branca, creme e rosada, granulometria areia fina a média (**Figura 4C**), com estratos marcados por planos apenas levemente enriquecidos em mica branca. Comumente apresenta estratificações plano-paralelas com estratos centimétricos a métricos, estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo (**Figura 4D**) e, mais raramente, estratificações cruzadas de médio ângulo (**Figura 4E**).

O topo da unidade é marcado por frequentes intercalações de meta-arenito micáceo e metapelitos os quais ocorrem na forma de camadas, lentes e lâminas de espessuras milimétricas a decimétricas (**Figuras 4A e 4F**). O meta-arenito geralmente apresenta estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte (**Figura 4A**) e quantidades variáveis de óxidos. Os metapelitos associados aos quartzitos são geralmente compostos por biotita, magnetita euédrica e granada (localmente) e são comumente bastante ferruginosos.

Unidade Metapelítica

A Unidade Metapelítica é representada predominantemente por quartzo-moscovita xistos, com grande variação composicional ao longo da área, inclusive em escala de afloramento. Os xistos podem ou não apresentar como minerais acessórios e/ou como essenciais: biotita, estauroлита, cianita, opacos, granada; além de exclusivamente como acessórios turmalina, zircão, apatita e allanita. Em quase todos os afloramentos, ocorrem minerais metamórficos aluminosos, especialmente a granada, estauroлита e cianita (**Figuras 5A a 5E e 6B**).

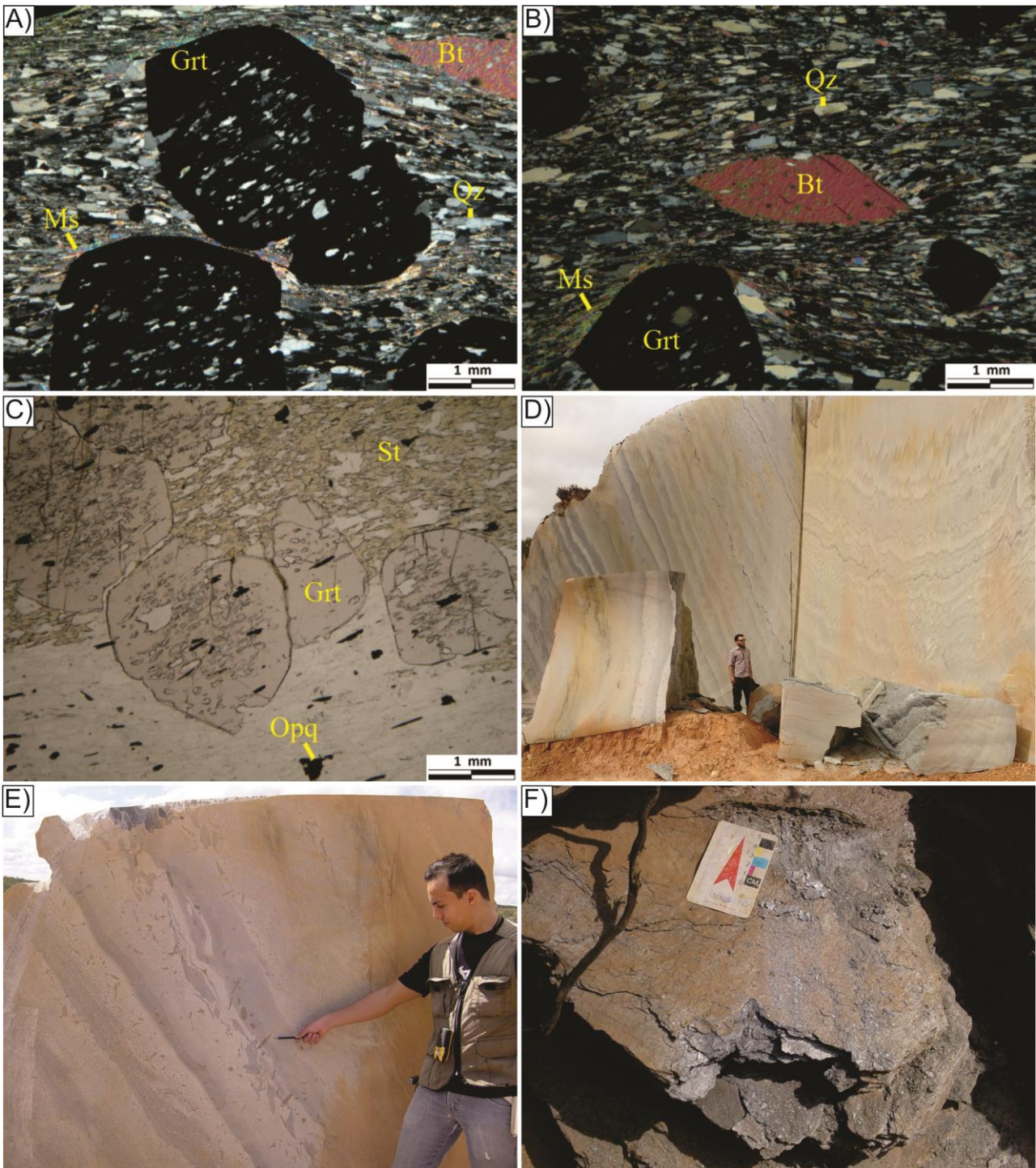


Figura 5 – (A) Fotomicrografia (luz polarizada) de estaurolita-granada-mica xisto com grandes cristais de granada envoltos por uma foliação levemente defletida. As trilhas de inclusões da granada indicam que as mesmas foram rotacionadas. (B) Fotomicrografia de mica xisto com biotita decussada. (C) Fotomicrografia de estaurolita-granada-mica xisto. Megaporfiroblasto de estaurolita decussada com inclusões de granada. (D) Visão geral do afloramento do ponto FD05 de estaurolita-granada-mica xisto. (E) Detalhe do bandamento composicional do xisto em um bloco cortado da Pedreira. Presença de feições erosivas interestratais e granodecrescência ascendente. (F) Grafita filito da Unidade Metapelítica.

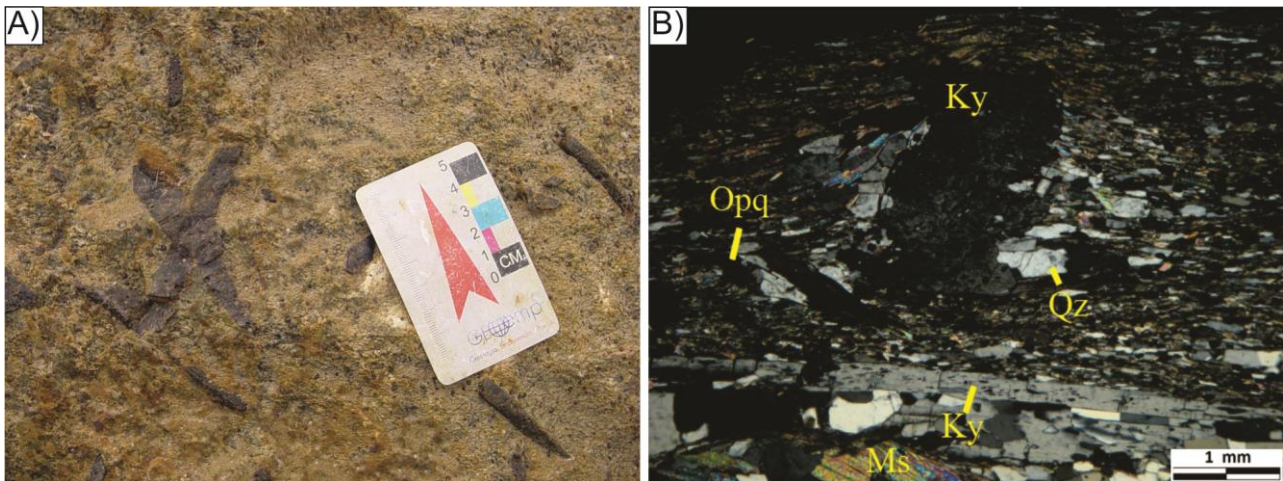


Figura 6 - (A) Afloramento de estaurolita-granada-mica xisto da Unidade Metapelítica. Os megaporfiroblastos de estaurolita (castanhos, tabulares e localmente com geminação na forma de cruz) estão decussados. (B) Fotomicrografia de um cianita-muscovita xisto observada em luz polarizada.

A coloração dos metapelitos varia de branco a cinza escura, quando mais fresco; negro, onde rico em opacos; e vermelho, onde os opacos e a granada se alteraram fortemente formando oxihidróxidos de ferro. Em algumas localidades, a rocha se manifesta com cor cinza a arroxeada, muito densa e tenaz, com alto teor de óxidos de ferro. No limite oeste de sua ocorrência, próximo ao contato tectônico com o embasamento, é comum a presença de filitos grafitosos (**Figura 5F**).

Do ponto de vista petrográfico, os metapelitos apresentam trama granolepidoblástica definida pela orientação das palhetas de moscovita, que são comumente idiomórficas. Ocorre também abundância de quartzo granular xenomórfico, às vezes com contatos sinuosos e irregulares, mas normalmente poligonais. Localmente, nota-se a ocorrência de palhetas muito grossas de mica decussada (**Figura 5B**). A estaurolita ocorre tanto como cristais de granulação média na matriz da rocha como na forma de megaporfiroblastos poiquiloblásticos, que atingem comprimentos até 20 cm (**Figuras 5A e 5E e 6A**). Nos megacristais, observa-se que as inclusões minerais (principalmente de quartzo) alinham-se concordantemente com a foliação, não apresentando indícios de deflexão ou rotação, ou seja, a estaurolita é provavelmente tardi- a pós-cinemática. (**Figuras 5A e 5E**). Já a granada e cianita comumente apresentam inclusões rotacionadas e encurvadas em relação à trama da rocha, o que sugere um crescimento sin- e a tardi- tectônico

desses minerais (**Figuras 5B, 5C e 6B**). Essas características indicam que o pico metamórfico de fácies anfibolito foi atingido na fase tardi- a pós-cinemática na região.

Localmente, em um afloramento fresco da unidade (ponto FD005), em termos de estruturas sedimentares, identifica-se granodecrescência ascendente e camadas convolutas e/ou fragmentadas (**Figuras 5D e 5E**). Devido à presença dessas estruturas, essa rocha foi aqui interpretada como um turbidito fino.

LITOQUÍMICA

Para uma melhor caracterização da Unidade Metapelítica da Formação Rio Peixe Bravo foram analisadas amostras do metaturbidito do ponto FD005 (coordenadas: UTM 23L 772822 mL / 8306369 mS), cujos resultados são apresentados na **Tabela 1**. Adicionalmente são apresentados, para comparação, os valores do Folhelho Australiano Pós-Arqueano (PAAS), de Taylor & McLennan (1988), e do Condrito-CI, de Barrat et al. (2012).

Tabela 1 – Concentrações de elementos maiores (%) e traços (ppm) das amostras de granada-estauroilita do afloramento FD005 e dados utilizados para comparação e normalização neste trabalho.

Método	Elementos	Unidade	Amostras				Padrões	
			FD005A	FD005B	FD005C	Média Das Amostras	PAAS (Taylor & McLennan, 1985)	Condrito-CI (Barrat et al., 2012)
ICP-AES	SiO ₂	%	59,07	60,21	67,81	62,36	62,80	22,51
ICP-AES	TiO ₂	%	0,98	1,28	0,82	1,03	1,00	0,07
ICP-AES	Al ₂ O ₃	%	21,71	25,10	20,26	22,36	18,90	1,49
ICP-AES	Fe ₂ O ₃ ^T	%	6,83	5,27	3,53	5,21	7,22	27,91
ICP-AES	MnO	%	0,09	0,07	0,06	0,07	0,11	0,25
ICP-AES	MgO	%	1,31	0,91	0,39	0,87	2,20	15,62
ICP-AES	CaO	%	0,40	0,28	0,12	0,27	1,30	1,75
ICP-AES	Na ₂ O	%	1,85	1,92	1,38	1,72	1,20	0,65
ICP-AES	K ₂ O	%	3,85	4,60	3,72	4,06	3,70	0,07
ICP-AES	P ₂ O ₅	%	0,08	0,07	-	0,08	0,16	0,23
PHY01E	LOI	%	2,11	2,68	2,23	2,34	6,00	-
-	Total	%	98,28	102,39	100,32	100,33	-	-
ICP-AES	Ba	ppm	1062,00	1300,00	1226,00	1196,00	650,00	2,46
ICP-MS	Co	ppm	6,40	19,00	10,20	11,87	23,00	519,00
ICP-AES	Cr	ppm	136,84	136,84	68,42	114,03	110,00	2627,00
ICP-MS	Cs	ppm	11,46	4,36	3,03	6,28	15,00	0,19
ICP-MS	Cu	ppm	12,00	5,00	14,00	10,33	50,00	127,00
ICP-MS	Ga	ppm	27,90	34,20	27,70	29,93	-	9,48
ICP-MS	Hf	ppm	9,06	11,85	18,66	13,19	5,00	0,11
ICP-MS	La	ppm	53,80	110,80	16,10	60,23	31,00	0,24
ICP-MS	Ce	ppm	100,50	214,40	25,30	113,40	80,00	0,60
ICP-MS	Pr	ppm	9,80	20,78	3,52	11,37	8,90	0,09
ICP-MS	Nd	ppm	35,10	75,50	11,40	40,67	32,00	0,46
ICP-MS	Sm	ppm	6,50	13,90	2,30	7,57	5,60	0,15
ICP-MS	Eu	ppm	1,48	2,19	0,84	1,50	1,10	0,06
ICP-MS	Gd	ppm	6,42	10,15	3,24	6,60	4,70	0,21
ICP-MS	Tb	ppm	0,97	1,43	0,81	1,07	0,77	0,04
ICP-MS	Dy	ppm	5,38	8,26	6,50	6,71	4,40	0,25
ICP-MS	Ho	ppm	1,04	1,64	1,52	1,40	1,00	0,06
ICP-MS	Er	ppm	3,07	4,88	4,27	4,07	2,90	0,17
ICP-MS	Tm	ppm	0,47	0,70	0,65	0,61	0,40	0,03
ICP-MS	Yb	ppm	3,30	4,90	4,10	4,10	2,80	0,17
ICP-MS	Lu	ppm	0,44	0,65	0,62	0,57	0,43	0,02
ICP-MS	Y	ppm	30,12	46,29	43,21	39,87	27,00	1,56
ICP-MS	Nb	ppm	20,50	23,14	17,13	20,26	19,00	0,29
ICP-MS	Ni	ppm	29,00	29,00	12,00	23,33	55,00	11300,00
ICP-MS	Rb	ppm	161,60	152,60	122,10	145,43	160,00	2,33
ICP-MS	Sn	ppm	3,20	3,80	-	3,50	-	-
ICP-AES	Sr	ppm	217,00	258,00	166,00	213,67	200,00	7,73
ICP-MS	Ta	ppm	1,65	1,82	1,67	1,71	-	0,01
ICP-MS	Th	ppm	17,40	34,90	28,40	26,90	14,60	0,03
ICP-MS	Tl	ppm	1,80	1,20	-	1,50	-	-
ICP-MS	U	ppm	2,97	6,13	6,97	5,36	3,10	0,01
ICP-AES	V	ppm	47,00	48,00	72,00	55,67	150,00	52,40
ICP-MS	W	ppm	2,30	1,60	3,00	2,30	-	0,11
ICP-AES	Zn	ppm	23,00	70,00	19,00	37,33	85,00	303,00
ICP-AES	Zr	ppm	312,00	414,00	737,00	487,67	210,00	3,52
Calc.	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	Const.	22,15	19,61	24,71	21,78	18,90	-
Calc.	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Const.	2,72	2,40	3,35	2,79	3,32	-
Calc.	K ₂ O/Al ₂ O ₃	Const.	0,18	0,18	0,18	0,18	0,20	-
Calc.	Cr/Th	Const.	7,86	3,92	2,41	4,24	7,53	-
Calc.	Cu/Zn	Const.	0,52	0,07	0,74	0,28	0,59	-
Calc.	Eu/Eu*	Const.	0,69	0,56	0,93	0,64	0,65	-
Calc.	La _{Nc} /Yb _{Nc}	Const.	11,65	16,17	2,81	10,50	7,91	-

Os teores dos elementos maiores dessas amostras variam pouco. O conteúdo de SiO₂ varia de 59,07% a 67,81%, o de TiO₂, de 0,82 a 1,28, o de Al₂O₃, de 20,26 a 25,71%, o de Fe₂O₃, de 3,53 a 6,83%, o de CaO, de 0,12 a 0,40%; o de Na₂O, de 1,38 a 1,92%; o de K₂O, de 3,72 a 4,6%. Os teores de P₂O₅ e MnO são muito baixos. Os teores mais altos de alumínio podem indicar camadas nas quais houve maior deposição de minerais argilosos. No caso das amostras, as camadas escuras, correspondentes à amostra FD005B, são interpretadas como as camadas mais argilosas (**Figura 5D e 5E**).

No diagrama de $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \times \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$, de Herron (1988; **Figura 7**), as amostras são classificadas quimicamente como folhelhos comuns. A média dos teores tanto de elementos maiores quanto de traços das amostras analisadas apresenta valores muito próximos aos do PAAS (Taylor & McLennan, 1985; **Tabela 1**). Em relação a este, destaca-se depleções moderadas nos conteúdos MgO, V, Cu e CaO e enriquecimentos moderados de Hf e Ba.

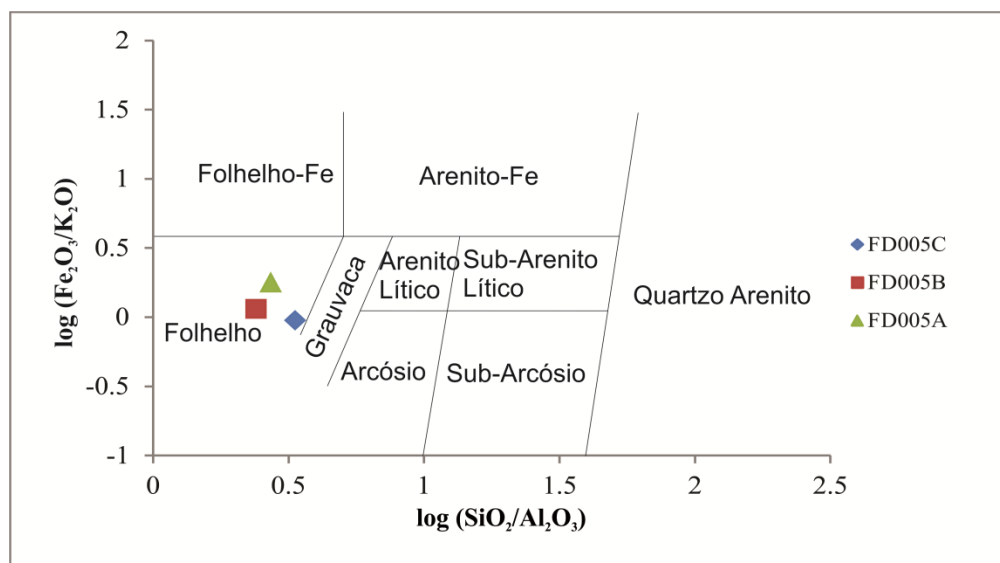


Figura 7 – Diagrama de classificação geoquímica para rocha sedimentares de Herron (1988).

A partir do cálculo do coeficiente de correlação de Pearson, destaca-se a forte correlação entre o Al₂O₃, K₂O, TiO₂ e elementos terras raras leves e médios, o que provavelmente significa um acúmulo desses elementos nas micas. Também é importante ressaltar a forte correlação entre o Fe₂O₃, P₂O₅, MnO, CaO, MgO, Rb, Cr, Tl e Ni.

As razões Al_2O_3/TiO_2 entre 19,61 e 24,17 (**Tabela 1**) e a baixa razão Cr/Th (entre 2,41 e 7,86; **Tabela 1**), segundo, respectivamente, Nesbitt & Young (1984); Girty et al. (1996) e Cullers (1994), indicam proveniência principalmente félsica para os sedimentos que compõem as amostras analisadas da Formação Rio Peixe bravo, nas proximidades de Montezuma/MG.

As amostras analisadas apresentam quantidades similares de ETRs e assinaturas típicas de rochas sedimentares finas de maneira geral (**Figura 8**). Todas as amostras analisadas apresentam anomalias negativas de Eu, sendo a anomalia da amostra FD005C a mais fraca ($Eu/Eu^* = 0,93$) e a da amostra FD005B a mais forte ($Eu/Eu^* = 0,56$; **Tabela 1; Figura 8**). Essa anomalia pode ter sido herdada das rochas da área-fonte (Cullers, 1994; McLennan & Taylor, 1991).

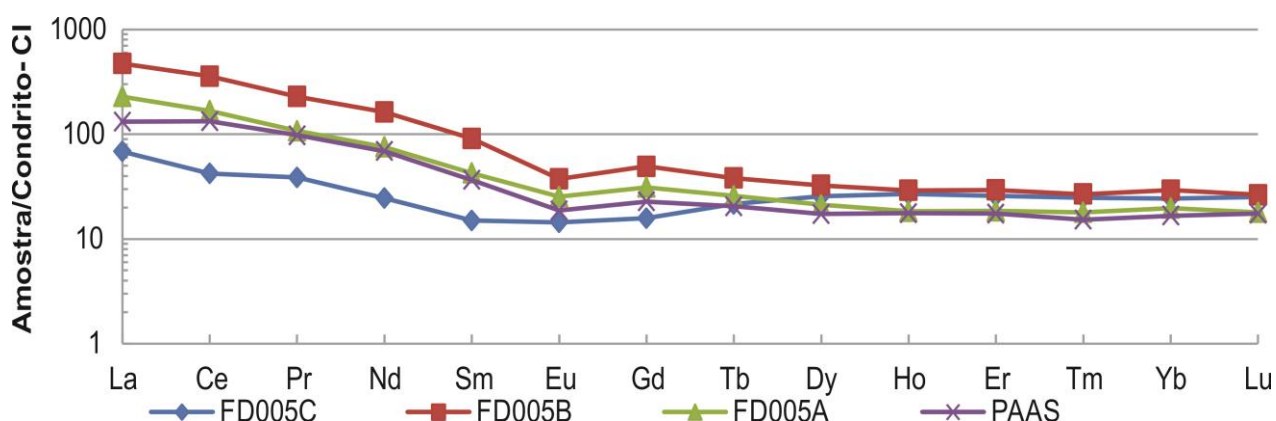


Figura 8 – Diagrama multielementar de elementos terras raras das amostras do afloramento FD005 em comparação aos do PAAS (Taylor & McLennan, 1985). Os valores foram normalizados a partir do Condrito-CI de Barrat et al. (2012).

Observa-se também que o grau de fracionamento dos ETRs leves em relação aos pesados da amostra FD005B é consideravelmente menor do que o das amostras FD005A, FD005C e o do PAAS. A razão La_{nc}/Yb_{nc} da amostra FD005C é igual a 2,81, que é considerado um valor de fracionamento fraco, e para as amostras FD005A e FD005B e para o PAAS essa razão é, respectivamente, de 11,65, 16,17 e 10,50, os quais são considerados valores moderados de fracionamento. Esse baixo valor do fracionamento de ETRs leves em relação aos pesados na amostra FD005C provavelmente se deve ao menor teor de alumínio em comparação às amostras FD005A e FD005B, havendo conseqüentemente menos micas para o acúmulo de ETRs leves, e à quantidade elevada de granada, a qual incorpora ETRs pesados. As pequenas diferenças nas

assinaturas dos ETR (**Figura 9**) não necessariamente estão relacionadas a mudanças de áreas fontes de sedimentos. Estas se devem possivelmente às variações mineralógicas associadas ao volume de minerais argilosos presentes em cada camada do protólito, já que esses elementos possuem forte correlação com o Al₂O₃ (**Tabela 1**).

GEOCRONOLOGIA

Noventa e oito pontos analíticos foram realizados via LA-ICP-MS nos zircões detríticos da amostra FD005 de granada-estauroлита xisto (ou metaturbidito), porém apenas nove resultados apresentaram discordâncias suficientemente pequenas (menos de 1% de discordância) para pudessem ser utilizados. Na **Tabela 2** são apresentados os resultados obtidos (dados com discordância menor do que 1%).

Tabela 2 - Principais dados das análises U-Pb via LA-ICP-MS dos zircões concordantes da amostra FD005.

Ponto	Pb207/U206		Pb207/U206		Pb206/U238		Pb206/U238		Pb207/U235		Pb207/U235		Pb208/Th232		Pb208/U232		Conc.	RHO
	Razão	2s	Idade	2s	Razão	2s	Idade	2s	Razão	2s	Idade	2s	Razão	2s	Idade	2s		
29	0,1081	1,51	1767	28	0,322	1,71	1800	27	4,7992	2,28	1785	19	0,0866	4,16	1679	67	100,8	0,750
70	0,1263	1,13	2048	20	0,3767	1,33	2061	24	6,5625	1,75	2054	16	0,0959	2,3	1850	41	100,3	0,762
127	0,1106	1,23	1809	22	0,326	1,46	1819	23	4,9706	1,91	1814	16	0,0858	2,66	1663	42	100,3	0,765
37	0,1267	1,14	2053	20	0,3756	1,35	2056	24	6,5627	1,77	2054	16	0,0999	2,58	1924	48	100,1	0,763
28	0,1710	1,17	2568	20	0,4892	1,51	2567	32	11,534	1,91	2567	18	0,1274	2,97	2424	68	99,99	0,790
150	0,1384	1,27	2207	22	0,4076	1,4	2204	26	7,7783	1,89	2206	17	0,0961	3,31	1854	59	99,92	0,741
147	0,1663	1,24	2521	21	0,4761	1,46	2510	30	10,915	1,92	2516	18	0,0959	3,07	1851	54	99,77	0,761
120	0,1221	1,38	1987	24	0,3552	1,69	1959	29	5,9779	2,18	1973	19	0,093	3,51	1797	60	99,33	0,775
103	0,1281	1,36	2072	24	0,3731	1,67	2044	29	6,5902	2,15	2058	19	0,0985	3,53	1899	64	99,31	0,775

Pelas imagens de catodoluminescência (**Figura 9**), observa-se que os zircões da amostra analisada possuem razões (comprimento pela largura) variando entre 1,4 e 3,5, sendo que a maioria possui esse valor próximo a 2. São pequenos (entre 50 e 150 μ m) e de maneira geral, são prismáticos e apresentam apenas uma terminação piramidal bem desenvolvida (e.g. **Figura 9**, números 37, 103 e 147), podendo também exibir faces prismáticas pouco desenvolvidas e duas pontas piramidais bem formadas (e.g. **Figura 9**, número 29). A respeito da morfologia interna, os grãos onde foram realizados os pontos analíticos de números 29 e 127 (**Figura 9**) apresentam zoneamento oscilatório fino e bem marcado, o que é típico de zircões de rochas magmáticas (Corfu

et al., 2003). Os demais zircões possuem zoneamentos internos mais largos, pouco contrastantes, tendo composição relativamente homogênea.

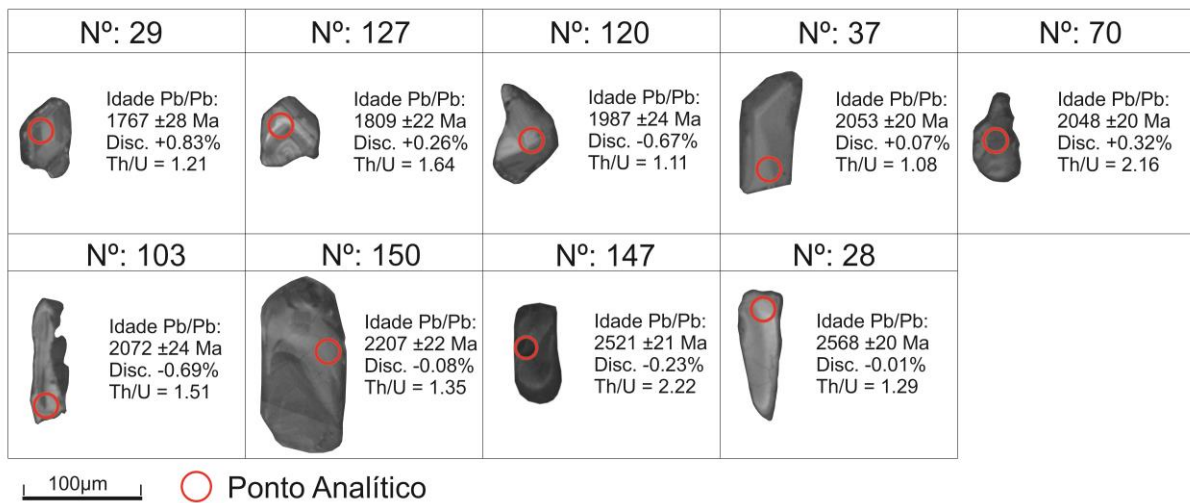


Figura 9 – Imagens de catodoluminescência dos zircões detríticos concordantes da amostra FD005. **(B)** Diagrama concórdia U-Pb da amostra FD005 – estão representadas apenas as idades concordantes dos zircões detríticos.

Os dados concordantes mostram idades Pb-Pb, que variam entre 1767 ± 28 Ma e 2568 ± 20 Ma (**Figuras 9 e 10**), com ocorrência de zircões estaterianos, orosirianos, riacianos e neoarqueanos.

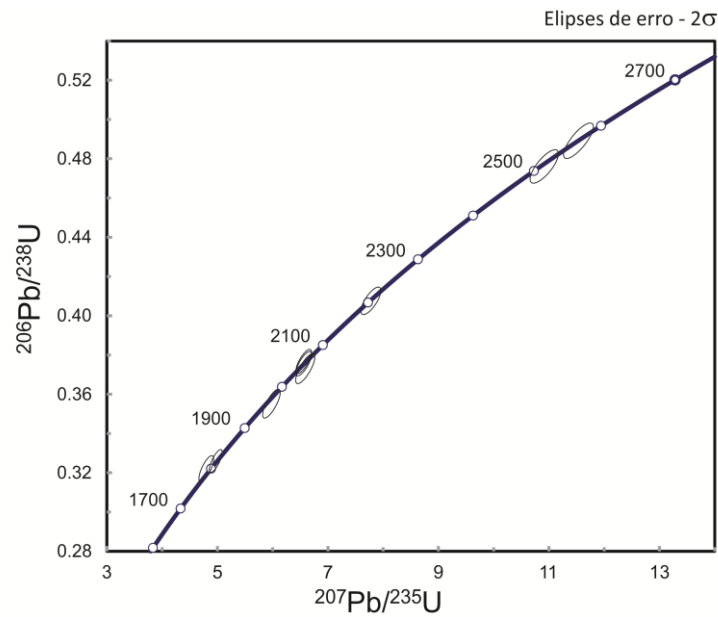


Figura 10 – Diagrama concórdia U-Pb da amostra FD05 – estão representadas apenas as idades concordantes dos zircões detriticos.

DISCUSSÃO

A unidade meta-arenítica da Formação Rio Peixe Bravo consiste numa sedimentação espessa e extensa de areia fina a média, de maneira geral bem selecionada, com teores variados de mica, presença de grãos caulinizados de feldspato (na base) e intercalações de camadas pelíticas que passam a ser predominantes principalmente nos níveis superiores (**Figura 3**). Esses litotipos apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares de pequeno (no topo) a médio porte (nos níveis intermediários). A parte basal da unidade possui poucas exposições na área de pesquisa, não sendo, portanto, bem definida. Porém, devido ao grau de maturidade relativamente baixo desse meta-arenito, interpreta-se que sua sedimentação seja mais proximal em relação às dos demais litotipos dos níveis superiores. Os níveis mediano e superior estão relacionados a depósitos costeiros de praia e de planície de maré, respectivamente.

Na Unidade Metapelítica, as fácies mais distais passam a dominar, representando a sedimentação em plataforma continental, inclusive com ocorrência local de turbiditos finos com estruturas erosivas e de fluidização (**Figuras 5D e 5E**), possivelmente relacionados com fluxos gravitacionais por ação de tempestades ou por movimentações tectônicas. O empilhamento desses litotipos

(**Figura 3**) e a distribuição geográfica da unidade (**Figura 2**) indicam uma tendência geral à retrogradação relacionada a uma transgressão marinha.

A distribuição regional da unidade, a partir dos novos dados de campo e da análise pormenorizada dos novos mapas geológicos disponibilizados recentemente, de imagens de satélite e de mapas geofísicos, pode ser definida. Assim, devido à continuidade estrutural observada e a semelhança em termos litológicos, propõe-se neste trabalho que se as sequências compostas por xistos e quartzitos descritas por Guimarães & Pereira (2014) e Knauer et al. (2015), na região da Folha Mortugaba; por Almeida et al. (1978), Lima et al. (1981) e Wosniak et al. (2013), no conjunto de serras na região sul da Folha Condeúba e norte da Folha Cordeiros; e por Viveiros et al. (1978) e Roque et al. (1997), na região da Folha Rio Pardo de Minas se tratam da mesma sequência, podendo ser inseridos na mesma unidade formal, a Formação Rio Peixe Bravo, do Grupo Macaúbas (**Figura 11**).

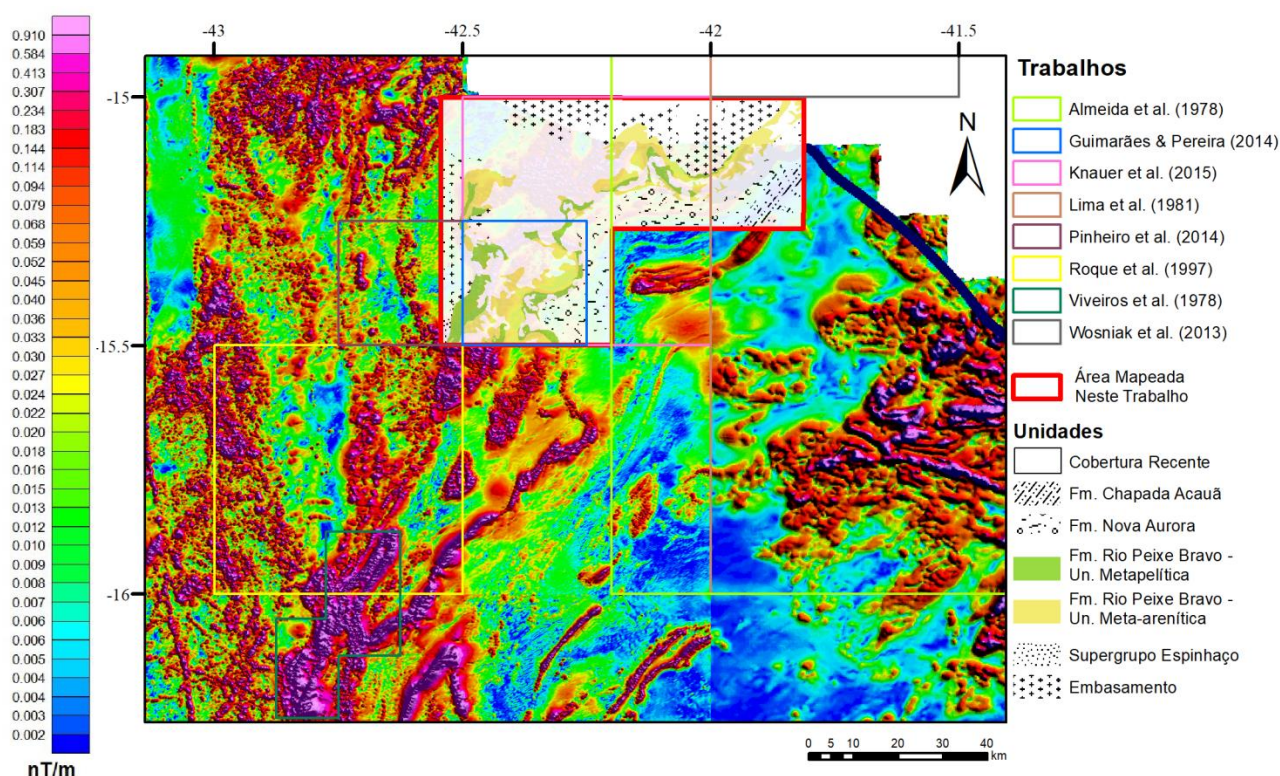


Figura 11 – Mapa magnetométrico de sinal analítico regional (CODEMIG) com o mapa geológico da área pesquisada simplificado sobreposto. Alguns trabalhos de mapeamento realizados na região estão destacados no mapa.

Em relação aos dados geocronológicos, destaca-se a presença de zircões concordantes com idades U-Pb entre o período Estateriano e o início do Orosiriano (~1,8 Ga; **Figuras 9 e 10**). Essa fase é comumente interpretada como correspondente ao início do evento de abertura da Bacia do Espinhaço, no qual são distinguidos episódios de atividade magmática relacionados ao rifteamento intracontinental (Brito Neves et al., 1979; Machado et al., 1989; Dossin et al., 1993; Schobbenhaus, 1996). Apesar da baixa representatividade estatística desses dados (apenas 2 zircões), podem sugerir uma limitação para a idade de sedimentação da unidade. A interpretação de uma sedimentação de idade sideriana para a sequência de metapelitos e meta-arenitos (2500 – 2300 Ma; Wosniak et al., 2013) torna-se, portanto, menos provável.

As idades obtidas pelas análises U-Pb dos zircões detríticos (**Figura 10**) entre 1,97 – 2,21 Ga, com um pico em 2,05 Ga, sugere uma importante contribuição de rochas magmáticas riacianas – orosirianas do paleocontinente São Francisco – Congo catalogadas na região, como intrusões pós-colisionais alcalinas de 2,05 Ga (Pb-Pb) do Complexo Santa Isabel (Rosa et al., 2000; Noce et al.

2007). As idades U-Pb Neoarqueanas (2,52 – 2,57 Ga) determinadas para dois dos zircões concordantes (**Figuras 9 e 10**), indicam outra possível fonte de sedimentos do paleocontinente São Francisco, como o granitóide alcalino do maciço Serra do Eixo, datado em 2,5 – 2,6 Ga (Pb-Pb, Santos-Pinto, 1996).

CONCLUSÕES

A Formação Rio Peixe Bravo, na região do Alto Rio Pardo, é caracterizada por um pacote de meta-arenitos que constitui a Unidade Meta-Arenítica em sua base e um pacote de metapelitos, com ocorrência local de metaturbiditos finos, que constituem a Unidade Metapelítica. A partir da interpretação dos dados obtidos, definiu-se que a sedimentação da Formação Rio Peixe Bravo, na região de pesquisa, se deu em ambiente costeiro a marinho plataformar. O caráter geral dessa sequência é transgressivo retrogradacional.

As idades U-Pb mais jovens de zircões detríticos determinadas para a sequência estudada são aproximadamente de 1,8 Ga, que foi interpretada como a idade máxima para a sedimentação da unidade. Os novos dados de campo obtidos neste trabalho, e sua correlação regional, sugerem o posicionamento destas unidades no Grupo Macaúbas, mais especificamente na Formação Rio Peixe Bravo.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à CODEMIG, à FUNDEP e ao NGU-CPMTC pelo financiamento do projeto de pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CRUZ, S.C.P.; PERES, G.G.; WHITTINGTON, A.G. Tectônica Quebra-Nozes e a Gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.

In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9, 2003, Búzios. **Resumos...** SBG-RJ, 2003, p. 40-43.

ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A.C.; PERES, G.G.; CRUZ, S.C.; WHITTINGTON, A. Kinematic Evolution of the Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil and Africa: Nutcracker Tectonics During the Neoproterozoic Assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, v. 149, p. 43-64, 2006.

ALKMIM, F.F. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES B.B. (Org). **Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo: Editora Beca, p. 17-35, 2004.

ALMEIDA F.F.M.; HASUI Y.; RODRIGUES E.P.; YAMAMOTO J.K. A faixa de dobramentos Araçuaí na região do Rio Pardo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, p. 270-283.

ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. São Paulo: **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

BABINSKI, M.; PEDREIRA, A.; BRITO-NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Bahia/Sergipe, 1999, p. 118-120.

BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE, F.; BRITO NEVES, B.B.; ROCHA, A.J.D. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapéu. In: II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco: evolução tectônica e metalogenética, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Bahia/Sergipe, 1993, p. 160-163.

BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 133, p. 1-27, 2004.

BARRAT, J.A.; ZANDA, B.; MOYNIER, F.; BOLLINGER, C.; LIORZOU, C.; BAYON, G. Geochemistry of CI chondrites: Major and trace elements, and Cu and Zn Isotopes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 83, p. 79–92, 2012.

BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 155-166, 1999.

BRITO NEVES, B.B. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, p. 71-85, 1979.

CORFU, F.; HANCHAR, J.M.; HOSKIN, P.W.O.; KINNY, P. Atlas of zircon textures. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, n. 1, p. 469-500, 2003.

CRUZ, S.C.P. & ALKMIM, F.F. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuá belt, São Francisco Craton Region, Eastern Brazil. Rio de Janeiro: **Anais...** Academia Brasileira de Ciências, v. 78, n. 1, p. 151-174, 2006.

CULLERS, R.L. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n. 22, p. 4955-4972, 1994.

DANDERFER, A.; DE WAELE, B.; PEDREIRA, A.J.; NALINI, H.A. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. **Precambrian Research**, v. 170, p. 116-128, 2009.

DANDERFER, A. & DARDENNE, M.A. Tectonoestratigrafia da bacia Espinhaço na porção centro—norte do cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 449-460, 2002.

DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T. M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A.; ROSSI, P. Single-Zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco: evolução tectônica e metalogenética, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Bahia/Sergipe, 1993, p. 39-42.

GIRTY, G.H.; RIDGE, D.L.; KNAACK, C.; JOHNSON, D.; AL-RIYAMI, R.K. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. **Journal of Sedimentary Research**, v. 66, n. 1, p. 107-108, 1996.

GUIMARÃES, F S. & PEREIRA, D.F.L.C. **Mapeamento Geológico em Escala 1:50.000 da Folha Vargem Grande do Rio Pardo - MG**. Belo Horizonte, 2014. 72 p. Trabalho Geológico de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

HERRON, M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 58, n. 5, p. 820-829, 1988.

KNAUER, L.G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Considerações Sobre sua Estratigrafia e seu Arranjo Estrutural. **GEONOMOS**, v. 15, n. 1, p. 81-90, 2007.

KNAUER, L.G.; LOPES-SILVA, L.; SOUZA, F.B.; SILVA, L.R.; CARMO, R.C. **Nota explicativa da Folha Monte Azul, SD.23-Z-D-II, escala 1:100.000**. Belo Horizonte, CPRM-PRONAGEO, 72 p, 2007.

KNAUER, L.G.; PEREIRA, D.F.L.C.; GUIMARÃES, F.S.; FANTINEL, L.M.; COSTA, R.D. **Geologia da Porção Mineira da folha SD.23-Z-D-III (Mortugaba), Escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CODEMIG, 2015.

KNAUER, L. G. **Serra do Espinhaço Meridional: Considerações Sobre a Estratigrafia e a Análise da Deformação das Unidades Proterozoicas**. Rio Claro, 1999, 171 p. Tese (Doutorado em Geociências) - UNESP.

LIMA, M.I.C. DE; FONSÊCA, E.G. DA; OLIVEIRA, E.P DE; GHÍGNONE, J.I.; ROCHA, R.M.; CARMO, U.F. DO; SILVA, J.M.R. DA; SIGA JUNIOR, O. Geologia. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia Secretaria Geral, **Projeto RADAMBRASIL, Folha SD.24 (Salvador)**. Rio de Janeiro, p. 25-192, 1981.

LUDWIG, K.R. User's Manual for Isoplot 3.75-4.15. A Geochronological Toolkit Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center, Special Publication**, n. 5, 75 p., 2012.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ALMEIDA-ABREU P.A. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 5, 1989, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-MG, 1989, p. 171-174.

MCLENNAN, S.M & TAYLOR S.R. Sedimentary Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends. **The Journal of Geology**, v. 99, n. 1, p. 1-21, 1991.

NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, p. 1523-1534, 1984.

NOCE, C.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; GROSSI-SAD, J.H.; BAARS, F.J.; GUIMARÃES, M.V.; MOURÃO, M.A.A.; OLIVEIRA, M.J.R; ROQUE, N.C. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozoica. **Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia**. v. 14, p. 29-31, 1997.

NOCE, C.M.; PEDROSA-SOARES, A.C; SILVA, L.C. DA; ALKMIM, F.F. DE. O embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. **GEONOMOS**, v. 15, n. 1, p. 17-23, 2007.

PEDROSA-SOARES, A.C.; ALKMIM, F.F.; TACK, L.; NOCE, C.M.; BABINSKI, M.; SILVA, L.C.; MARTINS-NETO, M.A. Similarities and Differences Between the Brazilian and African

Counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo Orogen. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, p. 153-172, 2008.

PEDROSA-SOARES, A.C.; BABINSKI, M.; NOCE, C.; MARTINS, M.S; QUEIROGA, G.N.; VILELA, F. The Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, SE Brazil. **Geological Society, London, Memoirs**, v. 36, n. 1, p. 523-534, 2011.

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

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; SILVA, L.C.; CORDANI, U.G.; MARSHAK, S.; WHITTINGTON, A.; MARTINS-NETO, M.A.; CAMPOS, C.M. Orógeno Confinado: Conceito, Exemplo e Candidatos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9, 2003, Búzios. **Resumos...** Rio de Janeiro: SBG-RJ, 2003, p. 36-39.

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

PETRELLI, M.; POLI, G.; PERUGINI, D.; PECCERILLO, A. PetroGraph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 6, p. 1–15, 2005.

PINHEIRO, M.A.P. **Mapa Geológico da Folha SD.23-Z-D-II-4 (Santo Antônio do Retiro), escala 1:50.000**. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais -Serviço Geológico do Brasil, 2014.

QUEIROGA, G.N.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.; MARTINS, M.; CASTAÑEDA, C.; SUITA, M.T.F.; PRICHARD, H. Age of

the Ribeirão da Folha Ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb Zircon (LA-ICPMS) Dating of a Plagiogranite. **GEONOMOS**, v. 15, n. 1, p. 61-65, 2007.

ROQUE, N.C.; GROSSI-SAD, J.H.; NOCE, C.M.; FONSECA, E. da. Geologia da folha SD.23-Z-D-V (Rio Pardo de Minas). In: GROSSI-SAD, J.H.; LOBATO, L.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SOARES-FILHO, B.S. (coordenadores e editores). **Projeto Espinhaço em CD-ROM**. Belo Horizonte: COMIG, p. 125-221, 1997.

ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; OBERLI, F.; MEIR, M.; MARTIN, H.; MACAMBIRA, M.J.B.; SANTOS, E.B.; PAIM, M.M.; LEAHY, A.S.; LEAL, L.R.B. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi Batholith, southwest Bahia State (NE Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 62-65, 2000.

SCHOBENHAUS, C. As tectogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 26, p. 265-276, 1996.

SANTOS-PINTO, M.A. 1996. **Le recyclage de la croûte continentale archéenne: Exemple du bloc du Gavião – Bahia, Brésil**. Rennes, 1996. 193p. Tese (Doutorado em Geociências) - Geosciences-Rennes, Université de Rennes I.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.; FLETCHER, I. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African Connections. **Precambrian Research**, v. 136, p. 203-240, 2005.

SILVA, L.C.; PEDROSA-SOARES A.C.; TEIXEIRA, L.R.; ARMSTRONG, R. Tonian rift-related, A-type Continental Plutonism in the Araçuaí Orogen, Eastern Brazil: New Evidence for the Breakup Stage of the São Francisco–Congo Palecontinent. **Gondwana Research**, v.13, p. 527-537, 2008.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN S.M. **The Continental Crust: Its Composition And Evolution**. Oxford: Blackwell Scientific, Geoscience texts, 312 p., 1985.

VIVEIROS, J.F.M.; SÁ, E.L.; VILELA, O.V.; SANTOS, O.M.; MOREIRA, J.M.P.; HOLDER-NETO, F.; VIEIRA, V.S. Geologia dos Vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 1978, Recife. **Anais...** São Paulo: SBG, 1978, v. 1, p. 243-254.

WHITNEY, D. L., & EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v.95, n. 1, p. 185-187, 2010.

WOSNIAK, R.; MARTINS, A.A.M.; OLIVEIRA, R.C.L.M DE. **Mapa Geológico da Folha SD.24-Y-A-IV (Condeúba), Escala 1:100.000**. CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais -Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Salvador, 2013.

4- CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da metodologia proposta, foi possível cumprir o objetivo de mapear e caracterizar as rochas metassedimentares associadas ao vulcanismo ácido que ocorre na região da Serra do Espinhaço Central, na Fronteira entre os estados de Minas Gerais e Bahia. Várias questões levantadas referentes aos litotipos que ocorrem nessa região foram respondidas no decorrer desta dissertação. Esses novos dados permitirão um melhor entendimento da evolução da bacia do Espinhaço na região central da serra homônima.

Foi possível interpretar o contexto geológico e propor uma nova organização estratigráfica para essas rochas a partir da associação de fácies sedimentares identificadas, do mapeamento geológico, da geocronologia realizada sobre o metavulcanito ácido, que forneceu uma idade de cristalização de 1766 ± 4 Ma e dos dados geocronológicos publicados recentemente por Costa et al. (no prelo) e Moreira (2017). Aqui foi interpretado que sedimentação das rochas dessa região se deu durante a abertura de um rifte iniciado no período Estateriano, sendo que as rochas da Unidade Inferior representam o preenchimento desse rifte durante seus estágios iniciais de abertura, apresentando vulcanismo ácido associado. Já a Unidade Média foi depositada em seguida, após o cessamento do vulcanismo, mas ainda com evidências de forte tectonismo atuando na bacia. A maior parte da deposição da Unidade Média ocorreu em ambiente eólico, associado lateralmente a canais fluviais entrelaçados de ambiente de leques aluviais. A Unidade Superior provavelmente foi depositada em ambiente de plataforma marinha rasa.

A partir da interpretação dos dados obtidos a utilizando-se a metodologia proposta, foi possível caracterizar os metapelitos e meta-arenitos que afloram na região do Alto Rio Pardo, contribuindo para o conhecimento da evolução geológica de uma região escassa em estudos de tal natureza.

As questões científicas relativas a essa região, que impulsionaram parte da presente dissertação, foram parcialmente respondidas com os resultados aqui obtidos. A partir da interpretação desses dados, foi possível construir um mapa geológico para parte da região do Alto Rio Pardo, definir uma organização estratigráfica para a sequência de metapelitos e meta-arenitos, que foi correlacionada à Formação Rio Peixe Bravo (na concepção de Viveiros et al., 1978), interpretar seus ambientes de sedimentação e definir uma idade máxima de sedimentação para essas rochas. Interpretou-se que a sedimentação da Formação Rio Peixe Bravo se deu em ambiente costeiro a marinho plataformar e o caráter geral dessa sequência é transgressivo retrogradacional. Devido a problemas analíticos, apenas 9 dados de idades U-Pb (entre 98 obtidos) puderam ser utilizados, sendo estes inadequados para estudos de proveniência sedimentar devido à baixa representatividade estatística. Além disso, a idade de aproximadamente 1,8 Ga obtida a partir de dois zircões

concordantes mais jovens ainda se trata de uma idade máxima de sedimentação para a unidade muito imprecisa, sendo necessária a realização de mais análises de zircões detríticos em outros afloramentos da unidade. Os dados geocronológicos somente foram suficientes para descartar uma idade de sedimentação sideriana, como foi proposto por Wosniak et al. (2013). Os novos dados de campo obtidos neste trabalho, e sua correlação regional, sugerem o posicionamento dessa sequência de meta-arenitos e metapelitos no Grupo Macaúbas, mais especificamente na Formação Rio Peixe Bravo.

Para os próximos trabalhos na região da Serra do Espinhaço Central, sugere-se que sejam realizadas análises geocronológicas de zircões detríticos nos metaconglomerados da porção basal da unidade inferior, na região nordeste do anticlinal mapeado. Para a mesma região, recomenda-se que sejam realizados trabalhos detalhados de petrologia e caracterização geoquímica sobre as rochas meta-vulcânicas ácidas estaterianas.

Em relação aos trabalhos futuros na região do Alto Rio Pardo, recomenda-se a datação de outras amostras da sequência de metapelitos e meta-arenitos, aqui interpretadas como pertencente à Formação Rio Peixe Bravo, para um estudo preciso de proveniência sedimentar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; RODRIGUES, E. P.; YAMAMOTO J. K. A faixa de dobramentos Araçuá na região do Rio Pardo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Anais...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, p. 270-283.

BABINSKI, M.; BRITO NEVES, B. B.; MACHADO, N.; NOCE, C. M.; UHLEIN, A.; VAN SCHMUS, W. R. Problemas da metodologia U/Pb em zircões de vulcânicas continentais: caso do Grupo Rio dos Remédios, Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 1994, Balneário Camboriú, *Anais...* Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, vol. 2, p. 409-410.

BABINSKI, M.; PEDREIRA, A.; BRITO-NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Bahia/Sergipe, 1999, p. 118-120.

BRITO-NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G.; DELHAL, J. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 9, p. 71-85, 1979.

COSTA, A. F. O.; DANDERFER, A.; BERSAN, S. M. Record of a Statherian rift-sag basin in the Central Espinhaço Range: Facies characterization and geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. (no prelo).

COSTA, A. F. O.; DANDERFER, A.; LANA, C. O registro do vulcanismo Calimiano no Espinhaço Central (MG): caracterização petrofaciológica, geoquímica e geocronológica. *Revista Geociências*, v. 33, n. 1, p. 119-135, 2014.

COSTA, A. F. O.; DANDERFER, A. Tectonics and sedimentation of the central sector of the Santo Onofre rift, north Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 47, n. 3, p.491-519, 2017.

CRUZ, S. C. P.; BARBOSA, A. C.; BARBOSA J. S. F.; JESUS S. D. S. G. P. D., MEDEIROS É. L. M., FIGUEIREDO B. S., SOUZA J. S. *Folha Espinosa-SD. 23-ZBV: carta geológica-escala 1: 100.000*. Salvador: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil, 2014.

DANDERFER, A.; DE WAELE, B.; PEDREIRA, A. J.; NALINI, H. A. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research*, v. 170, p. 116-128, 2009.

DANDERFER, A.; LANA, C. C.; NALINI JÚNIOR, H. A.; COSTA, A. F. O. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research*, v. 28, n. 2, p. 668-688, 2015.

DRUMOND, J. B.; RAPOSO, F. O.; SPERLING, E. von. *Projeto Porteirinha - Monte Azul (1:50.000). Relatório Final*. v.1, DNPM/CPRM, Belo Horizonte, 559 p, 1980.

GUIMARÃES, F. S.; PEREIRA, D. F. L. C. *Mapeamento Geológico em Escala 1:50.000 da Folha Vargem Grande do Rio Pardo - MG*. Belo Horizonte, 2014. 72 p. Trabalho Geológico de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

JARDIM DE SÁ, E. F. A Chapada Diamantina e a faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intraplaca no Proterozoico Médio do Cráton do São Francisco. In: INDA, H. A. V.; MARINHO, M. M.; DUARTE, F. R. (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, Salvador: CPRM BA, 4, Salvador, p. 111-120, 1981.

KNAUER, L. G. *Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. Campinas, 1990. 298 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências – Unicamp.

KNAUER, L. G.; LOPES-SILVA, L.; SOUZA, F. B.; SILVA, L. R.; CARMO, R. C. *Nota explicativa da Folha Monte Azul, SD.23-Z-D-II, escala 1:100.000*. Belo Horizonte: CPRM-PRONAGEO, 72 p., 2007.

KNAUER, L. G.; PEREIRA, D. F. L. C.; GUIMARAES, F.; FANTINEL, L. M.; COSTA, R. D. *Geologia da Folha Mortugaba SD.23-Z-D-III, escala 1:100.000*. Belo Horizonte: CODEMIG, 65 p, 2015b.

KNAUER, L. G.; ROMANO, A. W.; PEREIRA, D. F. L. C.; CHIPIAKOFF, D.; BYLAARDT, H. F.; MENDES, T. A. A. *Geologia da Folha Espinosa SD.23-Z-B-V, escala 1:100.000*. Belo Horizonte: CODEMIG, 52 p, 2015a.

LIMA, M. I. C. DE; FONSÊCA, E. G. DA; OLIVEIRA, E. P DE; GHÍGNONE, J. I.; ROCHA, R. M.; CARMO, U. F. DO; SILVA, J. M. R. DA; SIGA JUNIOR, O. *Geologia*. In: *Projeto*

RADAMBRASIL, *Folha SD.24 (Salvador)*. Rio de Janeiro: BRASIL, Ministério das Minas e Energia Secretaria Geral, p. 25-192, 1981.

LUDWIG, K. R. User's Manual for Isoplot 3.75-4.15. A Geochronological Toolkit Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, n. 5, 75 p., 2012.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F. R.; KNAUER, L. G.; ALMEIDA-ABREU P. A. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 5, 1989, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-MG, 1989, p. 171-174.

MARTINS-NETO, M. A. 1993. *The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil*. Freiburg, 1993. 155p. Tese (Doutorado em Geociências) - Selbstverlag des Geologischen Instituts - Albert-Ludwigs-Universität.

MOREIRA, H. F. *Caracterização petrológica, geoquímica e geocronológica de corpos intrusivos máficos da porção central da Serra do Espinhaço*. Ouro Preto, 2017. 148 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Escola de Minas - Universidade Federal de Ouro Preto.

PINHEIRO, M. A. P. *Mapa Geológico da Folha SD.23-Z-D-II-4 (Santo Antônio do Retiro), escala 1:50.000*. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais -Serviço Geológico do Brasil, 2014.

ROQUE, N. C.; GROSSI-SAD, J. H.; NOCE, C. M.; FONSECA, E. da. Geologia da folha SD.23-Z-D-V (Rio Pardo de Minas). In: GROSSI-SAD, J.H.; LOBATO, L.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SOARES-FILHO, B.S. (coordenadores e editores). *Projeto Espinhaço em CD-ROM*. Belo Horizonte: COMIG, p. 125-221, 1997.

SCHOBENHAUS, C. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, n. 4, p. 265-276, 1996.

SIIVOLA, J.; SCHMID, R. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. Web version 01.02.07*. (http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf). IUGS Commission on the Systematics in Petrology, 14 p., 2007.

VIVEIROS, J. F. M.; SÁ, E. L.; VILELA, O. V.; SANTOS, O. M.; MOREIRA, J. M. P.; HOLDER-NETO, F.; VIEIRA, V. S. Geologia dos Vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria,

Norte de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 1978, Recife. *Anais...* São Paulo: SBG, 1978, v. 1, p. 243-254.

WHITNEY, D. L., & EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v.95, n. 1, p. 185-187, 2010.

WOSNIAK, R.; MARTINS, A. A. M.; OLIVEIRA, R. C. L. M DE. *Mapa Geológico da Folha SD.24-Y-A-IV (Condeúba), Escala 1:100.000*. CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Salvador, 2013.

ANEXO A – TABELAS DE DADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS COMPILADAS

Tabela A-1 - Resultados de análises químicas de rochas magmáticas ácidas relacionadas às unidades basais do Sg. Espinhaço (extraído de Knauer, 1990).

Autor	Knauer (1990)							
Unidade	Base do Sg. Espinhaço							
Rocha	Rocha metavulcânica ácida							
Amostra	SPM26	SBE32	SBE34	SUL35	SUL36	SBE37	SBE38	SBE39
SiO ₂	71.71	66.94	67.72	67.79	69.51	72.78	73.34	72.25
TiO ₂	0.61	0.57	0.55	0.56	0.76	0.34	0.39	0.2
Al ₂ O ₃	12.7	12.65	12.67	12.41	12.46	12.18	12.87	13.86
Fe ₂ O ₃	3.16	6.4	6.49	5.86	6.29	4.45	3.98	2.77
FeO	0.85	-	-	-	0.27	-	-	0.74
MnO	0.16	0.12	0.12	0.15	0.12	0.05	0.09	0.04
MgO	0.59	0.37	0.29	0.39	1.27	0.23	0.28	0.13
CaO	0.31	1.6	1.35	1.75	0.37	1.21	0.24	0.4
Na ₂ O	3.23	3.43	4.15	3.75	1.58	2.83	3.78	2.78
K ₂ O	5.6	5.41	4.3	4.67	3.69	5.08	4.63	4.8
P ₂ O ₅	0.2	0.17	0.13	0.16	0.1	0.08	0.08	-
LOI	0.19	-	-	-	2.01	-	-	-
Total	99.84	97.66	97.77	97.49	98.43	99.23	99.68	97.97
Ba	-	711	592	536	-	285	269	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	3	6	5	-	17	12	5
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	22	10	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	19	17	-
La	-	-	-	-	-	174	228	-
Ce	-	-	-	-	-	251	442	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	123	214	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	-	555	147	-
Nb	-	-	-	-	-	156	104	-
Ni	-	17	10	9	-	72	23	13
Rb	-	255	147	232	-	494	311	296
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	63	54	61	-	23	11	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	61	50	-
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	8	11	18	-	-	-	-
W	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	106	97	-
Zr	-	910	910	905	-	880	798	-

Continua

Continuação

Autor	Knauer (1990)								
Unidade	Base do Sg. Espinhaço								
Rocha	Rocha metavulcânica ácida								
Amostra	SBE40	SBE41	SBE42	SBE43	SBE44	SBE45	SBE46	SBE47	SBE48
SiO ₂	72.81	72.36	72.2	76.57	76.04	78	77.49	78.09	82.86
TiO ₂	0.3	0.8	0.13	0.31	0.13	0.09	0.13	0.45	0.2
Al ₂ O ₃	11.97	12.85	13.54	12.46	11.83	10.56	10.6	7.86	8.05
Fe ₂ O ₃	3.68	3.09	0.09	1.3	2.55	2.11	2.18	10.03	5.34
FeO	-	0.34	1	1.39	-	0	-	-	-
MnO	0.08	0.14	0.02	0.06	-	0.02	0.03	-	-
MgO	0.33	1.52	0.08	0.24	0.31	0.32	0.34	0.49	0.5
CaO	1.28	0.38	2.26	1.17	0.07	0.87	0.84	0.04	0.03
Na ₂ O	2.78	1.79	2.78	3.68	2.05	0.73	1.33	-	-
K ₂ O	4.95	3.92	4.45	3.44	4.92	5.98	4.8	2.24	2.5
P ₂ O ₅	0.05	0.24	0.02	0.06	-	0.01	0.01	0.08	0.03
LOI	-	2.1	-	1.74	-	-	-	-	-
Total	98.23	99.53	96.57	102.42	97.9	98.69	97.75	99.28	99.51
Ba	217	-	250	-	201	257	196	133	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	5	-	5	19	11	26	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	10	16	9	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	18	-	-	-	-	-	-	-	-
La	144	-	123.3	-	-	255	88	36	-
Ce	285	-	227.6	-	-	143	164	57	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	120	-	90.7	-	-	194	53	20	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	161	-	-	-	-	2020	143	26	-
Nb	117	-	-	-	-	136	109	23	-
Ni	18	-	7	-	6	206	22	-	-
Rb	309	-	254	-	386	573	348	14	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	23	-	19	-	7	18	29	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	50	-	-	-	-	68	55	14	-
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	46	-	-	-	-	11	-
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	110	-	-	-	-	222	737	15	-
Zr	815	-	520	-	372	324	401	686	-

Continua

Continuação					
Autor	Knauer (1990)				
Unidade	Base do Sg. Espinhaço				
Rocha	Rocha metavulcânica ácida				
Amostra	VAC04	VAC05	VAC06	VAC07	VAC08
SiO ₂	67.5	70.5	72.5	73	78.6
TiO ₂	0.66	0.68	0.53	0.38	0.12
Al ₂ O ₃	16.6	12	12.4	15	10.5
Fe ₂ O ₃	6.9	3.3	2.4	3.5	1.5
FeO	0.14	2.9	1.6	1.3	0.57
MnO	-	0.13	0.16	0.1	0.02
MgO	0.81	0.76	0.34	0.3	0.15
CaO	0.04	0.66	0.46	0.04	0.29
Na ₂ O	0.16	3.1	3.3	0.3	2.5
K ₂ O	6.2	4.6	5.3	4.3	5.2
P ₂ O ₅	0.04	0.12	0.06	0.04	0.04
LOI	-	-	-	-	-
Total	99.05	98.75	99.05	98.26	99.49
Ba	-	1800	200	350	-
Co	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-
Ni	32	-	-	-	18
Rb	140	130	390	43	400
Sn	-	-	-	-	-
Sr	-	83	28	88	-
Ta	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-
Zr	660	590	780	530	470

Tabela A-2 - Resultados de análises químicas de rochas magmáticas ácidas relacionadas às unidades basais do Sg. Espinhaço (extraído de Herrgesell, 1984).

Autor	Herrgesell (1984)							
Unidade	Base do Sg. Espinhaço - Unidade Meta-ígneia Conceição do Mato Dentro							
Rocha	Metarriodacito				Rochas vulcânicas intemperizadas			
Amostra	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	66.94	67.15	67.72	67.79	70.11	70.47	72.97	73.37
TiO ₂	0.57	0.54	0.55	0.56	0.54	0.55	0.52	0.54
Al ₂ O ₃	12.65	12.47	12.67	12.41	13.01	13.63	12.09	10.74
Fe ₂ O ₃	2.07	2.04	2.05	2.06	2.91	3.19	3.53	4.6
FeO	3.89	3.9	3.99	3.42	2.04	2.05	2.02	2.04
MnO	0.12	0.12	0.12	0.13	0.09	0.09	0.09	0.09
MgO	0.37	0.33	0.29	0.39	1.85	2.09	2.29	1.7
CaO	1.6	1.78	1.35	1.75	2.23	1.29	0.33	1.16
Na ₂ O	3.43	3.83	4.15	3.73	3.71	2.73	1.58	1.92
K ₂ O	5.41	4.74	4.3	4.67	0.88	1.48	1.43	1.82
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.13	0.16	0.48	0.13	0.04	0.08
LOI	-	-	-	-	-	-	-	2.5
Total	97.22	97.06	97.32	97.07	97.85	97.7	96.89	98.06
Ba	711	585	592	536	210	387	397	585
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	3	2	6	5	129	125	176	100
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	17	7	10	9	57	64	105	47
Rb	255	198	147	232	29	57	52	62
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	63	54	54	61	217	187	79	221
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-
V	8	9	11	18	67	72	69	800
W	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	910	888	910	905	126	125	146	174

Tabela A-3 - Resultados de análises químicas de rochas magmáticas ácidas relacionadas às unidades basais do Sg. Espinhaço (extraído de Dussin et al., 1994).

Autor	Dussin et al. (1994)					
Unidade	Base do Sg. Espinhaço - Unidade Metaígneia Conceição do Mato Dentro					
Rocha	Metarriodacito	Metarriolito				
Amostra	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67.59	72.07	74.7	75.39	75.55	76.43
TiO ₂	0.56	0.53	0.22	0.22	0.19	0.29
Al ₂ O ₃	12.5	11.83	11.42	11.57	11.28	11.89
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO	6.69	4.4	3.16	3.33	2.66	0.83
MnO	0.14	-	0.07	0.07	0.03	-
MgO	0.3	0.32	0.08	0.08	0.11	-
CaO	1.77	1.54	0.46	0.39	0.83	0.83
Na ₂ O	4.19	2.83	2.82	3.12	2.11	3.47
K ₂ O	4.5	4.5	5.35	5	5.91	5.27
P ₂ O ₅	0.16	0.05	0.03	0.02	-	0.02
LOI	1.21	1.73	0.76	0.52	1	0.73
Total	99.61	99.8	99.07	99.71	99.67	99.76
Ba	658	202	118	111	427	165
Co	-	2	0	-	-	0
Cr	7	6	6	11	-	5
Cs	-	-	-	-	-	-
Cu	18	6	3	12	16	5
Ga	30	33	37	36	31	32
Hf	-	25.3	25.3	-	-	27.5
La	164.52	253.6	515.2	229.71	312.67	78.75
Ce	297.21	135.8	397.9	418.41	377.07	149.2
Pr	-	-	-	-	-	-
Nd	120.1	150.4	354.2	167.35	161.52	56.72
Sm	25.58	48.04	66.76	37.56	50.77	11.47
Eu	2.88	4.28	2.45	2	2.22	0.58
Gd	20.92	140.8	61.29	30.48	60.64	12.98
Tb	-	-	-	-	-	-
Dy	21.79	279.4	59.77	32.38	96.25	20.6
Ho	-	-	-	-	-	-
Er	11.2	165.5	31.15	17.14	92.58	13.46
Tm	-	-	-	-	-	-
Yb	12.12	90.75	26.43	17.6	130.03	13.76
Lu	1.87	12.68	3.93	2.53	21.55	2.08
Y	163.03	1685	351	251.62	1814	135
Nb	87	109	109	101	122	122
Ni	8	5	3	8	5	3
Rb	222	211	278	258	273	245
Sn	-	-	-	-	-	-
Sr	70	18	12	16	32	25
Ta	-	8.3	8	-	-	8.3
Th	38	45	47	48	41	46
Tl	-	-	-	-	-	-
U	-	8.6	9.6	-	-	10.5
V	6	10	1	-	-	1
W	-	-	-	-	-	-
Zn	204	97	81	55	52	68
Zr	877	658	695	706	650	774

Tabela A-4 - Resultados de análises químicas de rochas magmáticas ácidas relacionadas às unidades basais do Sg. Espinhaço (extraído de Hagedorn, 2004).

Autor	Hagedorn (2004)							
Unidade	Suíte Borrachudos				Fm. Itapanhoacanga			
Rocha	Granito Borrachudos				Sienogranito		Riolito	
Amostra	7	9	9	12	53	56	57	
SiO ₂	71.42	69.54	69.50	71.40	67.34	70.88	76.11	
TiO ₂	0.21	0.09	0.09	0.10	0.31	0.69	0.22	
Al ₂ O ₃	15.50	16.13	16.11	15.82	17.11	12.48	11.14	
Fe ₂ O ₃	2.10	1.64	1.61	0.79	2.01	6.19	3.06	
FeO	-	-	-	-	-	-	-	
MnO	0.02	0.03	0.03	0.01	0.05	0.07	0.04	
MgO	0.48	0.37	0.37	0.29	0.48	0.79	0.41	
CaO	1.70	0.11	0.11	0.56	1.87	0.58	0.26	
Na ₂ O	5.28	1.40	1.39	3.44	7.72	3.41	2.72	
K ₂ O	1.75	7.66	7.77	4.60	2.12	3.67	4.38	
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.04	0.03	0.09	0.17	0.02	
LOI	1.61	3.27	3.27	3.07	0.77	1.14	1.07	
Total	100.14	100.27	100.29	100.11	99.87	100.07	99.44	
Ba	974	164	163	1100	1290	1340	104	
Co	2	14	13	2	4	5	1	
Cr	81	-	-	78	86	88	141	
Cs	1.0	5.4	5.8	1.2	0.2	1.3	1.4	
Cu	-	12	12	-	14	-	-	
Ga	21	23	22	18	18	21	38	
Hf	3.5	1.2	1.0	2.4	2.8	10.9	14.6	
La	46.06	8.03	8.07	16.26	21.59	88.57	331.32	
Ce	79.56	9.96	9.85	24.53	28.92	193.28	487.12	
Pr	7.58	1.12	1.05	2.78	3.75	18.28	66.43	
Nd	28.75	3.98	3.72	10.29	14.24	71.05	247.51	
Sm	4.97	0.91	0.87	1.81	2.78	14.76	54.99	
Eu	1.44	0.26	0.26	0.60	1.88	2.98	1.66	
Gd	3.96	1.06	0.97	1.49	2.92	13.43	57.24	
Tb	0.52	0.25	0.22	0.18	0.42	2.17	9.57	
Dy	2.43	2.10	1.85	0.80	2.33	12.08	55.92	
Ho	0.41	0.60	0.52	0.13	0.53	2.56	12.14	
Er	0.97	2.24	1.83	0.35	1.47	6.51	31.51	
Tm	0.12	0.44	0.38	0.05	0.19	0.98	4.76	
Yb	0.70	3.19	2.71	0.34	1.34	5.87	25.77	
Lu	0.09	0.50	0.41	0.05	0.19	0.83	3.32	
Y	11.6	18.4	15.0	3.6	18.2	62.9	307.8	
Nb	3.3	10.1	9.3	1.8	14.1	18.9	80.2	
Ni	-	-	-	-	-	-	-	
Rb	47	164	162	73	54	81	278	
Sn	-	6	6	-	3.03	3.70	7.96	
Sr	693	50	48	265	598	64	14	
Ta	0.2	3.1	3.0	0.1	1.1	1.5	7.6	
Th	5.2	4.5	5.0	5.8	0.6	18.1	47.1	
Tl	-	1.2	2.0	0.7	0.5	0.7	1.5	
U	1.07	8.02	7.99	1.05	2.43	3.66	10.09	
V	19	9	8	10	27	26	15	
W	1	97	95	1	0.66	0.95	1.79	
Zn	-	-	-	-	51	71	137	
Zr	133	23	25	81	125	532	654	

Tabela A-5 - Resultados de análises químicas de rochas magmáticas ácidas relacionadas às unidades basais do Sg. Espinhaço (extraído de Grossi-Sad et al., 1997).

Autor	Grossi-Sad et al. (1997)
Unidade	Sg. Espinhaço - Serra do Espinhaço Central
Rocha	Metarriolito
Amostra	Metarriolito - Planalto de Minas
SiO ₂	71.6
TiO ₂	0.61
Al ₂ O ₃	12.7
Fe ₂ O ₃	3.16
FeO	0.85
MnO	0.16
MgO	0.59
CaO	0.31
Na ₂ O	3.23
K ₂ O	5.6
P ₂ O ₅	0.13
LOI	0.6
Total	99.54

Tabela A-6 - Resultados de análises químicas de rochas magmáticas ácidas relacionadas às unidades basais do Sg. Espinhaço (extraído de Santos, 2017).

Autor	Santos (2017)						
Unidade	Sg. Espinhaço - Fm. Rio dos Remédios - Chapada Diamantina						
Rocha	Rochas Metavulcânicas Ácidas						
Amostra	RC-05	RC-15	RC-16	RC-18A1	RC-20	RC-21	RC-22
SiO ₂	84.46	80.97	78.67	82.44	77.8	80.55	80.86
TiO ₂	0.44	0.7	0.76	0.43	0.76	0.56	0.76
Al ₂ O ₃	6.64	11.89	12.19	7.01	10.6	8.51	11.15
Fe ₂ O ₃	4.33	7.03	7.36	4.59	8.28	6.53	6.7
FeO							
MnO	0.04	0.06	0.01	-	0.02	0.02	0.02
MgO	0.11	0.01	0.08	0.02	0.26	0.31	0.01
CaO	0.11	0.01	0.06	0.02	0.2	0.04	0.02
Na ₂ O	0.1	0.05	0.11	0.15	0.18	0.13	0.05
K ₂ O	1.09	0.49	1.21	1.73	3.08	2.63	0.43
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.17	-	0.08	0.11	0.05
LOI	0.64	0.85	0.99	0.99	1.53	1.35	0.82
Total	98.02	102.12	101.61	97.38	102.79	100.74	100.87
Ba	83	262	63	62	158	112	54
Co	2.6	3.1	1.6	0.7	4.1	4.1	1.1
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Cs	0.5	0.22	0.55	0.66	1.64	1.51	0.22
Cu	9	8	5	-	-	-	-
Ga	12.4	20.1	21.2	12.1	23.9	15.7	17.6
Hf	8.84	14.64	15.56	8.85	15.95	11.68	15.68
La	33	91.4	424.2	1.04	105	68.2	96.4
Ce	69.4	175.8	463.6	89.7	215.1	119.3	185.2
Pr	7.06	20.64	89.42	12.68	23.14	15.46	21.55
Nd	28.4	83.1	365.2	41.9	93.1	62.1	92.4
Sm	7.5	16.4	54.4	4.9	19.4	10.3	19.2
Eu	1.66	3.02	6.68	0.77	4.15	1.91	3.23
Gd	9.08	14.2	24.02	3.79	24.43	10.39	13.25
Tb	1.02	1.62	2.44	0.65	3.26	1.48	1.36
Dy	5.57	9.13	13.67	4.59	17.54	9.23	8.45
Ho	1.08	1.73	2.87	8.85	2.98	1.74	1.7
Er	3.3	5.64	9.83	3.4	8.87	5.35	5.72
Tm	0.44	0.83	1.43	0.5	1.15	0.76	0.85
Yb	3	6	9.6	3.5	7.8	4.9	6.1
Lu	0.44	0.85	1.27	0.54	1.08	0.67	0.89
Y	26.15	41.31	66.6	28.02	80.01	43.99	39.44
Nb	20.77	33.37	36.71	23.74	34.35	25.34	34.8
Ni	8	8	7	-	10	8	6
Rb	15.3	6.2	14	37	81.2	74.3	6.8
Sn	2.8	3.4	2.7	2.4	3.5	3.3	3.4
Sr	64	76	138	54	86	60	62
Ta	1.17	1.93	2.1	1.25	2.14	1.54	2.04
Th	8.7	16.3	20	11.4	18.1	11.8	16.7
Tl	-	-	-	-	-	-	-
U	0.97	1.25	1.21	1.19	4.62	3.79	1.06
V	-	-	-	16	20	-	16
W	2.9	4.7	3.5	2.1	3	3.5	3.5
Zn	-	-	-	-	-	-	-
Zr	321	561	608	370	626	441	592

Tabela A-7 - Valores estatísticos calculados a partir dos resultados de análises químicas de rochas magmáticas ácidas relacionadas às unidades basais do Sg. Espinhaço extraídos de Herrgesell (1984), Knauer (1990), Fernandes et al. (1994), Dussin et al. (1994), Grossi-Sad et al. (1997), Hagedorn (2004) e Santos (2017).

	Mediana	Média	Moda
SiO ₂	73.40	74.14	74.70
TiO ₂	0.31	0.38	0.13
Al ₂ O ₃	11.97	12.02	11.83
Fe ₂ O ₃	2.40	3.12	0.59
FeO	1.66	2.10	2.04
MnO	0.05	0.06	0.02
MgO	0.31	0.43	0.08
CaO	0.61	0.73	0.04
Na ₂ O	2.83	2.73	2.78
K ₂ O	4.60	4.11	5.30
P ₂ O ₅	0.05	0.08	0.01
LOI	0.92	1.18	3.27
Total	99.49	99.32	99.05
Ba	250.00	395.62	585.00
Co	2.00	3.55	0.00
Cr	11.00	48.75	5.00
Cs	1.23	2.05	0.22
Cu	9.00	10.01	10.00
Ga	23.75	25.80	-
Hf	13.14	12.44	25.30
La	96.40	138.35	-
Ce	180.50	203.48	-
Pr	14.07	20.78	-
Nd	90.70	102.60	62.10
Sm	16.91	21.15	-
Eu	1.60	1.86	0.50
Gd	14.30	22.62	-
Tb	1.19	1.80	-
Dy	13.35	27.71	-
Ho	2.69	2.91	2.98
Er	7.66	17.54	-
Tm	0.63	0.92	-
Yb	6.59	15.74	-
Lu	0.87	2.28	-
Y	71.00	256.43	-
Nb	35.76	57.56	109.00
Ni	8.00	26.07	8.00
Rb	209.00	196.15	254.00
Sn	3.40	4.01	3.40
Sr	54.00	89.81	54.00
Ta	2.10	4.23	8.30
Th	39.00	35.51	50.00
Tl	0.93	1.10	-
U	3.79	6.58	-
V	15.43	53.97	11.00
W	2.95	15.67	3.50
Zn	81.00	116.89	97.00
Zr	520.00	479.69	324.00