



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



TESE DE DOUTORADO

**A PORÇÃO SUL DO GRUPO VAZANTE ENTRE LAGAMAR E
COROMANDEL (MG): ESTRATIGRAFIA, GEOCRONOLOGIA E
FOSFOGÊNESE NEOPROTEROZOICA**

AUTORA: Carla Sofia de Sousa Marques

ORIENTAÇÃO: Alexandre Uhlein

COORDENAÇÃO: Gabriel Jubé Uhlein

Nº45

BELO HORIZONTE
DATA (16/12/19)



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



Tese apresentada perante a banca examinadora,
como requisito parcial para obtenção do título de doutora em Geologia Regional

***A PORÇÃO SUL DO GRUPO VAZANTE ENTRE LAGAMAR E
COROMANDEL (MG): ESTRATIGRAFIA, GEOCRONOLOGIA E
FOSFOGÊNESE NEOPROTEROZOICA***

AUTORA: Carla Sofia de Sousa Marques

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alexandre Uhlein

COORIENTADOR: Prof. Dr. Gabriel Jubé Uhlein

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Alexandre Uhlein (UFMG)

Dr. André Danderfer Filho (UFOP)

Dr. Carlos José Souza de Alvarenga (UnB)

Dr. Fabrício de Andrade Caxito (UFMG)

Dra. Joseneusa Brilhante Rodrigues (CPRM-SGB/DF)

BELO HORIZONTE

(16/12/19)

M357p Marques, Carla Sofia de Sousa.

2019 A porção sul do Grupo Vazante entre Lagamar e Coromandel (MG) [manuscrito] : estratigrafia, geocronologia e fosfogênese neoproterozoica / Carla Sofia de Sousa Marques. – 2019.

xiv, 117 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Alexandre Uhlein.

Coorientador: Gabriel Jubé Uhlein.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2019.

Área de concentração: Geologia Regional.

Inclui bibliografia.

Inclui anexos.

1. Geologia – Minas Gerais – Teses. 2. Geologia estratigráfica – Teses. 3. Tempo geológico – Teses. I. Uhlein, Alexandre. II. Uhlein, Gabriel Jubé. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 55(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

A porção sul do Grupo Vazante entre Lagamar e Coromandel (MG):
estratigrafia, geocronologia e fosfogênese neoproterozoica

CARLA SOFIA DE SOUSA MARQUES

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

Aprovada em 16 de dezembro de 2019, pela banca constituída pelos membros:

Prof. Alexandre Uhlein - Orientador
UFMG

Prof. Fabricio de Andrade Caxito
UFMG

UFMG

Prof. André Danderfer Filho
UFOP

UFOP

Prof. Carlos José Souza de Alvaranga
UnB

UnB

Profa. Joseneusa Brilhante Rodrigues
CPRM

CPRM

Belo Horizonte, 16 de dezembro de 2019.

AGRADECIMENTOS

Será sempre incompleta, injusta e incoerente a listagem de agradecimentos aos colegas e amigos que contribuíram para este volume final. No entanto, almejando uma margem mínima de erro, registrarei as mais diretas e irredutíveis contribuições para este trabalho.

Primeiramente, agradecimento à República Federativa do Brasil, da qual agora faço parte e que me assegurou toda a infraestrutura científica e acadêmica e uma bolsa de Pós-graduação CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), permitindo-me dedicar exclusivamente a esta tese.

Passando depois à figura de orientador, agradecimento a Alexandre Uhlein. Pelas oportunidades ofertadas, por mostrar os caminhos e dar os amparos, essenciais ao meu crescimento ao longo destes anos acadêmicos.

Estou grata também pelos companheiros do IGC, a camaradagem da galera da Salinha da Pós e em especial ao Gabriel Jubé Uhlein, agora professor, por todos os auxílios e rigor científico ao longo destes últimos anos.

Agradeço também a CPRM – Serviço Geológico Brasileiro (Superintendência de Belo Horizonte), em especial a equipa do Projeto Vazante-Paracatu, disponibilizando material de estudo e sempre abertos a discussões.

Por fim, agradeço aos meus familiares e amigos, tão condescendentes com a minha longa clausura. Voltarei com a força da maré!

EPÍGRAFE

(...)

*Monte Carmelo, Patrocínio, Lagamar,
Ai, vivem para sempre na lembrança;
Quanta saudade do meu Rio Paranaíba,
Em suas margens vi nascer a esperança;
Patos de Minas, faz lembrar Padre Tomáz,
Que me deu força e paz que um artista deseja.
Minas Gerais, te envio com emoção,
A mais pura gratidão de minh`alma sertaneja.
Santo Inácio, Santa Clara, Abadia dos Dourados,
São lugares bem lembrados, cada um tem seu papel;
São os sonhos da criança, misto de saudade e dor,
Do poeta sonhador, filho de Coromandel.*

Música "Coromandel" do poeta-cantor Goiá
(Gérson Coutinho da Silva, 1935-81)

Marques C.S.S. 2019. *A porção sul do Grupo Vazante entre Lagamar e Coromandel (MG): estratigrafia, geocronologia e fosfogênese neoproterozoica*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte. 117p.

RESUMO

O Grupo Vazante (noroeste de Minas Gerais) representa uma sucessão pelítico-carbonática depositada durante o Meso-Neoproterozoico entre a Faixa Brasília e o Cráton do São Francisco. Na porção sul desta unidade, entre Lagamar e Coromandel, a fase colisional da Faixa Brasília provocou uma inversão estratigráfica, colocando formações mais antigas meso-neoproterozoicas (formações Lagamar-Serra do Garrote) sobre as formações mais jovens neoproterozoicas (formações Santo Antônio do Bonito-Rocinha). A Formação Lagamar apresenta fácies carbonáticas relacionadas a um ambiente recifal: frente recifal (consiste em retrabalhamento dos carbonatos no talude), recife (estruturas estromatolíticas de recifes isolados) e recife interno (ambiente raso com alta salinidade protegido pela barreira recifal). Normalizando pelo PAAS, os ETR das amostras coletadas não seguem o padrão típico de carbonatos marinhos, mostrando características de uma plataforma com barreira, com $ETRL/ETRP \approx 1.0$, anomalia de La, inexistência de anomalias de Ce e Gd, e as taxas de Y/Ho apresentando valores baixos (29-39). Nos perfis isotópicos, os valores de $\delta^{13}C$ variam de -0,14 a 2,20‰, de $\delta^{18}O$ de -9,82 a -3,18‰ mostrando uma homogeneidade de valores e sinal primário de $^{87}Sr/^{86}Sr$ em torno de 0.7068. Por sua vez, as unidades basais do Grupo Vazante, as Formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha, apresentam registros estratigráficos diferentes e idades mais jovens que o restante do Grupo Vazante. Estas formações são constituídas por diamictitos, arenitos, pelitos e raros carbonatos, originados de uma sedimentação gravitacional subaquosa, formando um sistema deposicional de *slope-apron*. Os dados geocronológicos U-Pb em zircão detrítico indicam uma idade deposicional máxima neoproterozóica para ambas as formações (idade concordante mais jovem de $934 \text{ Ma} \pm 8$) e a principal fonte de zircão é do Paleoproterozoico (principalmente Riáciano e Orosiriano) e Mesoproterozoico (Calimiano e Ectasiano), cujas proveniências são do Paleocontinente São Francisco. Esta sedimentação é relacionada com a formação glaciogênica Jequitaiá (Grupo Bambuí). De leste para oeste, uma sedimentação glacial foi retrabalhada por processos gravitacionais, passando para um sistema de cunhas clásticas subaquosas na margem do Paleocontinente São Francisco. Os dados Sm-Nd também confirmam a correlação, sobretudo entre a Formação Santo Antônio do Bonito e a Formação Jequitaiá, apresentando idades-modelo

Paleoproterozoicas ($T_{DM} = 1.8$ a 2.1 Ga). Devido ao predomínio de fácies grossas na Formação Santo Antônio do Bonito e ausência de feições glaciais, o retrabalhamento gravitacional foi o principal processo de deposição de diamictitos, provavelmente durante um período de degelo e elevação do nível do mar (estágio sin- a pós-glacial). Na Formação Rocinha o predomínio de fácies finas, maior número de zircões neoproterozoicos e T_{DM} mais jovens indicam sedimentação durante um estágio pós-glacial, com importante mudança de proveniência. Os depósitos de fosfato sedimentar do Grupo Vazante são descritos e comparados. O depósito de Coromandel (basal), assim como Rocinha e Lagamar (topo), são relacionados a um grande evento de fosfogênese transgressivo pós-glacial. O enriquecimento em fosfato ocorre em ritmitos (fosfoarenitos ricos em intraclastos com granulometria areia fina/média, fluorapatitas e matriz criptocritalina), enriquecidos, posteriormente, por processos supergênicos, formando wavellita nas fraturas.

Palavras-Chave: Neoproterozoico, Slope-apron, U-Pb, Sm-Nd, Fosforito sedimentar.

ABSTRACT

The Vazante Group (northwest of Minas Gerais) represents a pelitic-carbonate succession deposited during the Meso-Neoproterozoic between the Brasília Belt and the São Francisco Craton. In its southern portion, between Lagamar and Coromandel towns, the collisional phase of the Brasília Belt was responsible for stratigraphic inversion, placing the older meso-neoproterozoic Lagamar-Serra do Garrote formations over the younger neoproterozoic Santo Antônio do Bonito-Rocinha formations. The Lagamar Formation presents carbonate facies related to a reef environment: fore reef (carbonate reworking along a slope), reef (stromatolytic structures in isolated reefs) and back reef (shallow environment with high salinity protected by the reef barrier). Normalizing by PAAS, the REE data from the collected samples do not follow the typical pattern of marine carbonates, showing LREE/HREE \approx 1.0, positive La anomaly, absence of Ce and Gd anomalies and low Y/Ho ratios at 29-39. The isotopic data showed $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -0.14 and 2.20‰, and $\delta^{18}\text{O}$ from -9.82 to -3.18‰ showing homogeneity of values and primary signature of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ around 0.7068. The basal units of the Vazante Group, the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations, present different stratigraphic records and younger ages than the remaining of the Vazante Group. These units are characterized by diamictites, sandstones, pelites and rare carbonates originated from a subaqueous gravitational sedimentation, composing a slope-apron system. U-Pb geochronological data from detrital zircon grains indicate a neoproterozoic maximum depositional age for both formations (934 ± 8 Ma) and main source of zircons from Paleoproterozoic (mainly Rhyacian and Orosirian) to Mesoproterozoic (Calymmian and Ectasian), whose provenances are from the São Francisco Paleocontinent. This sedimentation is correlated to the glaciogenic Jequitaiá Formation (Bambuí Group). From east to west, the glacial sediments were reworked by gravitational processes, moving to a slope-apron system on the margin of the São Francisco Paleocontinent. The Sm-Nd data also confirm this similarity, especially between the Santo Antônio do Bonito Formation and Jequitaiá formations, with paleoproterozoic model ages ($T_{\text{DM}} = 1.8$ to 2.1 Ga). Due to the complete absence of ice-rafted debris within fine-grained sediments in the Santo Antônio do Bonito Formation, the gravitational reworking was the main process of diamictites deposition, probably during a period of ice retreat and sea level rise (syn to post-glacial stage). The Rocinha Formation presents more fine-grained lithotypes, increase of neoproterozoic zircons and younger T_{DM} ages, indicating sedimentation during a post-glacial stage and with a

significant provenance change. Sedimentary phosphate deposits from the Vazante Group are described and compared. The Coromandel deposit (basal), as well as Rocinha and Lagamar (top), are related to a large phosphogenetic postglacial transgressive event. The phosphate enrichment occurs in rhythms (phosphoarenites rich in fine/medium intraclasts, fluorapatites and cryptocrystalline matrix), later enriched by supergenic processes, forming wavellite in fractures.

Keywords: Neoproterozoic, Slope-apron, U-Pb, Sm-Nd, Sedimentary phosphorite.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
EPÍGRAFE	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	v
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
ÍNDICE DE TABELAS	xiii
1. INTRODUÇÃO	1
2. MATERIAIS E MÉTODOS	3
3. TRABALHOS ANTERIORES DO GRUPO VAZANTE	6
3.1. <i>Histórico dos Conhecimentos</i>	6
3.2. <i>Estratigrafia</i>	8
3.3. <i>Evolução Tectônica</i>	17
3.4. <i>Província Mineral Vazante-Paracatu</i>	21
4. ARTIGO 1 (publicado): Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar (Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico	23
5. ARTIGO 2: Stratigraphy and U-Pb Geochronology of the basal units of the Vazante Group: a lateral correlation to the glaciogenic Jequitai Formation (Minas Gerais, Brazil)	36
Abstract	36
5.1 <i>Introduction</i>	37
5.2 <i>Geological settings</i>	38
5.2.1. <i>The Vazante Group</i>	38
5.2.2. <i>The Bambuí Group</i>	42
5.3. <i>Materials and Methods</i>	43
5.4. <i>Results</i>	44
5.4.1. <i>Sedimentary and stratigraphic features</i>	44
5.4.2. <i>U-Pb Geochronology</i>	50
5.5. <i>Discussion</i>	52
5.5.1. <i>Sedimentary Provenance</i>	52
5.5.2. <i>Depositional settings and stratigraphic correlations</i>	54
5.6. <i>Conclusions</i>	58
<i>Acknowledgements</i>	58
<i>APPENDIX Supplementary U-Pb geochronological data from analyzed detrital zircons</i>	59
6. ARTIGO 3: As formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Grupo Vazante, Minas Gerais): sedimentação gravitacional sin- a pós-glacial e fosfogênese na transição Faixa Brasília-Cráton São Francisco	67
Resumo/Abstract.....	67
6.1. <i>Introdução</i>	68
6.2. <i>Contexto Geológico</i>	69

6.2.1 Grupo Vazante	70
6.2.2 Grupo Bambuí	71
6.2.3 Geologia e Geocronologia do Grupo Vazante entre Coromandel e Lagamar	72
6.3. <i>Materiais e Métodos</i>	78
6.4. <i>Resultados</i>	79
6.4.1. Dados isotópicos Sm-Nd	79
6.4.2. Fosforitos sedimentares do Grupo Vazante	82
6.5. <i>Discussão</i>	86
6.5.1 Correlações regionais	86
6.5.2 Fosfogênese neoproterozoica	88
6.6. <i>Conclusões</i>	90
6.7. <i>Agradecimentos</i>	91
<i>ANEXOS Tabela de coordenadas dos pontos de amostragem Sm-Nd e U-Pb (UTM 23S WGS84)</i>	92
7. CONCLUSÕES GERAIS	92
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94
ANEXOS	111
<i>Anexo A: Preparação para análise isotópica U-Pb (DEGEO - UFOP).....</i>	<i>111</i>
<i>Anexo B: Preparação para análise isotópica Sm-Nd (SEPURA – UFMG) ...</i>	<i>117</i>

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Contexto geológico do Grupo Vazante no Cráton do São Francisco (modificado de Reis <i>et al.</i> 2017) e no contexto da Faixa Brasília (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2001; Rodrigues <i>et al.</i> , 2012).....	4
Figura 2. Área de estudo na região sul do Grupo Vazante com cerca de 2.200 km ² e relação dos mapas geológicos compilados nesta tese.....	9
Figura 3. Mapa geológico simplificado elaborado na escala de 1:1.000.000, modificado de Bizzi <i>et al.</i> (2004), mostrando a variação cartográfica das unidades do Grupo Vazante. Nota-se também a inserção do Grupo Quilombo, unidade proposta por Moura (2018) e o refinamento dos grandes contatos do Grupo Canastra (<i>In</i> Teles, 2019).....	13
Figura 4. Modelo esquemático de evolução da Bacia Vazante a partir de furos de sondagem da Mina de zinco de Paracatu (MG): (A) Representação simplificada das fácies sedimentares descritas e interpretadas do Grupo Vazante; (B) evolução dos estágios de deposição do Grupo Vazante (Sotero <i>et al.</i> , 2019).....	14
Figura 5. Reconstrução paleoambiental da bacia carbonática de Vazante com os quatro estágios evolutivos (A, B, C e D) definidos a partir da análise das associações de fácies (AF1, AF2, AF3, AF4, AF5 e AF6) na Mina de zinco de Vazante, MG (Oliveira 2013). Figura 6. Curva quimioestratigráfica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do Grupo Vazante completa, segundo Alvarenga <i>et al.</i> (2019).....	15
Figura 7. Mapa geológico com unidades do Grupo Bambuí e idades U-Pb mapeadas pela SBG/ CPRM na região de Lagamar e Coromandel (Pinho <i>et al.</i> , 2017).....	17
Figura 8. Compilação e sobreposição de dados Sm-Nd, idades-modelo T_{DM} , a partir de Pimentel <i>et al.</i> (2011).....	19
Figura 9. Arcabouço geotectônico da porção centro-sul da Faixa Brasília (adaptado de Heineck <i>et al.</i> , 2004; Valente <i>et al.</i> , 2004) com localização da Província Vazante-Paracatu, destaque para as áreas dos projetos realizados no Distrito Zincífero de Vazante (Dias <i>et al.</i> , 2015) e Distrito Mineral (Zn-Pb-Cu) de Paracatu-Unai (<i>In</i> Dias <i>et al.</i> , 2018).....	21
Figura 10. A) Separação magnética manual; B) Separador eletromagnético Frantz.....	111
Figura 11. A e B) Lupa 4x antes da separação refinada; C e D) Lupa 4x após separação refinada.....	112
Figura 12. A e B) Procedimento Método da Flor. 1 - 5990 (Amostra RG01); 2 - 5991 (Amostra RG26); 3 - 5992 (Amostra RG51). C) Marcador visual de magnetita. D) Aplicação da resina para montar a pastilha.....	113

Figura 13. A) Estufa usada para amolecimento de resina; B) Panambra elétrica para polimento dos grãos.....	114
Figura 14. Preparação dos grãos de zircão para imageamento: A) Carbono; B) Metalização; C) Tons incandescentes.....	114
Figura 15. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) marca <i>JSM 6510</i> , e catodoluminescência <i>Deben Centaurus Operation V13.0</i>	115
Figura 16. A) Registro identificador de tiros; B) Seleção de local de tiros com <i>Laser ablation system Photo Machines</i> ; C) Selecionar melhor porção do sinal com <i>Glitter Program v.4.4.4</i>	116
Figura 17. Moagem de amostras para Sm-Nd: A) Moinho elétrico Modelo MPV-1; B) Panela de tungstênio.....	117

Figuras do artigo 1: Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar (Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico

Figura 1. Localização da área estudada, mapa geológico e seção geológica NW-SE no Grupo Vazante, município de Lagamar. Adaptado de Marques <i>et al.</i> (2015).....	27
Figura 2. Coluna estratigráfica simplificada das formações Lagamar e Serra do Garrote na região de Lagamar (Marques <i>et al.</i> , 2015).....	27
Figura 3. Litofácies do Membro Sumidouro: A) Microbialito crenulado, Fazenda Sumaré, recife interno AF3; B) Estromatólito colunar, Fazenda Sumaré, recife AF2; C) Fotomicrografia do microbialito crenulado, Fazenda Sumaré, recife interno AF3, 40x nicóis normais; D) Fotomicrografia do doloarenito oncolítico (AF3) onde os núcleos foram substituídos por cristais de carbonato em um cimento micrítico, 10x nicóis normais; E) Brecha intraformacional, frente recifal AF1; F) Reconstrução paleoambiental da plataforma carbonática (com barreira) do Membro Sumidouro e localização aproximada das seções amostradas.....	28
Figura 4. Distribuição dos Elementos Terras Raras + Ítrio (ETR+Y), normalizado pelo PAAS (<i>Post-Archean Australian Shale</i>) de Taylor & McLennan (1985).....	31
Figura 5. Perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e resultados de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo das seções estudadas.....	31
Figura 6. A) Correlações de Somatório de Elementos Terras Raras e Ítrio ($\Sigma\text{ETR}+\text{Y}$) com Zr (ppm); B) $\Sigma\text{ETR}+\text{Y}$ com Al_2O_3 (wt%); C) Y/Ho com Al_2O_3 (wt%); e D) Correlação entre Sr (ppm) e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	32

Figuras do artigo 2: *Stratigraphy and U-Pb Geochronology of the basal units of the Vazante Group: a lateral correlation to the glaciogenic Jequitai Formation (Minas Gerais, Brazil)*

Figure 1. Simplified geological map of the Vazante Group between Coromandel and Lagamar towns. Compiled from Féboli & Ribeiro (2013), Fernandes (2013), Féboli (2015), Marques (2015), Ribeiro & Féboli (2013) and Signorelli *et al.* (2013)..... 40

Figure 2. Detailed geological map (1:25.000) and cross section NW-SE through the Santo Antônio do Bonito River, modified from Gonçalves & Filardi (2017)..... 46

Figure 3. Facies in the detailed mapping area: A) Laminated siltstone of the Santo Antônio do Bonito Formation; B) Diamictite of the Santo Antônio do Bonito Formation, clasts of weathered carbonate (Carb - clay minerals of orange color, altered), crenulated micaceous metasilstones (Pel), metasandstones, mica schists and quartz-sandstones (Qtz). C) Sandstone RG01, quartz-sandstone of the Rocinha Formation. D) Laminated metasilstone with metasandstone lenses of the Rocinha Formation; E) Photomicrography RG01 10x XPL (Cross polarized), quartz-sandstone/quartz graywacke in the Rocinha Formation with sub-angular grains; F) Photomicrography of diamictite, 10x (XPL) with clasts of rock fragments in a pelitic/micaceous matrix (sericite/muscovite) with granules and quartz sand, generally in one direction parallel to the foliation planes (→)..... 48

Figure 4. Stratigraphic column of the Vazante Group in the Santo Antônio do Bonito River Valley. U-Pb sampling levels along the stratigraphic record..... 49

Figure 5. Images of detrital zircon grains under SEM-cathodoluminescence (CL) Scanning Electron Microscope, with age ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ absolute values in Ma), Th/U ratios and discordance %..... 50

Figure 6. Probability distribution with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Histograms exhibit distribution over geological periods. Neoproterozoic: 1) Tonian. Mesoproterozoic: 2) Stenian; 3) Ectasian; 4) Calymmian. Paleoproterozoic: 5) Staterian; 6) Orosirian; 7) Rhyacian; 8) Siderian. 9) Archean..... 51

Figure 7. Concordia diagram $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of youngest concordant grains of the Santo Antônio do Bonito (STO) and Rocinha (ROC)..... 52

Figure 8. Slope-apron depositional model for the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations from the Vazante Group..... 54

Figure 9. Comparison of the Pb^{207}/Pb^{206} probability distribution between the Jequitaí Formation (Bambuí Group; sample JEQ from Rodrigues (2008)) and basal formations of the Vazante Group: A) Santo Antônio do Bonito Formation (STO/ sample RG26); B) Rocinha Formation (ROC/ sample RG51)..... 57

Figure 10. The Vazante Group evolution and correlation between Santo the Antônio do Bonito and Rocinha formations with the Jequitaí Formation. ★ U-Pb data (younger peaks) from Rodrigues *et al.* (2012) and Rodrigues (2008)..... 57

Figuras do artigo 3: As formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Grupo Vazante, Minas Gerais): sedimentação gravitacional sin- a pós-glacial e fosfogênese na transição Faixa Brasília-Cráton São Francisco

Figura 1. Mapa Geológico entre as cidades de Coromandel e Lagamar com localização da amostragem U-Pb de Marques *et al.* (submetido) e Sm-Nd deste trabalho. Também são plotados os principais dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd de Rodrigues *et al.* (2012) e níveis fosforíticos (depósitos minerais) descritos por Dardenne (2000), delimitados por geofísica, de acordo com Pinho *et al.* (2017). Veja a localização desta figura (canto superior esquerdo) e do mapa da Fig.2..... 73

Figura 2. Mapa geológico e seção geológica NW-SE no vale do Rio Santo Antônio do Bonito, leste de Coromandel (ver localização na Fig.1)..... 75

Figura 3. Sedimentologia/estratigrafia do Grupo Vazante a leste de Coromandel, de acordo com Marques *et al.* (submetido). A) Coluna estratigráfica; B) Modelo sedimentar em ambiente marinho de *slope-apron* (cunhas clásticas subaquosas) na borda do Paleocontinente São Francisco..... 76

Figura 4. Dados U-Pb em zircão detrítico das formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Marques *et al.* submetido). A) Idade concordante mais jovem das 3 amostras das unidades basais do Grupo Vazante ($^{206}Pb/^{238}U$, N=7, Idade concórdia $934,4 \pm 7.9$ Ma). B, C e D) Histogramas de distribuição de idades $^{207}Pb/^{206}Pb$: B) STO – Formação Santo Antônio do Bonito; C) ROC – Formação Rocinha; D) JEQ – Formação Jequitaí (conforme Rodrigues, 2008)..... 78

Figura 5. Localização das amostras analisadas pelo método Sm-Nd no domínio sul do Cráton do São Francisco (figura modificada de Misi, 2001). Amostras da Formação Jequitaí nos arredores da cidade homônima e da Formação Serra de Santa Helena nos arredores da cidade de Paraopeba..... 80

Figura 6. Diagrama ϵNd x tempo (Ga) para as rochas do Grupo Vazante e do Grupo Bambuí, em referência as curvas do manto depletado (<i>depleted mantle</i>) e do condrito (<i>CHUR</i>) de acordo com McLennan (1989).....	81
Figura 7. Depósito de fosfato de Lagamar da empresa <i>Galvani Fertilizantes</i> (Lavra C). A) Bancadas de lavra. B) Amostra de ritmito fosfático mostrando xistosidade oblíqua ao acamamento. C) Fotomicrografia de ritmito fosfático. Alternância de fosfolutitos com fosfoarenitos, mostrando intraclastos fosfáticos (fosforito retrabalhado, granular); 10x, nícois paralelos. D) Fotomicrografia de detalhe nos intraclastos fosfáticos, com fraturas e imersos em matriz de calcita e apatita; 40x, nícois paralelos.....	83
Figura 8. Depósito fosfático de Rocinha. A) Dobras assimétricas nas bancadas de lavra. B) Ritmito fosfático com níveis escuros centimétricos enriquecidos em P_2O_5 . C) Amostra de ritmito fosfático com níveis escuros enriquecidos com fosfointraclastos e fraturas preenchidas por wavelita. D) Fotomicrografia de ritmito fosfático com níveis intraclásticos (FosfoIntra) tamanho areia, matriz micrítica nos níveis fosfolutítico, e minerais de wavelita (Wa) nas fraturas; 10x nícois paralelos.....	84
Figura 9. Depósito fosfático de Coromandel. A) Estratigrafia do depósito de Coromandel a partir de furos de sondagem da empresa <i>Jacutinga Desenvolvimento Mineral</i> (JDM). B) Amostra de ritmito fosfático em furo de sondagem. C) Fotomicrografia de ritmito fosfático com alternância de níveis fosfointraclásticos (Fosfointra) e fosfolutíticos (Fosfolut), 10x nícois paralelos.....	85
Figura 10. Modelo evolutivo das formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha ao longo do Neoproterozoico e relação com os depósitos de fosfato sedimentar.....	88

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Coluna do Grupo Vazante (modificado de Dardenne 2000; Paniago 2011) com níveis de depósitos e ocorrências minerais e resumo de trabalhos isotópicos no Grupo Vazante. ● Re-Os de Geboy <i>et al.</i> (2013), ■ U-Pb de Rodrigues <i>et al.</i> (2012) e ◆ Azmy <i>et al.</i> (2008), idade máxima de deposição; ■ Pimentel <i>et al.</i> (2001) e ○Carvalho <i>et al.</i> (2019) Sm-Nd idade T_{DM} máxima da fonte.....	19
Tabelas do artigo 1: Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar (Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico	
Tabela 1. Coordenadas geográficas das seções amostradas e fácies descritas (UTM 23S WGS84).....	26

Tabela 2. Elementos químicos das rochas carbonáticas analisadas *^{SN} = Shale Normalized pelo PAAS (Taylor & McLennan, 1985) e anomalias dos ETR de acordo com Bau & Dulski (1996)..... 30

Tabela 3. Composição dos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das seções amostradas com alguns elementos químicos. Dados isotópicos carbono e oxigênio em VPDB, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e relações Mg/Ca Mn/Sr..... 32

Tabelas do artigo 2: *Stratigraphy and U-Pb Geochronology of the basal units of the Vazante Group: a lateral correlation to the glaciogenic Jequitaí Formation (Minas Gerais, Brazil)*

Table 1. Lithostratigraphy of the Vazante Group (modified from Dardenne 2000) with ore deposits levels and summary of geochronological data. ● Re-Os de Geboy *et al.* (2013), ■ U-Pb from Rodrigues *et al.* (2012) and ◆ Azmy *et al.* (2008), maximum age of deposition; ◼ Pimentel *et al.* (2001), ◻ Rodrigues *et al.* (2012) and ○Carvalho *et al.* (2019) maximum Sm-Nd T_{DM} age from source-areas..... 42

Table 2. Description and interpretation of lithofacies of the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations..... 49

Tabelas do artigo 3: *As formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Grupo Vazante, Minas Gerais): sedimentação gravitacional sin- a pós-glacial e fosfogênese na transição Faixa Brasília-Cráton São Francisco*

Tabela 1. Dados isotópicos e quantidades de Sm e Nd do Grupo Vazante (Formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha) e do Grupo Bambuí (Formações Serra de Santa Helena e Formação Jequitaí). Idades-modelo T_{DM} (Ga) calculadas de acordo com DePaolo (1981). Amostras do Grupo Vazante: * = Fm Rocinha, ^x = Fm Santo Antônio do Bonito; Amostras do Grupo Bambuí: # = Fm Serra de Santa Helena, ^o = Fm Jequitaí..... 81

Tabela 2. Resumo comparativo dos depósitos de fosfato sedimentar no Grupo Vazante..... 82

1. INTRODUÇÃO

O Grupo Vazante localiza-se na transição entre o Cráton São Francisco e a Faixa Brasília, noroeste do Estado de Minas Gerais (Figura 1; Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000). O desenvolvimento de estudos nesta unidade foi desencadeado principalmente pela ocorrência de minérios de interesse econômico como zinco-chumbo associados à Zona de Cisalhamento de Vazante (Monteiro, 2002; Monteiro *et al.*, 2006), à Mina de Chumbo de Morro Agudo (Paniaggio, 2011) e de importantes minas de fosfatos sedimentares (Rocha-Araújo *et al.*, 1992; Nogueira, 1993; Sanches *et al.*, 2007; Sanches, 2012; Pufahl *et al.*, 2016). Importantes diamantes foram achados numa drenagem que atravessa este grupo embora sua gênese se considere não mais correlacionada a esta sequência sedimentar e sim a eventos posteriores (Karfunkel *et al.*, 2014). Além disto, o uso de calcários como reguladores de pH do solo desta região agrícola, bem como estromatólitos com magnífica preservação (Dardenne *et al.*, 2005; Dardenne, 2005) são outros atrativos que suscitaram interesse nacional e internacional.

Esta área entre Lagamar e Coromandel, aqui nomeada de Porção Sul do Grupo Vazante, foi estudada com detalhe visando pesquisa estratigráfica, análise de fácies sedimentares das formações basais do Grupo Vazante, análise geocronológica U-Pb e Sm-Nd para possível correlação com a Formação Jequitai (Grupo Bambuí) e estudo isotópico e geoquímico dos carbonatos da Formação Lagamar. A ausência de rochas vulcânicas para que se possa balizar as idades das sucessões proterozoicas, o tipo de contato tectônico (falhas inversas) entre as diferentes unidades estratigráficas e a quase inexistência de fósseis precambrianos, são fatores complicadores para o entendimento do real empilhamento estratigráfico nesta borda externa da Faixa Brasília. Na região sul de ocorrência do Grupo Vazante afloram as formações basais da litostratigrafia de Dardenne (2001), denominadas a partir da base como Formação Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar e Serra do Garrote. Estas formações do Grupo Vazante, assim como a maioria das unidades da Faixa Brasília, estão envolvidas num sistema imbricado de *nappes* e falhas. As camadas deste grupo mergulham para SW, e falhas inversas colocaram formações mais antigas sobrepostas a rochas de sucessões mais jovens.

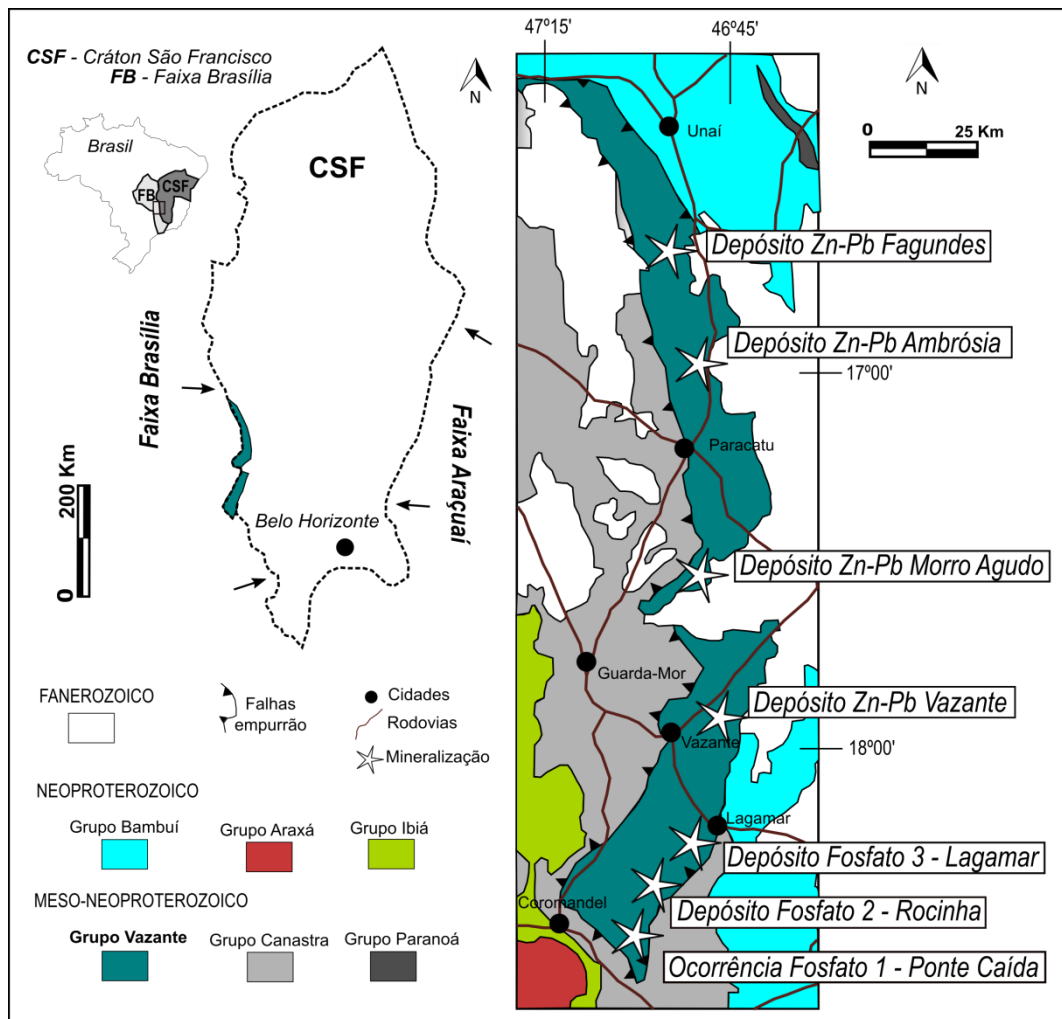


Figura 1. Contexto geológico do Grupo Vazante no Crátom do São Francisco (modificado de Reis *et al.* 2017) e no contexto da Faixa Brasília (modificado de Bizzi *et al.*, 2001; Rodrigues *et al.*, 2012).

Todas as metodologias aplicadas em diversas etapas desta tese são resumidas no capítulo 2, com algumas etapas laboratoriais detalhadas em anexo. No anexo A encontra-se a descrição do preparo de amostras para análise isotópica de U-Pb em zircão detrítico e, no Anexo B a preparação para análise isotópica de Sm-Nd.

No capítulo 3 será apresentada uma revisão do Grupo Vazante, reunindo trabalhos anteriores e diversas interpretações geológicas sobre este grupo no contexto das Eras Meso e Neoproterozoico, e sua riquíssima província mineral.

Por sua vez, os capítulos 4, 5 e 6 são apresentados em formato de artigo, onde se apresenta o artigo publicado e os que estão submetidos. O capítulo 4 é composto pelo Artigo 1 que foi publicado na revista *Anuário do Igeo-UFRJ* (Qualis B1), com o título *Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar (Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico.*

Esta formação está mais a norte da área estudada nesta tese, pertencendo às unidades mais antigas deste grupo, com idade do final do Mesoproterozoico, em um período da bacia extensivo na borda do Paleocontinente São Francisco. Este artigo apresenta novos dados novos geoquímicos, integrados com isótopos e fácies da plataforma carbonática da Formação Lagamar. O Artigo 2, apresentado no capítulo 5 foi submetido na revista *Journal of South American Earth Sciences* (Qualis A2), com o título ***Stratigraphy and U-Pb Geochronology of the basal units of the Vazante Group: a lateral correlation to the glaciogenic Jequitaí Formation (Minas Gerais, Brazil)***. Este apresenta dados sedimentológicos e estratigráficos das formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha, propõe um modelo deposicional e apresenta novos dados geocronológicos de zircão detrítico que permitem correlacioná-las com a Formação Jequitaí, registro glaciogênico neoproterozoico no Cráton São Francisco. No capítulo 6, o Artigo 3 foi submetido na revista *Geologia USP Série científica* (Qualis B2), com o título ***As formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Grupo Vazante, Minas Gerais): sedimentação gravitacional sin- a pós-glacial e fosfogênese na transição Faixa Brasília-Cráton São Francisco***. Este apresenta mais dados de Sm-Nd relativos às formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha, onde se discute as suas possíveis correlações com unidades do Grupo Bambuí (formações Jequitaí e Serra de Santa Helena). Este também descreve e compara o posicionamento estratigráfico dos depósitos de fosfato sedimentar da Formação Rocinha, enquadrando a sua relação com importantes eventos paleoclimáticos/paleoambientais do final do Neoproterozoico.

Por fim, no Capítulo 7 são apresentadas as conclusões envolvendo estes três artigos que constituem a tese final. Através destes é possível entender o contexto das formações mais a sul do Grupo Vazante, isto é, quais os paleoambientes quando estas se depositaram, e como foi a evolução sedimentar e tectônica desde o final do Mesoproterozoico até ao final do Neoproterozoico.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O projeto inicial desta tese de doutorado era ampliar o conhecimento do Grupo Vazante na sua Porção Sul, sobretudo nas suas formações basais. Partindo desse objetivo genérico foram concretizadas as seguintes etapas:

❖ Levantamento bibliográfico

Levantamento da geologia local e regional do Grupo Vazante, contexto bacinal do Meso e Neoproterozoico, bem como técnicas passíveis de serem aplicadas em rochas

Pré-Cambrianas, dentro das especificidades destas. Levantamento de mapas geológicos desta região, sendo eles em parte produzidos pela CPRM (Serviço Geológico Brasileiro), na escala 1:100.000 Projeto Vazante-Paracatu, o mapa 1:50.000 de Fernandes (2013), próximo de Coromandel, e o mapa 1:50.000 Marques (2015) para a região de Lagamar (Figura 2).

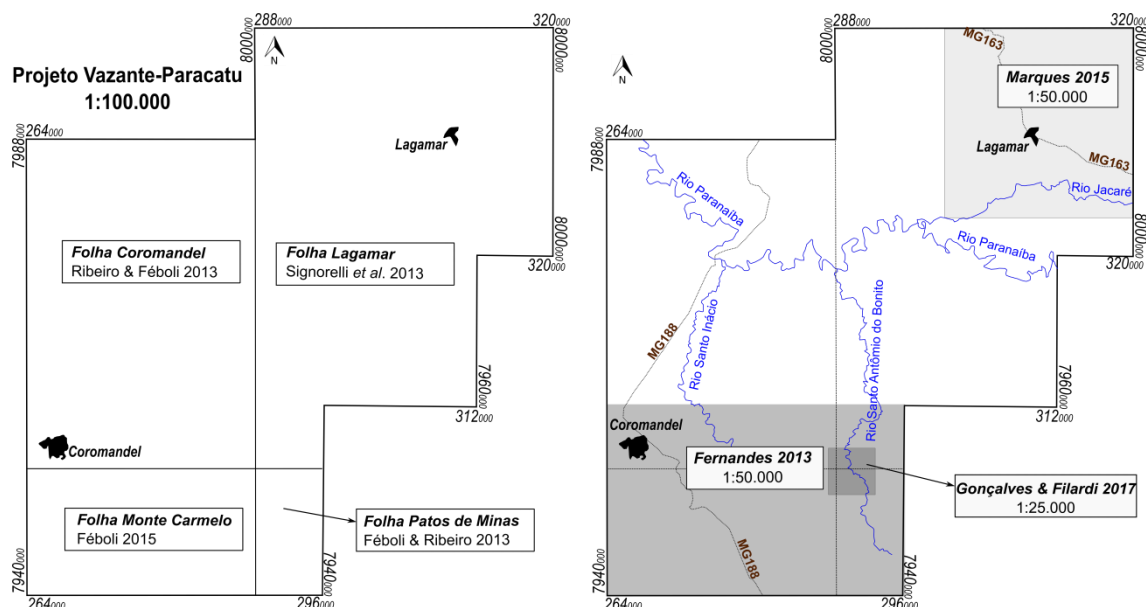


Figura 2. Área de estudo na região sul do Grupo Vazante com cerca de 2.200 km² e relação dos mapas geológicos compilados nesta tese.

❖ *Campanhas de Campo*

Foi efetuado 1 mês de trabalho de campo na região de Lagamar para confecção de mapa e coletas de amostras. Foram descritos e estudados 318 pontos de mapeamento e 53 amostras retiradas de furos de sondagem (empresas *CALA- Calcários de Lagamar* e *Galvani Fertilizantes*) que, resultaram numa publicação e na dissertação de mestrado (Marques, 2015; Marques *et al.*, 2015), culminando em um trabalho mais aprofundado (Marques *et al.*, 2019 - Artigo 1) integrado nesta tese.

Na região mais próxima de Coromandel, foram realizados 15 dias de trabalho de campo para interpretação dos mapas compilados, coletas de amostras e confecção de um mapa local (1:25.000) em forma de Trabalho de Final de Graduação (Gonçalves & Filardi, 2017), no qual realizei trabalho de co-orientação. Foram descritos cerca de 250 pontos durante o mapeamento e, neste campo foi incluída uma visita e amostragem na lavra da mina da Rocinha da então empresa *Vale Fertilizantes SA*, atualmente da *Mosaic Fertilizantes*.

❖ *Petrografia microscópica*

Para estudo petrográfico detalhado, foram descritas 26 lâminas delgadas de diferentes rochas siliciclásticas e carbonáticas da região de Coromandel, bem como 28 lâminas delgadas de estudos anteriores efetuados na região de Lagamar (Marques, 2015). Todas estas lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do CPMTC-IGC, nesta universidade.

❖ *Geoquímica de Rocha Total*

Amostragem para geoquímica de rocha total de carbonatos da Formação Lagamar foi feita em amostras de testemunhos de furo de sondagem e ao longo de bancadas de lavra da empresa CALA (Calcários de Lagamar). Dez amostras foram enviadas para análise geoquímica na empresa *Geosol SGA*, em Vespasiano (MG). O procedimento metodológico encontra-se detalhado no *Artigo 1*.

❖ *Geocronologia U-Pb em zircão detrítico*

As 3 amostras selecionadas foram lavadas e fragmentadas em pedaços menores, pesando cerca de 8-10kgs cada e, posteriormente, enviadas para análise no Departamento de Geologia (UFOP – Universidade Federal de Ouro Preto). No LOPAG (Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia), foi feita a Separação Magnética, Separação de Franz, Montagem de pastilha e polimento dos grãos. No MICROLAB (Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura) realizou-se o imageamento de grãos de zircão com catodoluminescência do MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) marca *JSM 6510*, e catodoluminescência *Deben Centaurus Operation V13.0*. Por fim, na leitura do espectômetro, usou-se o *Laser ablation system Photo Machines*, programa de fotos onde foi possível selecionar o local de tiro a ser aplicado no zircão, evitando fraturas, selecionando pontos homogêneos, dentro da borda ou do centro do cristal. As idades dos padrões utilizados para calibrar os dados são: Primário GJ \pm 602 Ma, e Secundários os BB \pm 560 Ma e Plesovice \pm 337 Ma. No final, a etapa de processamento de dados é feita pelo *Glitter Program v.4.4.4.*, com a finalidade de selecionar os melhores padrões para gerar dados próximos da concórdia. Mais detalhes deste método são apresentadas no Anexo A e no *Artigo 2* que compõem esta tese.

❖ *Proveniência com Sm-Nd (T_{DM})*

Para a amostragem Sm-Nd foram separadas rochas preferencialmente de granulometria silte-argila, de modo a obter uma melhor homogeneização das diferentes áreas fontes. Depois de britadas manualmente, 12 amostras foram preparadas no Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Estas foram moídas no laboratório SEPURA (Separação Mineral de Alta Pureza) no CPMTCC (Centro de Pesquisa Manuel Teixeira da Costa) num moinho Modelo MPV-1, em panela de tungstênio (ver Anexo B desta tese). As análises de Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa *Triton*, do Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Detalhes desta análise laboratorial são descritos no *Artigo 3*.

3. TRABALHOS ANTERIORES DO GRUPO VAZANTE

3.1. Histórico dos Conhecimentos

Com objetivo de resumir os inúmeros trabalhos publicados em torno do assunto Vazante, foram aqui catalogados os mais importantes e relevantes trabalhos publicados nos últimos anos acerca desta unidade litoestratigráfica.

Primeiramente, Angêlo Solis em 1933, engenheiro chileno, identificou o minério de zinco (calamina) em Vazante (IBGE, 2017). Luciano Jacques de Moraes fez em 1955 a primeira publicação científica sobre a Jazida de Vazante no IX Congresso Brasileiro de Geologia/Águas do Araxá (Dutra, 2011).

Inicialmente, Branco & Costa (1961), Barbosa (1965), Braun (1968) e Costa *et al.* (1970) incluíram as rochas aflorantes na região de Vazante/Paracatu no Grupo Bambuí. Amaral (1968) identificou na região de Vazante quatro unidades estratigráficas principais, compostas por rochas metassedimentares pertencentes ao Grupo Canastra, calcários com intercalações de folhelhos da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, metassiltitos e folhelhos ardósianos pertencentes à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí e depósitos recentes. Por sua vez, Cassedanne (1968) realizou os primeiros estudos dos ambientes de sedimentação dos litotipos presentes na região de Vazante e não fez correlação desses com o Grupo Bambuí.

Marcel Auguste Dardenne, um dos principais estudiosos da área, desenvolveu sua tese (1979) nas mineralizações de zinco e, enquanto professor da Universidade de Brasília orientou diversos trabalhos nesta unidade litoestratigráfica. Dardenne (1974) descreveu quatro fácies na região de Vazante: uma fácies sublitoral relativamente mais

profunda, uma fácies sublitoral de águas rasas, uma fácies lagunar e uma fácies litorânea oxidante. Correlacionou tais fácies à então Formação Paraopeba do Grupo Bambuí.

Madalosso & Valle (1978) descrevem também sistematicamente três grandes unidades e suas respectivas fácies, correlacionando-as à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí.

Leal *et al.* (1978) compilaram dados de prospecção de zinco e chumbo na região de Vazante, e descreveram as rochas carbonáticas separando-as em três fácies: *fore reef*, *reef* e *back reef*. Correlacionam estas fácies também à Formação Paraopeba. Nesta mesma década, se iniciavam estudos do Serviço Geológico Brasileiro, com foco nas mineralizações de fosfato (CPRM, 1976; 1979).

Dardenne (1978) individualizou a Formação Vazante, subdividida nos membros Morro do Calcário, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote, mantendo a correlação tradicional com a Formação Paraopeba. Madalosso (1979) Subdividiu a Formação Vazante em seis fácies (Serra do Garrote, Morro do Calcário, Serra do Velosinho, Serra da Lapa, Serra do Landim e Morro Agudo). Campos-Neto (1984) dividiu as sequências terrígenas e dolomíticas em três zonas: Zona de Paracatu, Zona de Vazante e Zona das Ardósias. Tais zonas são correlacionadas ao Grupo Paranoá. Sotoposta a estas zonas definiu uma sequência de cobertura de caráter transgressivo que marcaria a passagem para as rochas pertencentes ao Grupo Bambuí.

Dardenne *et al.* (1997) definiram como unidades inferiores da Formação Vazante um conglomerado basal, denominado Membro Arrependido, e uma fácies dolomítica, denominada Membro Lagamar. Duas fácies identificadas como siltitos inferiores e turbiditos são atribuídas à porção superior do Grupo Bambuí. Apresentam também uma divisão em unidades, posicionando os importantes depósitos de fosforitos das regiões de Coromandel, Rocinha e Lagamar na porção basal da Formação Vazante.

Dardenne *et al.* (1998) elevaram a Formação Vazante à categoria de grupo, identificando cinco grandes unidades: Unidade Psamo Pelítica Inferior de Coromandel, Unidade Psamo Metapelito Carbonatada de Lagamar, Unidade Pelítico Intermediária da Serra do Garrote, Unidade Argilo Dolomítica de Vazante-Paracatu-Unai e Unidade Superior da Serra da Lapa. Porém, só em Dardenne (2000) atribuiu nome às formações: Retiro, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Serra da Lapa. Dardenne (2001) renomeou a formação basal do Grupo Vazante (Formação Retiro) como Formação Santo Antônio do Bonito. Desde então diversos

trabalhos de estratigrafia, estrutural e geologia isotópica têm sido desenvolvidos neste grupo.

3.2. *Estratigrafia*

Partindo então do principal trabalho regional que foi Dardenne (2000; 2001), o Grupo Vazante foi dividido em sete formações, da base para o topo: Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário, e Serra da Lapa. Na Figura 3 é apresentado o mapa geológico simplificado na escala de 1:1.000.000 com todas as formações do Grupo Vazante cujos os contatos são gradativos entre si, enquanto que, a relação deste grupo com os grupos Canastra e Bambuí é por contato tectônico. Nesta figura está representada também uma nova unidade que aparece encaixada tectonicamente, o Grupo Quilombo, até então denominado como unidade do Grupo Paranoá (Moura, 2018).

A Formação Santo Antônio do Bonito, também chamada de Retiro, consiste em quartzitos brancos, por vezes conglomeráticos, intercalados com xistos. Nos rios Santo Antônio do Bonito e Santo Inácio, esta formação é caracterizada pela presença de horizontes de diamictitos com clastos de quartzitos, calcários, dolomitos, metassiltitos e seixos de granito numa matriz pelítica, localmente fosfatada (Fosforito 1 – Coromandel) (Souza, 1997; Dardenne 2000). A espessura estimada para este pacote está entre 100 a 250 m.

A Formação Rocinha tem em sua base uma sequência rítmica arenosa e pelítica, seguida por um espesso pacote de pelitos e siltitos regularmente intercalados que passa verticalmente para pelitos cinza escuro, carbonáticos e piritosos, com finas laminações fosfáticas (Fosforito 2 - Rocinha). Na porção superior dessa formação, ritmitos (quartzitos e siltitos) hospedam o depósito de fosfato de Lagamar (Fosforito 3) constituído essencialmente por fosfarenitos (Nogueira, 1993; Dardenne *et al.*, 1997). A espessura total deste pacote varia entre 500 a 1000 m.

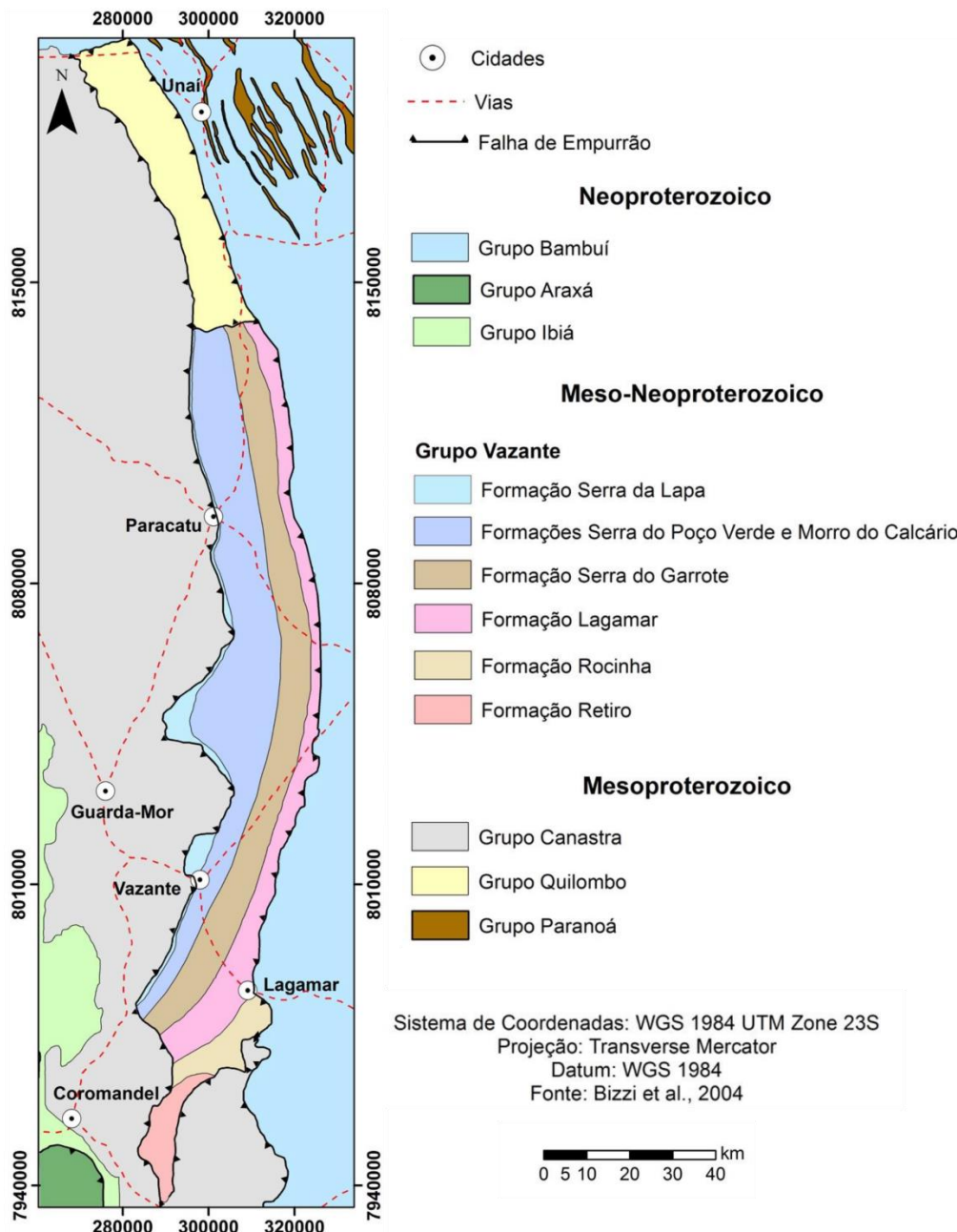


Figura 3. Mapa geológico simplificado elaborado na escala de 1:1.000.000, modificado de Bizzi et al. (2004), mostrando a variação cartográfica das unidades do Grupo Vazante. Nota-se também a inserção do Grupo Quilombo, unidade proposta por Moura (2018) e o refinamento dos grandes contatos do Grupo Canastra (*In* Teles, 2019).

A Formação Lagamar contém na sua base alternância de conglomerado, quartzito, metassilito e ardósias. A unidade conglomerática foi chamada de Membro Arrependido e é suportado por clastos de quartzitos, metassiltitos e calcários cinza escuro. Como Membro Lagamar, foram definidas as brechas dolomíticas às quais sucedem horizontes de calcários cinza escuros, bem estratificados, com intercalações de brechas lamelares e finalmente dolomitos estromatolíticos. Os dolomitos

estromatolíticos formam biohermas de cor bege claro, compostos por dolomitos com esteiras microbiais, doloarenitos e doloruditos oncolíticos, e estromatólitos colunares com laminações convexas e cônicas do tipo *Conophyton metula* e *Jacutophyton* (Cloud & Dardenne, 1973) depositados em águas agitadas. A espessura total estimada para esta sucessão é de aproximadamente 250 m.

A Formação Serra do Garrote (Madalosso & Valle, 1978; Dardenne, 1978; Campos-Neto, 1984; Dardenne *et al.*, 1997; 1998) é constituída por um espesso pacote de pelitos cinza escuros a cinza esverdeados, localmente rítmicos, carbonosos e piritosos, com finas intercalações de quartzitos. A espessura total inferida para esta sucessão pelítica-arenosa ultrapassa os 1000 m.

A Formação Serra do Poço Verde (Dardenne, 1979) é uma unidade predominantemente dolomítica com espessura total calculada entre 1300 a 1600 m, que é subdividida em quatro membros da base para o topo:

- Membro Morro do Pinheiro Inferior – constituída por dolomitos cinza-claros e rosados, maciços e por níveis subordinados de dolarenitos, por vezes oncolíticos, brechas lamelares e lentes de estromatólitos colunares.
- Membro Morro do Pinheiro Superior – apresenta dolomitos cinza-médios a escuros com estruturas *birds eyes* e esteiras algais. Ocorrem níveis subordinados de dolarenitos, brechas lamelares e folhelhos carbonosos com pirita.
- Membro Pamplona Inferior – constituído por folhelhos carbonáticos, ardósia carbonosa cinza claro, lilás a esverdeada com níveis dolomíticos finos.
- Membro Pamplona Médio – compreende dolomitos cinza-claros a rosados com laminações algais, intercalados a níveis de dolarenitos, brechas lamelares e estromatólitos colunares, e raras lentes de folhelho preto.

A Formação Morro do Calcário é caracterizada pela presença de dolomitos róseos estromatolíticos constituindo biostromos e biohermas com colunas de laminações convexas, associados a dolarenitos oolíticos e oncolíticos e doloruditos (espessura entre 200 a 300 m). Na região de Morro Agudo, Paracatu e Unaí, a Formação Morro do Calcário mostra espessuras superiores a 900 m, sendo composta essencialmente por doloruditos evidenciando, provavelmente, o retrabalhamento de biohermas estromatolíticas, parcialmente preservados, associados às fácies de dolarenitos intraclásticos oolíticos e oncolíticos. Essa espessura anormal sugere que, na porção norte da bacia, as formações Morro do Calcário e Serra do Poço Verde devem representar uma sequência dolomítica única, depositada em continuidade, não sendo

possível a individualização das subdivisões observadas na região de Vazante. Nelas estão hospedadas as mineralizações de zinco e chumbo dos depósitos de Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes.

A Formação Lapa (Madalosso & Valle, 1978) foi descrita na região de Paracatu com mais de 800 m de espessura e na região de Vazante com espessura média de 100 a 200 m. Esta formação representa uma sequência de filitos carbonosos, siltitos carbonáticos, lentes de dolomitos e camadas de quartzitos. Essas lentes carbonáticas são compostas por fácies de dolomitos laminados cinza escuro, maciços, ora dolareníticos impuros.

Os estudos nas sucessões carbonáticas do Grupo Vazante têm sido desenvolvidos principalmente para entender quais e como são as rochas hospedeiras dos depósitos de zinco e chumbo. A Faixa de ocorrência destas substâncias pode ser dividida em dois domínios, separados pela inflexão do Rio Escuro (a meio da faixa Vazante), formando as mineralizações de Morro Agudo (norte) e de Vazante (sul). As associações de fácies descritas variam lateralmente de espessura e composição, indicando que o paleorelevo, isto é, a inflexão do Rio Escuro pode representar um paleoalto geográfico que influenciou na sedimentação desta unidade (Sotero 2019).

Sotero *et al.* (2019) apresentam uma interpretação paleoambiental na região da mina de Morro Agudo, considerando 4 associações de fácies, em ambiente de margem passiva marinha mista, de baixa declividade e com atuação de falhas sin-sedimentares (Figura 4A). O padrão de empilhamento observado sugere que a deposição de todas as unidades ocorreu progressivamente, em processo de subida do nível relativo do mar (tratos transgressivos e mar alto), de queda e da retomada da subida (mar baixo) (Sotero, 2019; Sotero *et al.*, 2019). Baseando-se em informações de furos de sondagem, este empilhamento estratigráfico foi sub-dividido em 4 associações de fácies: AF1 - transgressão; AF2 - regressão, mar alto; AF3 - regressão forçada; AF4 - regressão, mar baixo (Figura 4B).

Oliveira (2013) subdivide o pacote carbonático que hospeda o depósito de Zn de Vazante em 6 associações de fácies que permitiram a reconstrução paleoambiental da sucessão carbonática. A análise faciológica e as interpretações das curvas quimioestratigráficas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, permitiram definir 4 estágios evolutivos: Estágio A – siltitos e folhelhos de plataforma marinha rasa; Estágio B - rampa carbonática com desenvolvimento de planície de maré com ambiente *sabhka*; complexos de praia-barreira-maré-laguna formadas na porção interna da plataforma carbonática; Estágio C –

superfície de inundação regional e Estágio D – plataforma carbonática com barreira (*rimmed shelf*) (Figura 5).

Mais a sul de Vazante, perto da cidade de Lagamar, Marques (2015) e Marques *et al.* (2015) fizeram um estudo faciológico das rochas carbonáticas e também quimioestratigráfico, com isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, no Membro Sumidouro da Formação Lagamar.

Apesar das diversas tentativas, a correlação estratigráfica entre as regiões de Vazante e Paracatu ainda não é bem estabelecida. Contudo, Sotero (2019) afirma que a Formação Morro do Calcário representa a principal sequência carbonática presente entre Morro Agudo e Unai, enquanto que na região de Vazante, a Formação Serra do Poço Verde é cartografada com mais expressão. Oliveira (2013) propõe a divisão da evolução da sequência carbonática Vazante em dois estágios ou bacias: bacia inferior, restrita ao entorno de Vazante, em ambiente de rampa carbonática com condições evaporíticas; e bacia superior, com expressão regional, desde o sul de Vazante até o sul de Unai que recobrem toda a sucessão anterior, marcada pela plataforma carbonática com barreira, sobrepondo a bacia representada pela Formação Serra do Poço Verde. Dias *et al.* (2018) sugerem que a estruturação das unidades é influenciada por estruturas profundas de altos e calhas do embasamento.

Alvarenga *et al.* (2019) compilam por fim, as curvas $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a partir de todos os pacotes carbonáticos do Grupo Vazante (Figura 6). Estes autores dividem a sucessão carbonática Vazante em 3 grupos isotópicos (I, II e III). Essas rochas foram depositadas em uma plataforma marinha que mostra variações $\delta^{13}\text{C}$ ao longo da sucessão estratigráfica. No grupo isotópico I, o calcário inferior, isto é, a Formação Lagamar, possui baixos valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ (0,3–1,0 ‰) e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70646–0,70692 (com 423–1719 ppm Sr). Na Formação Serra do Poço Verde observa-se um padrão de valores positivos $\delta^{13}\text{C}$ (0,0–4 ‰), seguidos pelo grupo II que são dolomitos da Formação Morro do Calcário, com valores negativos (chegando a -4 ‰). Por fim, no grupo isotópico III, a unidade superior (Formação Serra da Lapa) começa com uma excursão $\delta^{13}\text{C}$ negativa, mas voltando a valores pouco positivos.

Conclui-se então que, as porções Norte e Sul do Grupo Vazante foram depositadas possivelmente em uma mesma bacia, ou em bacias com alguma conexão, onde foi possível a homogeneização isotópica. Porém, as bacias ou sub-bacias possivelmente eram influenciadas por estes altos e baixos estruturais.

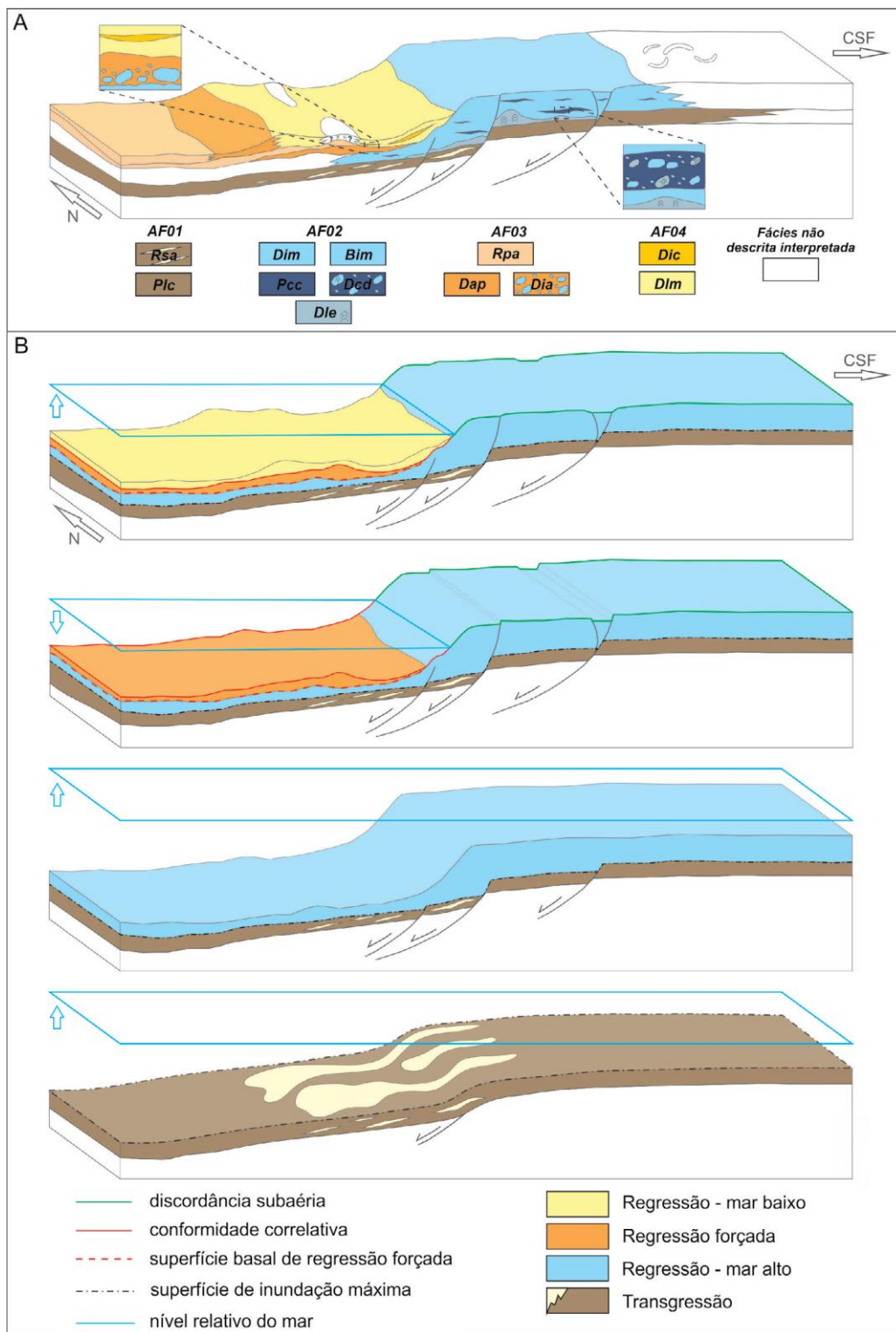


Figura 4. Modelo esquemático de evolução da Bacia Vazante a partir de furos de sondagem da Mina de zinco de Paracatu (MG): (A) Representação simplificada das fácies sedimentares descritas e interpretadas do Grupo Vazante; (B) evolução dos estágios de deposição do Grupo Vazante (Sotero *et al.*, 2019).

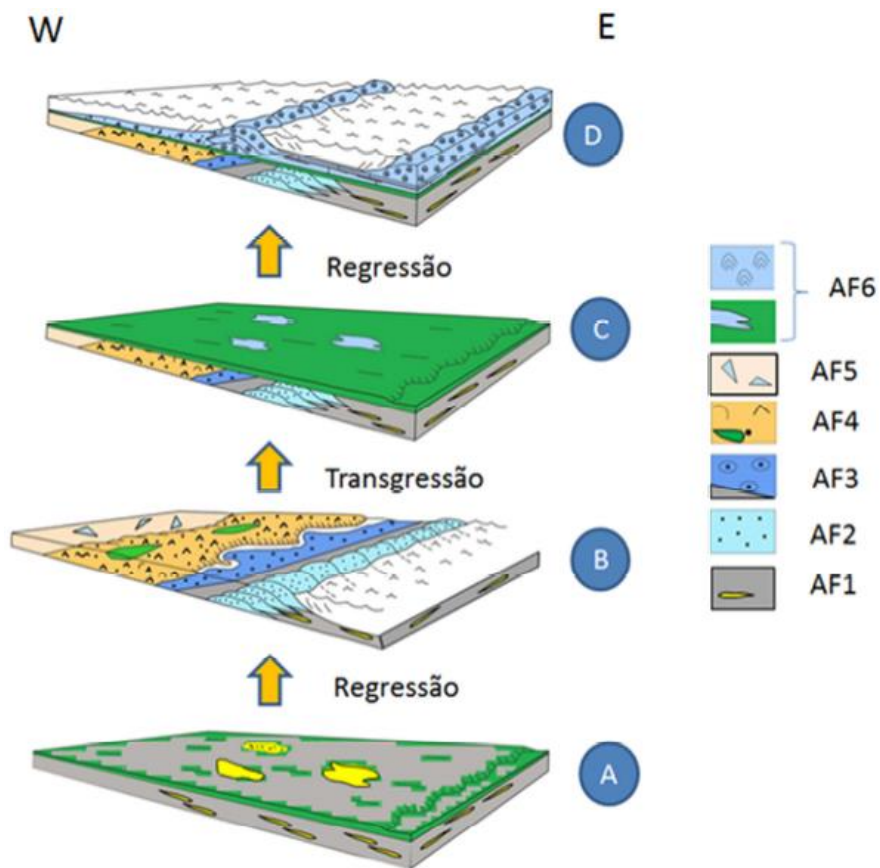


Figura 5. Reconstrução paleoambiental da bacia carbonática de Vazante com os quatro estágios evolutivos (A, B, C e D) definidos a partir da análise das associações de fácies (AF1, AF2, AF3, AF4, AF5 e AF6) na Mina de zinco de Vazante, MG (Oliveira 2013).

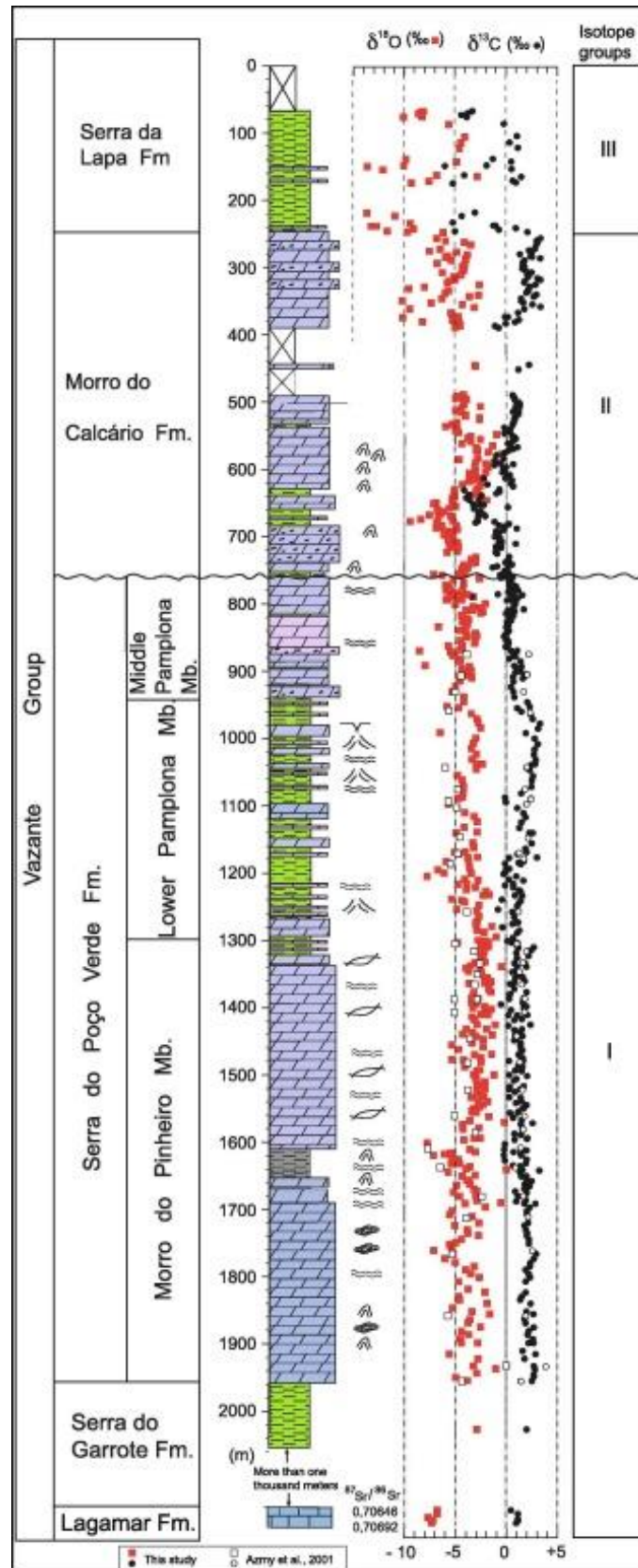


Figura 6. Curva quimioestratigráfica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do Grupo Vazante completa, segundo Alvarenga *et al.* (2019).

Recentemente o Serviço Geológico do Brasil elaborou o projeto de mapeamento geológico Vazante-Paracatu. Este Projeto engloba uma área cerca de 36 mil km², com a publicação de 12 mapas geológicos na escala 1:100.000. O relatório que acompanha os mapas geológicos, conforme Pinho *et al.* (2017), atribuem outra denominação às formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha do Grupo Vazante, pois as consideram como pertencentes ao Grupo Bambuí (Figura 7). Utilizam os nomes Carrancas, Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, consagrados na litoestratigrafia do Grupo Bambuí, para as rochas da região de Coromandel. Na sua nova coluna propõem subdividirem o Grupo Vazante em 3 formações: Serra do Garrote (Membros Sumidouro e Serra Andrequicé), Serra do Poço Verde (ambiente recifal e hospedeiro de Zn e Pb) e Serra da Lapa (Pinho *et al.*, 2017). Neste projeto de mapeamento geológico, a coluna litoestratigráfica da região é reinterpretada, conforme critérios de associação litológica de campo, idade geocronológica, características gamaespectrométricas, biocorrelação de microfósseis (acritarcos *Bambuítés*), correlação com a fosfogênese neoproterozoica da borda oeste do Cráton e análises de isótopos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. No Grupo Bambuí, a Formação Serra de Santa Helena (a cor marrom na Figura 7), apresenta idade máxima de deposição através dos zircões mais jovens com 491±9 Ma. Na Formação Serra da Saudade (a verde na Figura 7), a idade máxima de deposição, pelo conjunto de idades do grupo de zircões mais jovens é 633±5 Ma (Pinho *et al.*, 2017). Porém, os dados de U-Pb são bastante diferentes entre si na Formação Serra de Santa Helena, apresentando grupo de zircões mais jovens com as idades 491, 740 e 779 Ma. Estes diferem um pouco dos atuais trabalhos sobre o Grupo Bambuí, cuja Formação Serra de Santa Helena apresenta idade ~ 650 Ma (pico mais jovem; Rodrigues, 2008), e além disso, a idade 491 Ma está totalmente díspar do contexto geológico. Esta fragilidade nos dados geocronológicos, bem como a maioria dos argumentos apresentados para correlação, não são suficientemente sólidos para tamanha reorganização estratigráfica.

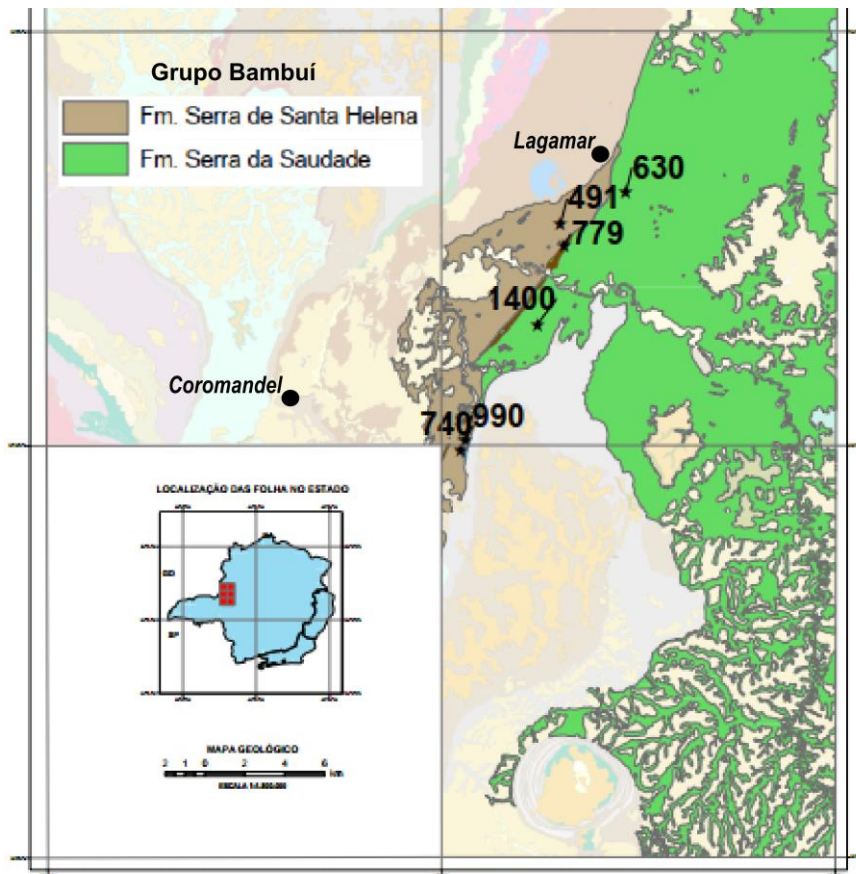


Figura 7. Mapa geológico com unidades do Grupo Bambuí e idades U-Pb mapeadas pela SBG/CPRM na região de Lagamar e Coromandel (Pinho *et al.*, 2017).

3.3. Evolução Tectônica

Situando o Grupo Vazante, este se depositou num período desde o Mesoproterozoico até meio do Neoproterozoico. O Mesoproterozoico é chamado de “Boring Billion” (Bilhão Monótono) e constituído por grandes mares, seguido do “Freezing Millions”(Milhões Gelados) (Pufahl & Hiatt, 2012; Xiao & Tang, 2018). O “Freezing Millions”, Neoproterozoico, é marcado por grandes separações e aglutinações de continentes e extremas alterações climáticas que culminaram em glaciações, algumas de caráter global, “Snowball Earth” (Terra Bola de Neve) e teorias correlatas (Fairchild & Kennedy, 2007). No Neoproterozoico ocorrem abundantemente depósitos de fosfato sedimentar, quase contemporaneamente ao Evento de Oxidação do Neoproterozoico (NOE; Pufahl & Hiatt, 2012).

A Tafrogênese Toniana foi responsável pelo rifteamento e dispersão dos blocos crustais do Supercontinente Rodínia (Brito Neves *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000). A Província Tocantins, que se subdivide nas Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai, formou-se através da colisão entre os Paleocontinentes Amazônico, São Francisco-Congo e

Parapanema (Almeida, 1967; Almeida *et al.*, 1981). A Faixa Brasília, por sua vez, se formou por meio de escamas de empurrão que convergiram contra o Cráton do São Francisco de oeste para leste (Dardenne, 2000; Valeriano, 2017).

As unidades sedimentares e metassedimentares da Faixa Brasília são compostas por Grupos de idade Paleoproterozoica até Neoproterozoica. A sequência Paleoproterozoica foi formada em regime pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte de regime transgressivo, definindo o Grupo Araí. O Grupo Serra da Mesa é correlato a sequência pós-rifte do Grupo Araí, tendo idade predominantemente Mesoproterozoica. Também no Mesoproterozoico depositaram-se os Grupos Paranoá e Canastra. E logo após, até ao Neoproterozoico, foram depositados os Grupos Araxá, Ibiá, Vazante (Dardenne, 2000; Valeriano, 2017). O Grupo Araxá se deposita após intrusão de granitos regionais, enquanto que, os diamictitos da base do Grupo Ibiá são interpretados como correlatos dos diamictitos do Grupo Bambuí, isto é, origem glaciogênica (Dardenne, 2000; Misi *et al.*, 2014) ou interpretação não-glaciogênica, bacia *flysch* (Dias *et al.*, 2011).

No Grupo Vazante é discutida a gênese de camadas de diamictito presentes nas Formações Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Morro do Calcário e Serra da Lapa (Misi *et al.*, 2014). Na Formação Santo Antônio do Bonito, existem dúvidas à origem dos diamictitos e se estes se relacionam com evento glaciogênico. Devido à grande extensão dos diamictitos e à composição e tamanho dos clastos, Misi *et al.* (2011) consideram estes de origem glaciogênica. Já na Formação Rocinha, apesar da variação no tamanho e composição dos clastos dos diamictitos, não foram encontradas estrias de glaciação, sendo dificultada sua explicação por uma glaciação (Misi *et al.*, 2014).

Rodrigues (2008) conclui que a ampla maioria dos grãos de zircão do Grupo Vazante apresentam idades U-Pb paleo e mesoproterozóicas, sendo uma pequena, porém não desprezível população neoproterozóica encontrada em amostras das formações basais Santo Antônio do Bonito e Rocinha (935±14 Ma). Misi *et al.* (2011) propõe que a parte basal do Grupo Vazante, representada pelas formações Santo Antônio do Bonito e Formação Rocinha seria parte do Grupo Bambuí.

Estudos anteriores sugeriram que os sedimentos do Grupo Vazante foram acumulados em uma margem passiva (Campos-Neto, 1984), e mais tarde são reafirmados por Pimentel *et al.* (2001, 2011).

Os principais dados isotópicos (U-Pb, Re-Os e Sm-Nd) sobre o Grupo Vazante estão resumidos na Tabela 1.

Grupo	Formação	Membro	Descrições e mineralizações associadas	Dados isotópicos		
VAZANTE	Lapa	Serra da Lapa	Ardósias carbonatadas cinzas Lentes de dolomitos	■ 1.16 Ga ◼ 1.70 Ga ○ 1.70 Ga	NEOPROTEROZOICO	
		Serra do Velosinho	Ardósias carbonatadas pretas			
	Morro do Calcário	Pamplona Superior	Bioherma estromatolítico fácies de brechas e dolocarenito <i>Depósitos Zn-Pb Fagundes, Morro Agudo e Ambrósia</i>	■ 1.2 Ga ◆ 993-1100 Ma ◼ 1.82 Ga		
		Pamplona Intermediário	Dolomitos rosados com esteiras estromatolíticas, nódulos de barita e gretas de ressecamento	◼ <i>Conophyton Cylindricum Maslov</i> 1.35 - 0.9 Ga Dardenne (2005)		
	Serra do Poço Verde	Pamplona Inferior	Ardósias cinzas verde com intercalações de dolomitos rosados <i>Depósito Zn-Pb Vazante</i>			● 1.1 Ga ○ 1.87 Ga
		Morro do Pinheiro Superior	Dolomitos cinza-escuros com esteiras estromatolíticas e bird eyes			
		Morro do Pinheiro Inferior	Dolomitos cinza-claros a rosados com intercalações de brechas e dolocarenitos			
	Serra do Garrote		Ardósias cinzas com lentes de quartzitos esporádicas	■ 1.3 Ga ◼ 2.03 Ga ● 1.3 Ga ○ 2.05 Ga		MESOPROTEROZOICO
	Lagamar	Sumidouro	Bioherma estromatolítico Calcários cinza-escuros Brechas dolomíticas	◼ <i>Conophyton Metula Kirichenko</i> 1.35 a 0.9 Ga Dardenne <i>et al.</i> (2005)		
		Arrependido	Conglomerados	◼ 1.91 Ga ◼ <i>Leiosphaeridia Ternata</i> VSM fossil Alvarenga <i>et al.</i> (2019)		
Rocinha		Ritmitos <i>Depósito Fosfato 3 - Lagamar</i>	● 940 Ma ◼ 1.87 Ga	NEOPROTEROZOICO		
		Ardósias cinza escuras, piritosas e fosfatadas <i>Depósito Fosfato 2 - Rocinha</i>				
Santo Antônio do Bonito		Ritmitos <i>Ocorrência Fosfato 1 - Coromandel</i> Intercalação de quartzitos, fosforitos, diamictitos e ardósias	◆ 998 - 1000 Ma ■ 997 Ma			

Tabela 1. Coluna do Grupo Vazante (modificado de Dardenne 2000; Paniago 2011) com níveis de depósitos e ocorrências minerais e resumo de trabalhos isotópicos no Grupo Vazante. ● Re-Os de Geboy *et al.* (2013), ■ U-Pb de Rodrigues *et al.* (2012) e ◆ Azmy *et al.* (2008), idade máxima de deposição; ◼ Pimentel *et al.* (2001) e ○ Carvalho *et al.* (2019) Sm-Nd idade T_{DM} máxima da fonte.

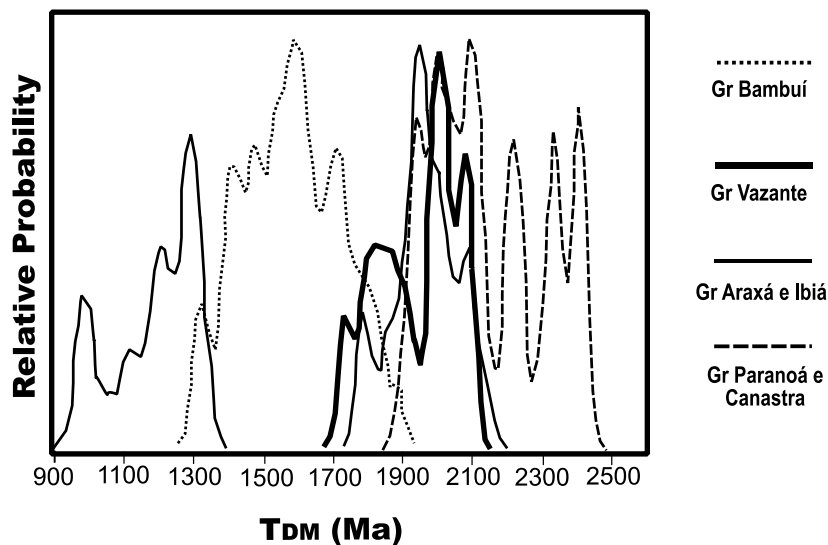


Figura 8. Compilação e sobreposição de dados Sm-Nd, idades-modelo T_{DM} , a partir de Pimentel *et al.* (2011).

Na Figura 8 são sobrepostos os dados de idades-modelo das sucessões da Faixa Brasília a partir de Pimentel *et al.* (2011). Este gráfico representa a distribuição dos valores T_{DM} da fonte ao longo do Tempo Geológico. O Grupo Vazante apresenta idades máximas de deposição pelo modelo Sm-Nd com valores entre 2.1 Ga e 1.7 Ga, enquanto que o Grupo Paranoá apresenta valores de 2.3 a 2.0 Ga e o Grupo Bambuí de 1.9 a 1.3 Ga (Pimentel *et al.*, 2011; Rodrigues *et al.* 2012).

De acordo com as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e os isótopo de Hf para o Grupo Vazante de Rodrigues *et al.* (2012), este pode representar um estágio mais jovem da evolução da margem passiva meso-neoproterozóica do Cráton de São Francisco. O Grupo Vazante é caracterizado por uma distribuição populacional de zircão muito semelhante em relação ao Grupo Paranoá, com idades acima de 1,5 Ga. As idades mais jovens do Grupo Vazante são representadas por populações de zircão do Mesoproterozóico tardio ($\pm 1,2$ Ga) e Neoproterozóico ($\pm 0,9$ Ga). Misi *et al.* (2014) propuseram então que, a parte inferior da Unidade Vazante, incluindo as formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha, é mais jovem (neoproterozóica) do que a parte superior (mesoproterozóica tardia), com base nas idades Re-Os em folhelhos negros e dados U-Pb em zircão detrítico (Azmy *et al.*, 2008; Rodrigues *et al.*, 2012; Geboy *et al.*, 2013).

Trabalhos mais recentes apontam para uma idade neoproterozoica (Toniano) para todo o Grupo Vazante. Carvalho *et al.* (2019) identificaram idades com *trend* toniano, isto é, apresentando idades-modelo T_{DM} em Sm-Nd entre 0.93 – 1.63 Ga (magmatismo intraplaca toniano proveniente do Paleocóntinente São Francisco) para as unidades de topo (Formação Lapa). Alvarenga *et al.* (2019) também interpretam esta idade toniana para toda a sucessão do Grupo Vazante em função da presença de VSM (Vase-shaped microfossil), do tipo *Leiosphaeridia ternata* e *Bonnia dacruhares* (Formação Lagamar), e pela correlação de padrões das curvas de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos.

No Cretáceo Superior, houve grande reativação tectônica na região oeste de Minas Gerais e formou-se a Bacia Sanfranciscana, com sedimentação do Grupo Areado e a implantação do magmatismo alcalino e alojamento de complexos alcalino-carbonatíticos e kimberlíticos. Foi um importante evento relacionado ao estiramento crustal durante a abertura do Atlântico Sul. Estas rochas vulcânicas que deram origem às rochas do Grupo Mata da Corda são as fontes diamantíferas mais prováveis da região de Coromandel (Souza, 1997; Fernandes, 2013; Karfunkel *et al.*, 2014).

3.4. Província Mineral Vazante-Paracatu

Como descrito na introdução, o desenvolvimento de estudos nesta unidade foi desencadeado principalmente pela ocorrência de importantes minérios de interesse econômico. Na Figura 9 apresenta-se o arcabouço geotectônico regional com localização desta Província Mineral, principalmente a distribuição das suas substâncias de interesse econômico em torno das de Coromandel, Vazante e Paracatu.

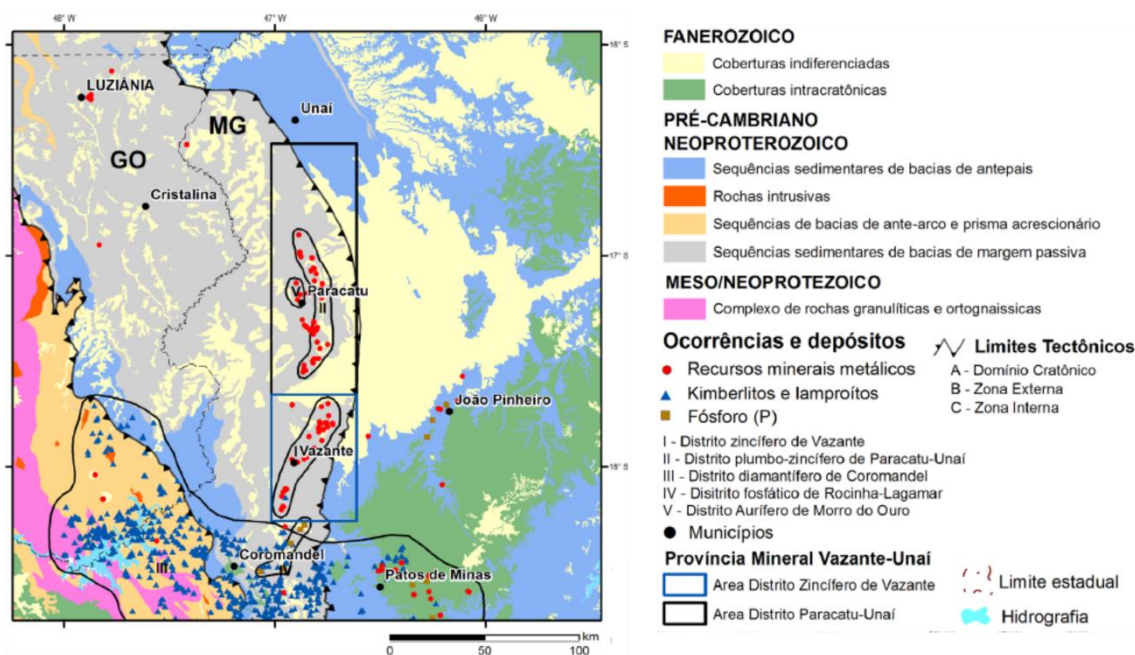


Figura 9. Arcabouço geotectônico da porção centro-sul da Faixa Brasília (adaptado de Heineck *et al.*, 2004; Valente *et al.*, 2004) com localização da Província Vazante-Paracatu, destaque para as áreas dos projetos realizados no Distrito Zincífero de Vazante (Dias *et al.*, 2015) e Distrito Mineral (Zn-Pb-Cu) de Paracatu-Unai (In Dias *et al.*, 2018).

➤ Zinco e Chumbo

Esta região apresenta 4 importantes depósitos como mostrado na Figura 1: Vazante, Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes. De forma geral, estes depósitos estão instalados em um espesso pacote sedimentar dolomítico-pelítico, posteriormente alterado estrural e hidrotermalmente, associados a zonas de cisalhamento (Monteiro, 2002; Monteiro *et al.*, 2006; Paniaggio 2011).

No Grupo Vazante, destacam-se as minas de metais base mais a sul em Vazante (zinco silicatado) e mais a norte a mina de Morro Agudo (zinco sulfetado e chumbo) e Ambrósia (Zn, em processo de abertura), e as ocorrências de Bento Carmelo, Santa Rita e Fagundes (Sotero, 2019).

O depósito de zinco mais a sul, o de Vazante, situa-se aproximadamente a 5 km a NE do município de Vazante. Este é o maior depósito de minério willemítico, do tipo *Mississippi Valley*. O controle estrutural do depósito é por zona de falha, que se estende por 11 km em direção NE. Sua gênese está associada a atividade hidrotermal Fe-carbonatada em brecha de falha (Oliveira 2013). Oliveira (2013) divide a mineralização em dois subgrupos, sendo a primária (principal) formada por willemita e hematita maciça, com bolsões de esfalerita e galena, isolados do corpo de minério de willemita. Os corpos estão hospedados em brecha dolomítica hidrotermalizada, na zona de falha. A mineralização secundária, de calamina, é formada por remobilização em zonas de fraturas ou alteração da willemita. Durante a orogenia brasileira, fluidos salinos quentes ($T > 170\text{ C}^\circ$, $> 15\%$ em NaCl) lixiviaram metais de rochas siliciclásticas e o minério de willemita foi precipitado nas camadas dolomítica ao longo de estruturas que favoreciam a mistura com água meteóricas oxidantes (Olivo *et al.*, 2018).

➤ *Fosfato Sedimentar*

O fosfato sedimentar ocorre na porção mais a sul do Grupo Vazante, onde se destacam 3 importantes depósitos para exploração: Lagamar, Rocinha e Coromandel (Dardenne *et al.*, 1997; Uhlein *et al.*, 2018). Rocinha e Lagamar são depósitos bem conhecidos e explorados, com mina a céu aberto. O depósito de Coromandel ainda está em fase de avaliação de reservas. As rochas fosforíticas associam-se a ardósias carbonosas e carbonáticas microdobradas, na forma de fosforuditos, fosfarenitos, e principalmente fosfolutitos. Os fosfarenitos são a parte essencial do minério. O mineral preponderante é uma fluorapatita, que resulta da lixiviação do CO_2 da apatita original por fluidos relacionados ao metamorfismo e ao intemperismo (Rocha-Araújo *et al.*, 1992; Nogueira, 1993; Sanches *et al.*, 2007; Sanches, 2012; Pufahl *et al.*, 2016)

O teste químico utilizado para a comprovação do conteúdo fosfático em campo corresponde a uma aplicação de molibdato de amônio (em pó) nas amostras e posterior ataque com ácido nítrico (HNO_3) 10%. O fosfato presente reage com o molibdato de amônio $((\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24}\cdot 4\text{H}_2\text{O})$, formando fosfomolibdato de amônio $((\text{NH}_4)_3[\text{P}(\text{Mo}_3\text{O}_{10})_4])$, que possui cor amarela acentuada. A reação química é apresentada abaixo (Vogel, 1981):



➤ Diamante

As jazidas de diamantes de Coromandel e Estrela do Sul foram identificadas no início do século XIX sendo em 1867 a descoberta da jazida de Romaria (Coelho, 2011). Desde a descoberta desta jazida diamantífera, Coromandel se destacou no âmbito nacional de diamantes, sendo conhecida pelos diamantes de alta pesagem, ou seja, maiores que 100 ct (quilates). Dos doze maiores diamantes gema encontrados em território brasileiro, sete foram encontrados no Ribeirão Santo Antônio do Bonito, afluente do Rio Parnaíba. Neste contexto, o maior diamante já encontrado foi o Presidente Vargas, no ano de 1938, com 726,7 ct. (Chaves *et al.*, 2003).

Apesar de importantes diamantes terem sido achados em drenagens que atravessam o Grupo Vazante, sua gênese se considera correlacionada a eventos posteriores a esta sequência sedimentar, relacionados ao Cretáceo. Karfunkel *et al.* (2014) apresentam os kimberlitos próximos a Coromandel como estéreis em conteúdo diamantífero e a predominância de diamantes em depósitos aluvionares para propor uma origem relacionada às rochas epiclásticas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda, Formação Capacete. A origem dos diamantes seria a mineralização na Serra Negra/Salitre, sendo o mais centralizado geograficamente e maior complexo intrusivo da região.

4. ARTIGO 1 (publicado): Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar (Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico



Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar (Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico
Facies Association, Lithochemistry and Isotope Geology of the Lagamar Formation (Vazante Group, Minas Gerais): A Carbonate Platform in Mesoproterozoic

Carla Sofia de Sousa Marques¹; Alexandre Uhlein²; Gabriel Jubé Uhlein²;
Gustavo Diniz Oliveira³; Alcides Nóbrega Sial⁴ & Carlos José Souza de Alvarenga⁵

¹Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências,
Av. Antônio Carlos, 6627 - Campus Pampulha 31270-901 Belo Horizonte – MG, Brasil

²Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências e CPMTc,
Av. Antônio Carlos, 6627 - Campus Pampulha 31270-901 Belo Horizonte – MG, Brasil

³Nexa Resources, Vazante - MG, Brasil

⁴Universidade Federal de Pernambuco, NEG-LABISE, Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n, 50670-000, Recife - PE, Brasil

⁵Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Asa Norte 70910-900 – Brasília - DF, Brasil

E-mails: smarques085@gmail.com; auhlein@gmail.com; guhlein@gmail.com;
gustavo.oliveira.go1@nexaresources.com; sial@ufpe.br; carlosjalvarenga@gmail.com

Recebido em: 13/06/2019 Aprovado em: 01/08/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_4_71_82

Resumo

A Formação Lagamar representa uma plataforma em um possível contexto extensional onde carbonatos precipitaram em altos estruturais em um mar aberto, na borda do Paleocôntinente São Francisco. Esta plataforma é constituída por diversas fácies relacionadas a um ambiente recifal: frente recifal (consiste em retrabalhamento dos carbonatos no talude), recife (representando estruturas de recifes isolados) e recife interno (favorecidos pelo ambiente raso, provavelmente com alta salinidade, protegido pela barreira recifal). Os estudos geoquímicos e isotópicos mostram no geral uma grande contribuição detrítica nos carbonatos, com um enriquecimento em ETR na porção mais periférica da plataforma do que a porção protegida pela barreira recifal, mais rica em Mg devido à dolomitização. Normalizando pelo PAAS, as amostras não seguem o padrão típico de carbonatos marinhos, mostrando ETRL/ETRP \approx 1.0, forte anomalia de La, inexistência de anomalias de Ce e Gd, e as taxas de Y/Ho apresentando valores baixos (29-39). Nos perfis isotópicos, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -0,14 e 2,20 ‰, de $\delta^{18}\text{O}$ de -9,82 a -3,18 ‰ mostrando uma homogeneidade de valores coincidentes com o período de quiescência tectônica do Mesoproterozoico e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0.7068, onde o sinal primário deste foi afetado por processos pós-diagenéticos.

Palavras-chave: Proterozoico; Grupo Vazante; Complexo Recifal

Abstract

The Lagamar Formation represents a platform deposited in a probable extensional period where carbonates precipitated in a structural high in an open sea, along the margin of the São Francisco paleocontinent. This platform is related to a reef environment: fore reef (consisting of carbonate reworking in slope), reef (representing structures of isolated reefs) and back reef (favored by the shallow environment, with high salinity, protected by the reef barrier). Lithochemical and isotopic analyzes show predominance of siliciclastic contamination masking the primary seawater signal, with more REE enriched in fore reef than the restricted environment in back reef, which has higher Mg abundances due to dolomitization. When normalized to PAAS, samples do not follow the typical pattern of marine carbonates, showing LREE/HREE \approx 1.0, strong positive La anomaly, absence of Ce and Gd anomalies and low Y/Ho ratios at 29-39. The isotopic data showed $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -0.14 and 2.20 ‰, and $\delta^{18}\text{O}$ from -9.82 to -3.18 ‰ showing a homogeneity of values coincident with the tectonic quiescence period of Mesoproterozoic and, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ around 0.7068 where the primal signature was affected by post-diagenetic processes.

Keywords: Proterozoic; Vazante Group; Reefs

1 Introdução

Recentemente, alguns trabalhos têm sido desenvolvidos em carbonatos Pré-cambrianos em torno do Cráton do São Francisco. Destacam-se em carbonatos do Mesoproterozoico do Grupo Paranoá os trabalhos de Santos *et al.* (2000), Alvarenga *et al.* (2007, 2014) e, em carbonatos Neoproterozoicos do Grupo Bambuí os de Caxito *et al.* (2012), Kuchenbecker *et al.* (2016) e Paula-Santos *et al.* (2017). Os carbonatos do Grupo Bambuí apresentam importantes incursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ e outras características químicas e físicas que indicam sequências pós-glaciais correlacionadas a eventos globais de glaciação.

O Grupo Vazante não apresenta estes registros de eventos globais, porém os estudos de litoquímica e isótopos estáveis fornecem informações importantes sobre o ambiente de sedimentação dos carbonatos e são indicadores do registro da água do mar onde estes carbonatos se depositaram. Azmy *et al.* (2001; 2006) estudaram as Formações Serra do Poço e Morro do Calcário usando $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Oliveira (2013) fez um estudo semelhante de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ na Formação Serra do Poço Verde separando esta formação em dois estágios de evolução da bacia, onde a bacia inferior era uma rampa e a superior uma plataforma com barreira.

Na porção mais a sul deste grupo, a Formação Lagamar carece de uma análise estratigráfica e geoquímica detalhada. Neste trabalho, serão apresentados novos dados sobre a Formação Lagamar, especialmente o Membro Sumidouro, que incluem um estudo estratigráfico com análise de fácies, combinado com geoquímica de rocha total e estudos de isótopos estáveis (carbono, oxigênio e estrôncio), almejando entender o tipo de ambiente onde estes carbonatos se sedimentaram. Isto permitiu inferir, sobretudo, o tipo de plataforma, bem como restrições que esta provocou e possíveis eventos pós-dia-genéticos locais.

2 Contexto Geológico

O Grupo Vazante é uma faixa delgada aproximadamente N-S, com cerca de 250 km de extensão, localizada no Domínio Externo da Faixa Brasília, próximo ao limite com o Cráton do São Francisco (Fuck *et al.*, 1993; Dardenne, 2000; Va-

leriano *et al.*, 2004; 2008). Este grupo consiste em uma sucessão pelito-carbonática, subdividida em sete formações, da base ao topo: Santo Antônio do Bonito (diamictitos, arenitos e pelitos), Rocinha (siltitos e fosforitos), Lagamar (calcários e dolomitos estromatolíticos), Serra do Garrote (siltitos e arenitos finos), Serra do Poço Verde (dolomitos), Morro do Calcário (dolomitos) e Lapa (siltitos e lentes de dolomitos). As rochas deste grupo foram afetadas por uma deformação epidérmica (*thin-skin*) associada à orogênese da Faixa Brasília, gerando sistemas de dobras e zonas de cisalhamento (Dardenne, 2000; Coelho *et al.*, 2008; Valeriano *et al.*, 2008). Geralmente, o metamorfismo da Faixa Brasília diminui de oeste para leste, sendo de baixo grau na área do Grupo Vazante (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2008).

Misi *et al.* (2011; 2014) propuseram uma nova organização estratigráfica para o Grupo Vazante, com uma importante inversão estratigráfica resultante de uma falha inversa localizada no topo da Formação Rocinha. Essa falha colocou rochas mais antigas (Formação Lagamar) sobre rochas mais recentes (Formações Rocinha e Santo Antônio do Bonito; Figura 1). As isócronas Re-Os de folhelhos da Formação Serra do Garrote apresentam idades de cerca de 1,3 Ga (Geboy *et al.*, 2013). Além disso, os dados U-Pb em zircões detríticos desta formação apresentam um pico mais jovem ~ 1,3 Ga (Rodrigues *et al.*, 2012), suportando essa nova interpretação estratigráfica proposta por Misi *et al.* (2014). Como os carbonatos da Formação Lagamar estão em contato gradacional com a Formação Serra do Garrote, estes são considerados da mesma idade, Mesoproterozoicos.

3 Materiais e Métodos

Métodos tradicionais de análise de fácies sedimentares e interpretação de modelos deposicionais foram aplicados, isto é, discriminação de fácies e associação de fácies e seus sub-ambientes (Dalrymple, 2010). Folk (1959) foi usado para classificar as rochas carbonáticas, com base no tamanho dos grãos, usando os termos dolorrudito, dolarenito e dololuto para seus equivalentes dolomitizados.

Para estudos químicos e isotópicos, duas seções foram escolhidas para coletas de amostras: Joaquim e Geraldo Américo (Figura 1), ambas perpendiculares à empresa CALA (Calcários de Lagamar).

A primeira foi amostrada em um testemunho de sondagem de cerca 100 m de profundidade e diâmetro aproximado de 5 cm e a segunda, ao longo de bancadas de lavra, com espessura total de 50 m. Estas amostras foram pulverizadas utilizando uma micro broca de ponta adiantada, evitando veios e porções recristalizadas. As coordenadas das seções amostradas bem como algumas das fácies descritas para interpretação paleoambiental encontram-se na Tabela 1.

Ponto	E	W
Seção Joaquim	307529	7995535
Seção Geraldo Américo	302336	7990985
Figura 3A e C Microbialito crenulado	303452	7987503
Figura 3B Estromatólito colunar	303491	7987233
Figura 3D Dolarenito oncolítico	303230	7986701
Figura 3E Brecha intraformacional	307578	7995805

Tabela 1 Coordenadas geográficas das seções amostradas e fácies descritas (UTM 23S WGS84).

Nestas mesmas duas seções, 10 amostras foram selecionadas para a litoquímica, que foram analisadas nos laboratórios do SGS Geosol, na cidade de Vespasiano (MG). As amostras foram medidas com ICP-OES e ICP-MS após fusão com metaborato/tetraborato de lítio e digestão com ácido nítrico diluído. Os limites de detecção são 0,01% para óxidos e 0,1 ppm para a maioria dos elementos traço, alcançando valores de até 0,01 ppm para elementos terras raras pesados (ETRP), como Tb, Tm e Lu. Os Elementos Terras Raras + Ítrio (ETR+Y), foram normalizados pelo PAAS (Taylor & McLennan, 1985) e as anomalias lineares foram calculadas de acordo com Bau & Dulski (1996) usando as seguintes fórmulas: $Ce/Ce^* = Ce/(2Pr-Nd)$; $Eu/Eu^* = Eu/(0,67Sm+0,33Tb)$; $Pr/Pr^* = Pr/(0,5Ce+0,5Nd)$ e $La/La^* = La/(Pr^*(Pr/Nd)^2)$.

Para isótopos estáveis de carbono e oxigênio, foram analisadas 38 amostras e, das mesmas amostras, 5 amostras para a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$. Os isótopos de carbono e oxigênio foram analisados no LABISE - Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco. Os de estrôncio foram analisados no Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília (veja detalhes em Marques *et al.*, 2015).

4 Estratigrafia e Sedimentologia da Formação Lagamar

O Grupo Vazante, próximo ao município de Lagamar, é formado pela Formação Santo Antônio do Bonito (metadiamicritos e metarenitos) e pela Formação Rocinha (metapelitos e fosforitos). No topo destas, separados por uma falha inversa (Figura 1), ocorre a Formação Lagamar (carbonatos) e a Formação Serra do Garrote (metapelitos e metarenitos).

A Formação Lagamar pode ser subdividida em dois membros: Arrependido e Sumidouro, com uma espessura média de 100 a 150 m, conforme Marques (2015) e Marques *et al.* (2015) (Figura 2). O Membro Arrependido tem ocorrência local no córrego homônimo (no nordeste da área, Figura 1), sendo representado por ortoconglomerados com matriz silto-arenosa e clastos de seixos e matacões de pelito, arenito laminado, quartzito, ritmito e quartzo, intercalados com pelitos laminados, com espessura de cerca de 40 metros. Essas litofácies sugerem uma sedimentação gravitacional por fluxo de detritos num contexto de *fan delta*, em provável contexto extensional. Esta sedimentação subaquosa é interdigitada com rochas carbonáticas, registrando a transição do Membro Arrependido para a plataforma carbonática do Membro Sumidouro (Marques, 2015; Marques *et al.*, 2015).

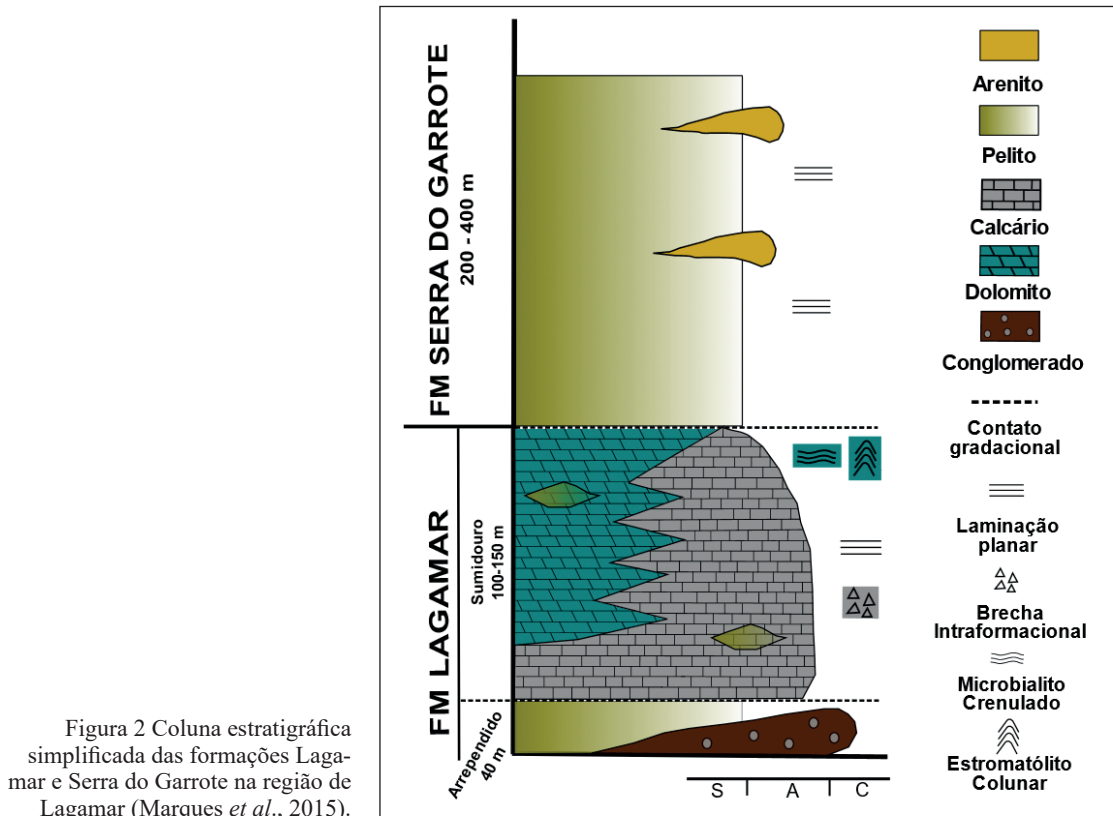
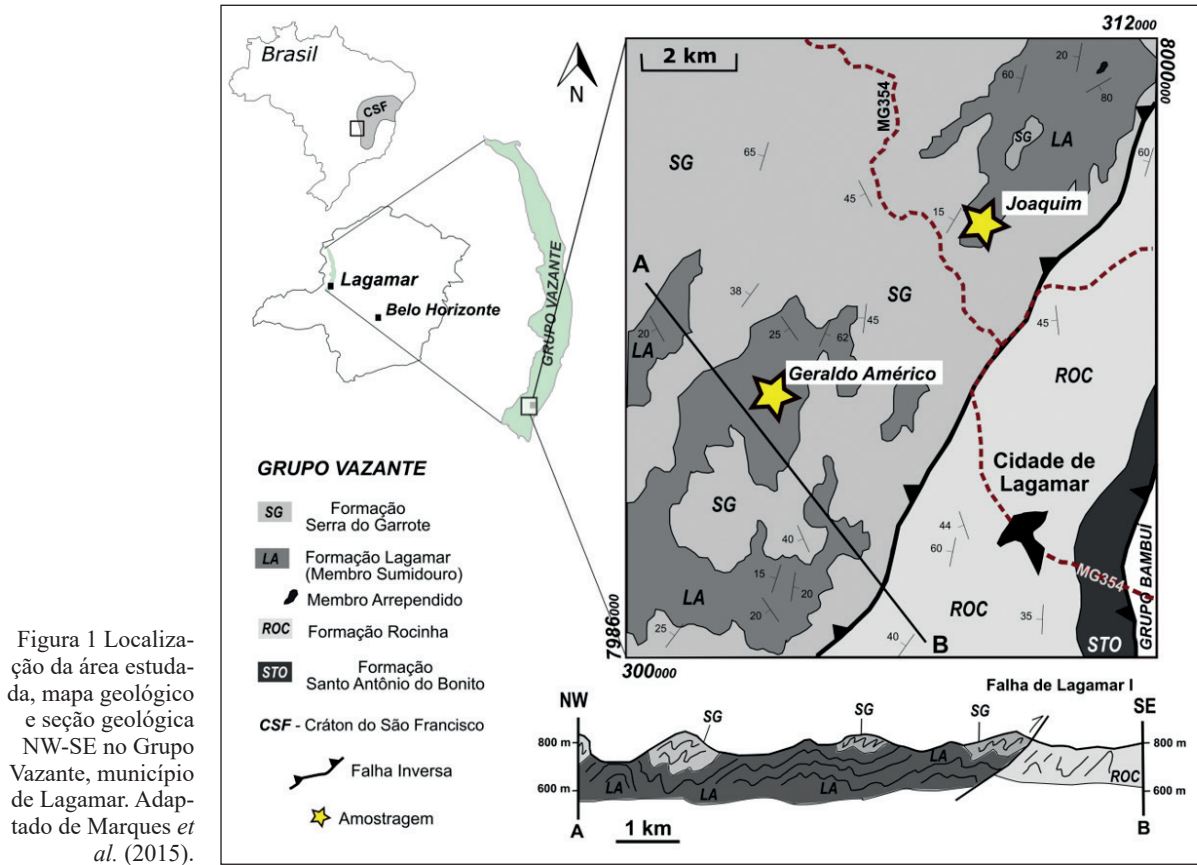
5 Associação de Fácies no Complexo Recifal do Membro Sumidouro

O Membro Sumidouro é constituído por diversas litofácies carbonáticas, destacando-se calcarenitos, calcilutitos, calcirruditos e calcários estromatolíticos. Foi possível identificar três associações de litofácies, associações AF1, AF2 e AF3.

A Associação de Fácies 1 (AF1) é composta por calcirruditos, calcarenitos, dolarenitos, dololutitos e alguns níveis de brechas dolomíticas, relacionadas a um subambiente de frente de recife, de alta energia, com intenso retrabalhamento por ondas, próximos do declive do recife. Os calcirruditos mostram intraclastos angulosos em matriz calcítica (Figura 3E). A Associação de Fácies 2 (AF2) consiste em rochas carbonáticas dolomitizadas, mostrando vários tipos morfológicos de estromatólitos colunares

Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar
(Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico

Carla Sofia de Sousa Marques; Alexandre Uhlein; Gabriel Jubé Uhlein; Gustavo Diniz Oliveira; Alcides Nóbrega Sial & Carlos José Souza de Alvarenga



Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar
(Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico

Carla Sofia de Sousa Marques; Alexandre Uhlein; Gabriel Jubé Uhlein; Gustavo Diniz Oliveira; Alcides Nóbrega Sial & Carlos José Souza de Alvarenga

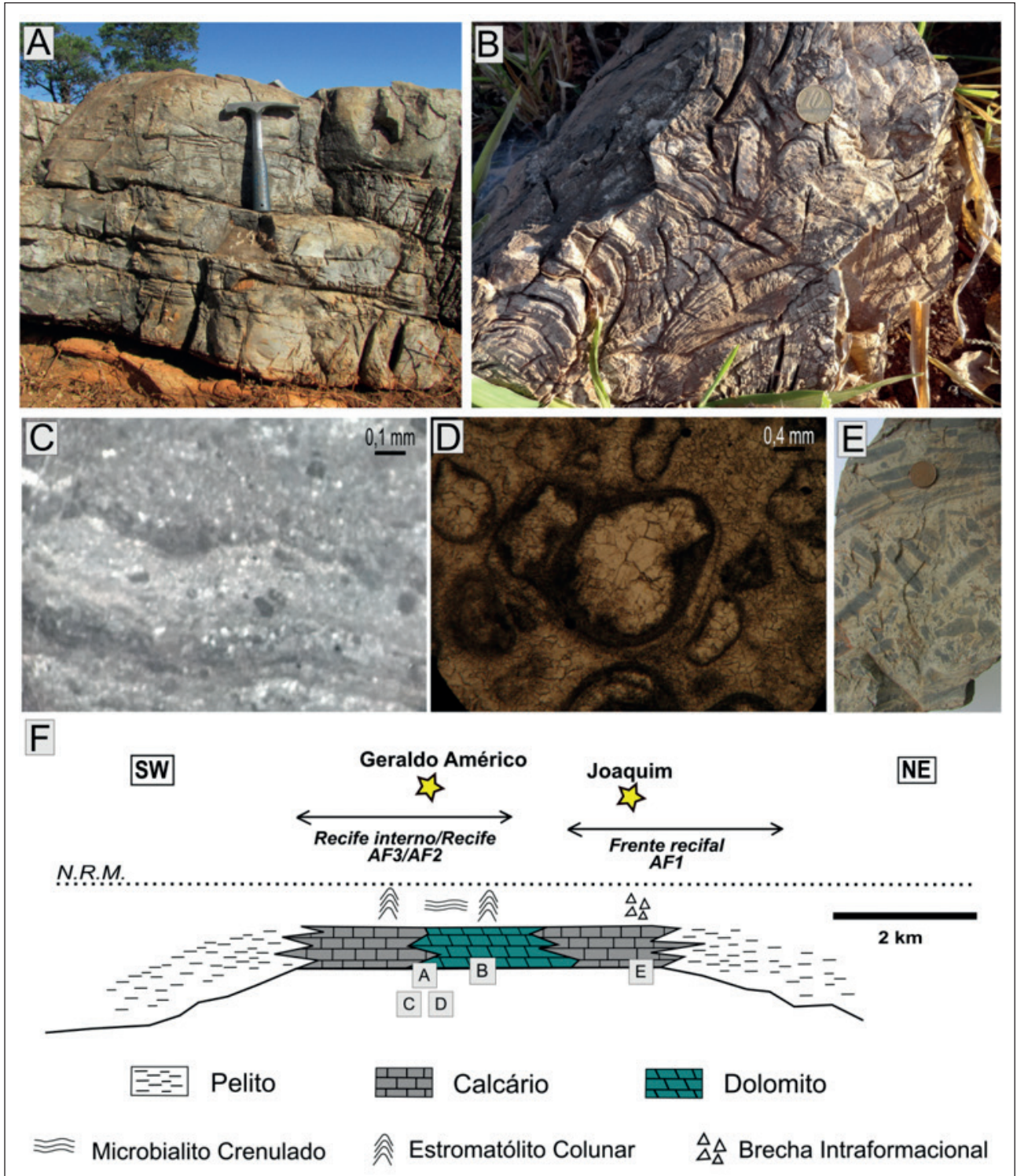


Figura 3 Litofácies do Membro Sumidouro: A) Microbialito crenulado, Fazenda Sumaré, recife interno AF3; B) Estromatólito colunar, Fazenda Sumaré, recife AF2; C) Fotomicrografia do microbialito crenulado, Fazenda Sumaré, recife interno AF3, 40x nicóis paralelos; D) Fotomicrografia do doloarenito oncolítico (AF3) onde os núcleos foram substituídos por cristais de carbonato em um cimento micrítico, 10x nicóis paralelos; E) Brecha intraformacional, frente recifal AF1; F) Reconstrução paleoambiental da plataforma carbonática (com barreira) do Membro Sumidouro e localização aproximada das seções amostradas.

e ramificados, interpretados como biohermas, em contexto marinho raso (zona fótica). Dardenne *et al.* (2005) descreveram estromatólitos tipo *Conophyton Metula Kirichenko*, no Córrego Carrapato (Figura 3B). Próximo deste córrego, na Fazenda Sumaré, Favoreto (2011) classificou sete tipos morfológicos de estromatólitos: subvertical, cumulus estratiforme, colunar coniforme, cilíndrico a subcilíndrico, turbinado, complexo ramificado dicotômico e ramificado. A Associação de Fácies (AF3) é composta por microbialitos crenulados (Figura 3A e C), dolarenitos oncolíticos (Figura 3D) e siltitos. O desenvolvimento dessas esteiras e oncóides são favorecidos pelo ambiente raso e de baixa energia, com alta salinidade no interior do recife, protegido pela barreira do recife (bioherma). Estes oncoides também foram descritos como aglomerados de carbonato oncoidal microbiano polinucleados (Favoreto, 2011).

As associações de fácies carbonáticas relacionam-se com um complexo recifal, onde é possível definir e separar subambientes em relação à barreira recifal conforme Tucker & Wright (1990) e James & Bourque (1992). Na frente do bioherma, a frente recifal é representada pela AF1, no bioherma do recife pela AF2 e atrás do bioherma o recife interno é representado pela AF3 (Figura 3F).

Um exemplo de uma estrutura recifal bem preservada em rochas mesoproterozoicas é a Formação Victor Bay (Canadá), onde um recife estromatolítico apresenta quatro tipos de recifes distintos, refletindo diferentes fatores dinâmicos paleoambientais e do nível do mar (Narbonne & James, 1996). Outro exemplo regional é o Grupo Paranoá, onde Campos *et al.* (2012) descrevem plataforma mista carbonato-siliciclástica durante um ciclo regressivo/transgressivo. Santos *et al.* (2000) argumentam que os carbonatos deste grupo foram depositados em uma plataforma aberta totalmente conectada ao oceano.

No Grupo Vazante, Oliveira (2013) descreve a evolução de duas bacias na Formação Serra do Poço Verde, onde a bacia inferior foi desenvolvida em uma rampa e bacia superior em uma plataforma protegida. A Formação Lagamar (Membro Sumidouro) exhibe evidências sedimentológicas que suportam uma deposição ao redor de uma estrutura recifal, semelhante à parte superior da Formação Serra do Poço Verde.

6 Litoquímica

As análises geoquímicas mostram teores baixos de TiO_2 e Al_2O_3 , porém o SiO_2 (0,6 a 8,7%) é alto. Quanto aos elementos traço, a maioria das amostras são ricas em Ba (24 a 288 ppm), exceto C28 e CA1. O Sr na seção Geraldo tem valores entre 25 e 224 ppm, enquanto que na seção Joaquim, apresenta entre 703 e 2630 ppm. As concentrações dos elementos Rb, Th e Zr são baixas a moderadas, com o Zr mostrando mais de 44 ppm (Tabela 2).

Em ambas as seções, os elementos terras raras e ítrio ($\Sigma ETR+Y$), são entre 15,52 e 47,00 ppm e a razão Y/Ho varia de 28,05 a 39,00. O padrão de distribuição dos ETR+Y, padronizado pelo PAAS, mostra um gráfico com um padrão plano sem anomalias significativas, exceto a anomalia de La (Figura 4). A maior e mais importante anomalia é positiva com La/La^* variando de 1,33 a 6,33. Quase todas as anomalias de Eu são negativas, variando entre 0,75-0,98, com apenas uma ligeiramente positiva (amostra CA10). Por sua vez, as anomalias de Ce são positivas, variando de 1,00 a 1,25, exceto para a amostra C22 negativa ($Ce/Ce^* = 0.87$). Por fim, as anomalias de Pr são na maioria negativas, variando entre 0,86 e 1,00, com apenas uma delas positiva (amostra C22, $Pr/Pr^* = 1,07$).

7 Isótopos Estáveis de Carbono, Oxigênio e Estrôncio

Nestas amostras, as quantidades de Sr são mais de 200 ppm, chegando até 2630 ppm (amostra C18). Todas as amostras analisadas para química apresentam razões Mn/Sr baixas (< 7.0 , mas maioria é < 1.0). Devido à dolomitização, as razões Mg/Ca são mais elevadas na seção Geraldo Américo (> 0.97) do que na seção Joaquim (> 0.1). Os resultados de isótopos estáveis foram plotados ao longo da coluna (Figura 5, Tabela 3). No perfil Geraldo Américo, o $\delta^{13}C$ variam de -0.14 a 0.91 ‰ e o $\delta^{18}O$ de -6.89 a -3.18 ‰. A curva do carbono acompanha a mudança litológica, onde os valores ficam ligeiramente menores nas porções dolomíticas. No perfil Joaquim, os valores de carbono são de grosso modo constantes,

**Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar
(Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico**

Carla Sofia de Sousa Marques; Alexandre Uhlein; Gabriel Jubé Uhlein; Gustavo Diniz Oliveira; Alcides Nóbrega Sial & Carlos José Souza de Alvarenga

Amostras	Joaquim						Geraldo Américo			
	C1	C6	C10	C17	C22	C28	CA1	CA3	CA7	CA10
SiO ₂ (Wt%)	8,95	7,08	8,76	6,83	7,63	0,53	0,61	7,34	5,17	2,57
Al ₂ O ₃	2,03	1,88	1,99	1,73	1,37	-	-	1,79	1,11	0,42
Fe ₂ O ₃	1,12	0,73	0,84	0,88	0,83	0,14	0,25	0,98	0,51	0,64
CaO	45,8	46,4	45,2	49,2	49,1	55,6	31,3	38,7	28,8	30,1
MgO	2,63	2,92	3,17	0,91	0,72	0,16	21,7	9,34	20,1	20,6
TiO ₂	0,13	0,16	0,18	0,16	0,13	0,02	0,01	0,11	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,019	0,021	0,023	0,02	0,016	-	-	0,015	0,013	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,79	0,82	0,86	0,84	0,66	0,05	0,05	0,94	0,56	0,24
MnO	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	-	0,02
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	38,05	38,84	38,06	38,32	38,33	43,35	46,13	39,66	43,57	45,17
Total	99,54	98,86	99,08	98,89	98,79	99,85	100,06	98,9	99,89	99,79
Rb (ppm)	19	19,2	21	17,1	14	1,5	16	17,4	11,9	4,5
Sr	1119	802	1026	923	913	703	25	224	132	40
Ba	120	122	127	151	109	25	24	203	288	203
Th	0,5	0,2	-	1,1	0,5	-	-	-	-	0,7
U	1,11	1,8	2,01	1,29	1,52	0,47	0,78	1,82	0,31	0,5
Zr	32	44	41	33	28	13	19	24	20	13
Hf	0,85	1,08	0,72	0,87	0,52	-	0,22	0,22	0,08	0,66
Nb	5,94	1,96	0,37	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	41	28	39	17	21	45	8	-	-	-
Co	3,2	2,5	2,8	3	2,6	1	0,8	3	1,7	1,1
Ni	19	12	12	14	14	13	7	12	11	9
La (ppm)	11,9	10,6	9,9	5,2	6,9	6,8	9,9	8	8	4,2
Ce	15,4	15,2	13,6	7,1	9,4	3,9	4,8	10,6	9,9	6,9
Pr	1,69	1,65	1,42	0,77	1,2	0,38	0,43	1,17	1,11	0,71
Nd	6,7	6,4	5,7	3,2	4,6	1,5	1,8	4,7	4,3	3,1
Sm	1,2	1,3	1,1	0,6	0,7	0,2	0,2	0,9	0,8	0,6
Eu	0,23	0,19	0,2	0,11	0,13	-	-	0,15	0,14	0,12
Gd	1,13	1,19	1,15	0,63	0,85	0,29	0,4	0,84	0,66	0,55
Tb	0,17	0,18	0,17	0,09	0,09	-	0,05	0,11	0,1	0,08
Dy	1,08	1,09	1,03	0,64	0,64	0,3	0,35	0,78	0,58	0,51
Y	6,1	6,17	5,85	3,86	3,69	1,95	2,52	4,55	3,27	2,97
Ho	0,18	0,22	0,19	0,12	0,11	0,05	0,07	0,14	0,1	0,1
Er	0,6	0,7	0,67	0,42	0,36	0,15	0,23	0,49	0,31	0,3
Tm	0,06	0,08	0,08	0,05	-	-	-	0,05	-	-
Yb	0,5	0,6	0,5	0,4	0,3	-	0,1	0,4	0,3	0,3
Lu	0,06	0,08	0,08	-	-	-	-	0,05	-	-
ΣETR+Y	47	45,65	41,64	23,19	28,97	15,52	20,85	32,93	29,57	20,44
Y/Ho	33,89	28,05	30,79	32,17	33,55	39	36	32,5	32,7	29,7
Eu/Eu*	0,98	0,75	0,9	0,92	0,98	-	-	0,89	0,93	1,04
Ce/Ce*	1,04	1,03	1,11	1,11	0,87	1,17	1,36	1,05	1	1,25
Pr/Pr*	0,98	0,98	0,95	0,95	1,07	0,92	0,86	0,97	1	0,9
La/La*	1,74	1,52	1,76	1,83	1,33	4,37	6,33	1,73	1,7	1,77
Y/Ho _{SN}	1,24	1,03	1,13	1,18	1,23	1,43	1,32	1,19	1,2	1,09
Nd/Yb _{SN}	1,11	0,89	0,95	0,67	1,28	-	1,5	0,98	1,19	0,86

Tabela 2 Elementos químicos das rochas carbonáticas analisadas „_{SN} = Shale Normalized pelo PAAS (Taylor & McLennan, 1985) e anomalias dos ETR de acordo com Bau & Dulski (1996).

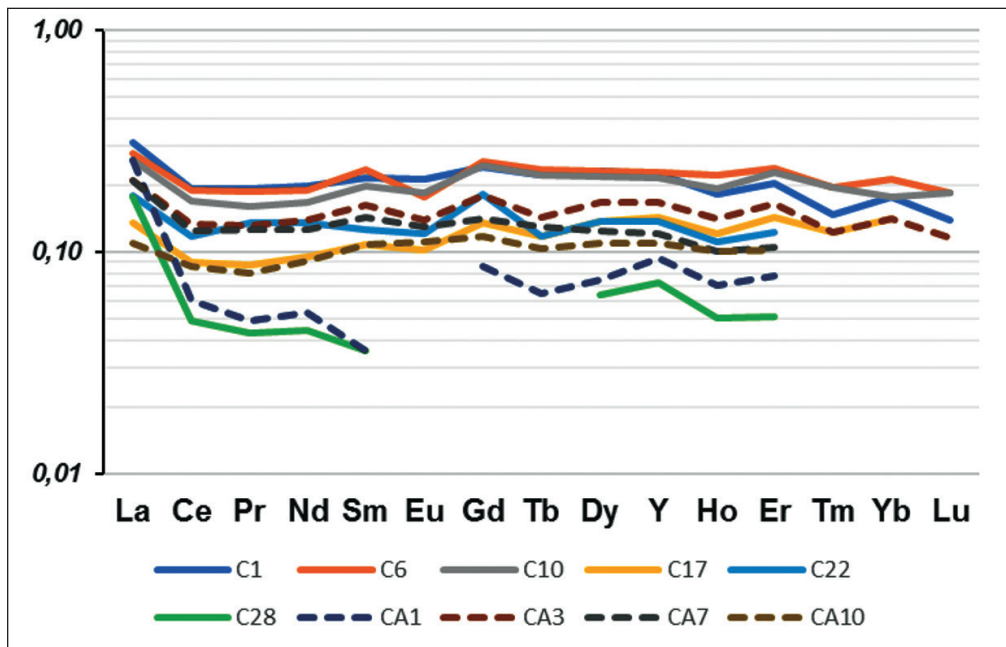


Figura 4 Distribuição dos Elementos Terras Raras + Ítrio (ETR+Y), normalizado pelo PAAS (Post-Archean Australian Shale) de Taylor & McLennan (1985).

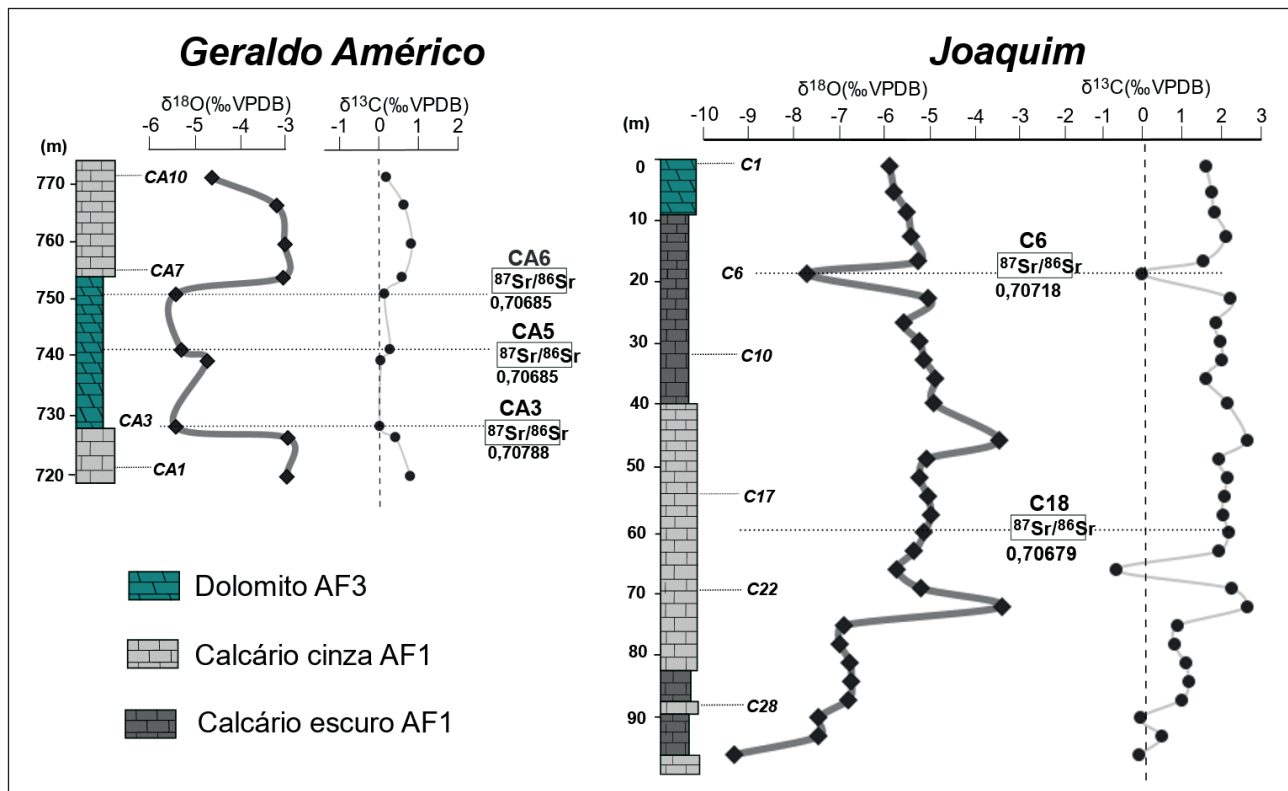


Figura 5 Perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e resultados de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo das seções estudadas.

variando entre -0.86 e 2.2‰ e os de oxigênio mais sensíveis a processos de diagênese e dolomitização (Jaffrés *et al.*, 2007), variando mais os seus valores, entre -9.82 e -3.54 ‰. As amostras de ambas seções apresentam moderada a alta covariância entre $\delta^{13}\text{C}$ e

$\delta^{18}\text{O}$ ($R^2 = 0.77$; 0.68). As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0.7068 a 0.7078, e covariam positivamente com Mg/Ca ($R^2 = 0.92$) e Mn/Sr ($R^2 = 0.96$) enquanto covariam negativamente com a abundância de Sr.

Associação de Fácies, Litoquímica e Geologia Isotópica da Formação Lagamar
(Grupo Vazante, Minas Gerais): uma Plataforma Carbonática no Mesoproterozoico

Carla Sofia de Sousa Marques; Alexandre Uhlein; Gabriel Jubé Uhlein; Gustavo Diniz Oliveira; Alcides Nóbrega Sial & Carlos José Souza de Alvarenga

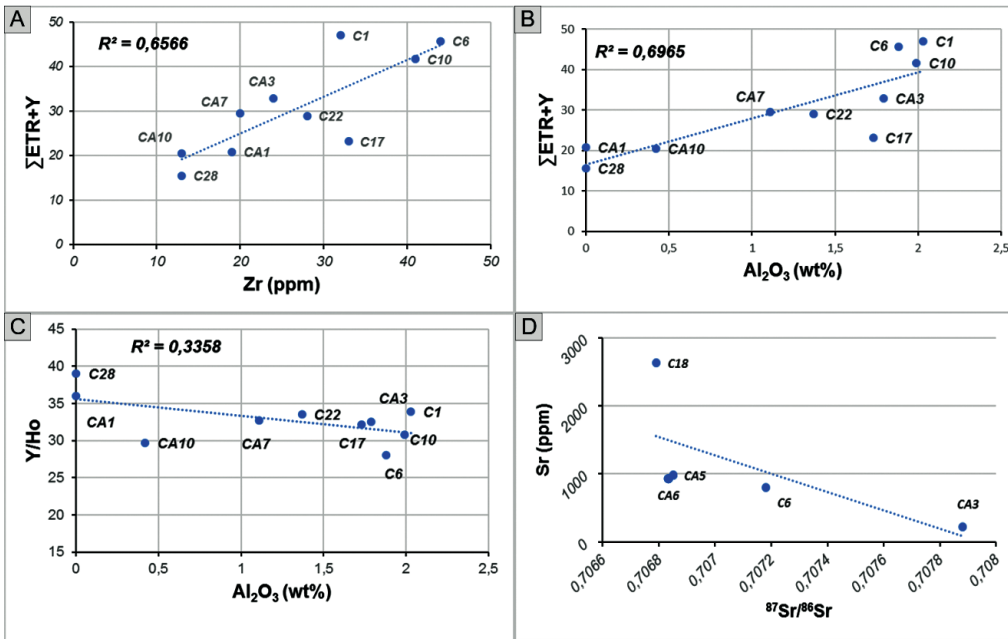


Figura 6 A) Correlações de Somatório de Elementos Terras Raras e Ítrio ($\Sigma\text{ETR}+\text{Y}$) com Zr (ppm); B) $\Sigma\text{ETR}+\text{Y}$ com Al_2O_3 (wt%); C) Y/Ho com Al_2O_3 (wt%); e D) Correlação entre Sr (ppm) e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

	Amostra	(m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ _{VPDB})	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ _{VPDB})	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Mn/Sr	Mg (ppm)	Ca (ppm)	Mg/Ca
Geraldo Américo	CA10	773	0.07	-5.69	-	281,93	40	7,05	510912	536733	0,95
	CA9	768	0.65	-3.55	-	-	-	-	-	-	-
	CA8	761	0.91	-3.29	-	-	-	-	-	-	-
	CA7	755	0.61	-3.33	-	140,96	132	1,07	498511	513552	0,97
	CA6	752	0.01	-6.89	0,70685 +/-1	2,82	980	0,003	1348	14345	0,09
	CA5	742	0.19	-6.69	0,70685 +/-1	8,74	980	0,009	1228	15001	0,08
	CA4	740	-0.11	-5.85	-	-	-	-	-	-	-
	CA3	728	-0.14	-6.89	0,70788 +/-1	281,93	224	1,26	231646	690085	0,34
	CA2	726	0.38	-3.18	-	-	-	-	-	-	-
	CA1	719	0.88	-3.23	-	140,96	25	5,64	538194	558131	0,96
Joaquim	C1	0,5	1.25	-6.17	-	281,93	1119	0,25	65228	816690	0,08
	C2	4,7	1.39	-6.05	-	-	-	-	-	-	-
	C3	8	1.45	-5.76	-	-	-	-	-	-	-
	C4	12	1.72	-5.66	-	-	-	-	-	-	-
	C5	16	1.19	-5.50	-	-	-	-	-	-	-
	C6	18	-0.27	-8.09	0,70718 +/-1	140,96	802	0,18	72420	827389	0,09
	C7	22	1.82	-5.27	-	-	-	-	-	-	-
	C8	26	1.46	-5.84	-	-	-	-	-	-	-
	C9	29	1.59	-5.48	-	-	-	-	-	-	-
	C10	32	1.62	-5.35	-	140,96	1026	0,14	78621,03	805991,44	0,1
	C11	35	1.23	-5.09	-	-	-	-	-	-	-
	C12	39	1.76	-5.14	-	-	-	-	-	-	-
	C14	45	2.20	-3.61	-	-	-	-	-	-	-
	C15	48	1.55	-5.30	-	-	-	-	-	-	-
	C16	51	1.74	-5.47	-	-	-	-	-	-	-
	C17	54	1.68	-5.28	-	140,96	923	0,15	22569	877318	0,03
	C18	57	1.64	-5.21	0,70679 +/-1	2,54	2630	0,001	305	14486	0,02
	C19	60	1.79	-5.35	-	-	-	-	-	-	-
	C20	63	1.53	-5.59	-	-	-	-	-	-	-
	C21	66	-0.86	-6.00	-	-	-	-	-	-	-
	C22	69	1.85	-5.44	-	140,96	913	0,15	17857	875534	0,02
	C23	72	2.20	-3.54	-	-	-	-	-	-	-
C24	75	0.59	-7.25	-	-	-	-	-	-	-	
C25	78	0.51	-7.34	-	-	-	-	-	-	-	
C26	81	0.76	-7.10	-	-	-	-	-	-	-	
C27	84	0.85	-7.08	-	-	-	-	-	-	-	
C28	87	0.68	-7.13	-	140,96	703	0,2	3968	991440	0	
C29	90	-0.29	-7.84	-	-	-	-	-	-	-	
C30	93	0.22	-7.82	-	-	-	-	-	-	-	
C31	96	-0.34	-9.82	-	-	-	-	-	-	-	

Tabela 3 Composição dos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das seções amostradas com alguns elementos químicos. Dados isotópicos carbono e oxigênio em VPDB, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e relações Mg/Ca Mn/Sr.

8 Discussões

Os carbonatos do Membro Sumidouro apresentam altos valores de Zr (13-44 ppm), Rb (1,5-19,2 ppm), SiO₂ (0,53-8,95 wt%), e Al₂O₃ (0,42-2,03 wt%), sugerindo contaminação detrítica. Quanto à razão de Y/Ho, os valores ficam entre 29 e 39. Nos oceanos modernos, esta razão é tipicamente >50, mas dependendo fortemente da salinidade (Nozaki *et al.*, 1997), enquanto que pelitos têm razões entre 27-29. Carbonatos com baixas taxas Y/Ho, como os deste trabalho, indicam calcários impuros ou precipitados em águas com baixa salinidade (Frimmel, 2009). Os diagramas da Figura 6 (A, B e C) mostram que a quantidade de Σ ETR+Y aumenta e que a razão Y/Ho diminui quanto mais abundante são quantidades de Al₂O₃ e Zr.

Os dados dos ETR dos carbonatos da Formação Lagamar não seguem o padrão típico ETR/PAAS (*e.g.* Alibo & Nozaki, 1999), devido a contaminantes detríticos mascarando o sinal original. No entanto, existe uma pequena variabilidade dos padrões de distribuição dos ETR, pois algumas amostras apresentam enriquecimentos de terras raras leves (ETRL), representadas por Nd/Yb_{SN} altas (>1,5). Porém, a ausência de anomalias de Eu afastam a hipótese de alteração provocada por hidrotermalismo (Douville *et al.*, 1999). A mais provável fonte de enriquecimento em ETRL é a interação entre contribuição de siliciclásticos e fluidos de baixa temperatura, provenientes da circulação de águas subterrâneas cársticas (*e.g.*, Frimmel & Lane, 2005).

Durante a Era Mesoproterozoica, o $\delta^{13}\text{C}$ varia dentro dos limites de 0-3,5 ‰ entre 1850 e 1250 Ma, registrando uma estabilidade nos valores próximos de 3,5 ‰ após 1300-1250 Ma. A Era Mesoproterozoica foi um período de quiescência tectônica, em contraste com rifteamentos e orogêneses que ocorreram no início e no fim (Anbar & Knoll, 2002). Kah *et al.* (2012) estudaram o Grupo Atar (Mauritânia) e, pelos valores de $\delta^{13}\text{C}$, o consideraram correlato ao Grupo Vazante, como já sugerido por Azmy *et al.* (2009), com dados das formações Serra do Poço Verde e Morro do Calcário. Os dados isotópicos de carbono dos carbonatos Lagamar parecem relacio-

nados ao Mesoproterozoico, como, por exemplo, a Formação Cliff Society do Canadá (Kah *et al.*, 2001) ou o Grupo Bangemall da Austrália (Buick *et al.*, 1995). Além disso, esses valores de oxigênio muito negativos e baixos valores de carbono positivo são semelhantes aos perfis do Grupo Paranoá (Alvarenga *et al.*, 2014) e do Supergrupo Espinhaço (Santos *et al.*, 2004), ambos ambos os grupos com idades do Mesoproterozoico.

Os dados isotópicos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr abaixo de 0,7060, são comuns em todo o Mesoproterozoico (Bartley *et al.*, 2001; Kah *et al.*, 2001). Segundo Bartley *et al.* (2001), os dados isotópicos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr podem ser interpretados no contexto do regime tectônico evolutivo do Mesoproterozoico, apresentando valores mais homogêneos do que no Neoproterozoico. As três amostras com valores ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mais baixos, de cerca de 0,7068 na Formação Lagamar (Figura 6D), são mais semelhantes aos valores registrados no Neoproterozoico (Toniano-Criogeniano) (Halverson *et al.*, 2005), do que os valores <0,7065, típicos do final do Mesoproterozoico (Kah *et al.*, 2001). No entanto, devido à escassez de amostras com sinais isotópicos preservados, mais dados são necessários para melhor compreender a idade deposicional da Formação Lagamar e do Grupo Vazante.

9 Conclusões

O Membro Sumidouro da Formação Lagamar é uma sucessão carbonática depositada em um alto estrutural, constituindo um complexo recifal, depositado durante um período distensivo da bacia. Este complexo recifal constitui sub-ambiente em relação à barreira recifal, compreendendo 3 associações de fácies: frente recifal (AF1), recife (AF2) e recife interno (AF3).

Os altos valores de Zr (13-44 ppm), Rb (1,5-19,2 ppm), SiO₂ (0,53-8,95 wt%), e Al₂O₃ (0,42-2,03 wt%), sugerem contaminação detrítica (siliciclástica) neste ambiente marinho. Devido às covariâncias entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e à variabilidade litológica, sugere-se que o sinal paleoambiental primário foi alterado devido a alterações pós-diagenéticas, como dolomitização e/ou interações fluido-rocha. Quanto aos resultados de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, são provavelmente valores com

sinais isotópicos alterados, devido à covariância positiva entre as razões Mg/Ca e Mn/Sr e, a covariação negativa com a abundância de Sr. As amostras com baixas razões isotópicas de Sr, ou seja, as que têm valores em torno de 0,7068, são aquelas que podem ter preservado o sinal Sr primário da água do oceano.

As condições desta plataforma com barreira, isto é, baixa salinidade e contribuição detrítica, afetaram o registro químico e isotópico, à semelhança de outras plataformas correlatas no Grupo Vazante no mesmo contexto de margem passiva durante o Meso-Neoproterozoico. Posteriormente, os eventos geotectônicos regionais também influenciaram outras alterações pós-diagenéticas.

10 Agradecimentos

À empresa Calcários de Lagamar por prover facilidades para amostragem; à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de doutorado da primeira autora. A pesquisa teve apoio financeiro dos projetos CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico nº 447449/2014-1 e FAPEMIG – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, processo nº: CRA – APQ01711-14.

11 Referências

- Alibo, D.S. & Nozaki, Y. 1999. Rare earth elements in seawater: particle association, shale normalization, and Ce oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 363–372.
- Alvarenga, C.J.S.; Santos, R.V.; Vieira, L.C.; Lima, B.A.F. & Mancini, L.H. 2014. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasília Belt of Brazil. *Precambrian Research*, 251: 164-180.
- Alvarenga, C.J.S.; Giustina, M.E.S.D.; Silva, N.G.C.; Santos, R.V.; Gioia, S.M.C.L.; Guimarães, E.M.; Dardenne, M.A.; Sial, A.N. & Ferreira, V.P. 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 147-155.
- Anbar, A.D. & Knoll, A.H. 2002. Proterozoic ocean chemistry and evolution: a bioinorganic bridge? *Science*, 29: 1137–1142.
- Azmy, K.; Sylvester, P. & Oliveira, T.F. 2009. Oceanic redox conditions in the Late Mesoproterozoic recorded in the upper Vazante Group carbonates of São Francisco Basin, Brazil: Evidence from stable isotopes and REEs. *Precambrian Research*, 168: 259–270.
- Azmy, K.; Kaufman, A.J.; Misi, A. & Oliveira, T.F. 2006. Isotope stratigraphy of the Lapa Formation, São Francisco Basin, Brazil: Implications for Late Neoproterozoic glacial events in South America. *Precambrian Research*, 149: 231-248.
- Azmy, K.; Veizer, J.; Misi, A.; Oliveira, T.F. de; Sanches, A.L. & Dardenne, M.A. 2001. Dolomitizations an isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. *Precambrian Research*, 112: 303-329.
- Bartley, J.K.; Semikhatov, M.A.; Kaufman, A.J.; Knoll, A.H.; Pope, M.C. & Jacobsen, S.B. 2001. Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia. *Precambrian Research*, 111: 165–202.
- Bau, M. & Dulski, P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79: 37–55.
- Buick, R.; Des Marais, D.J. & Knoll, A.H. 1995. Stable isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia. *Chemical Geology*, 123: 153–171.
- Campos, J.E.G.; Bogossian, J. & Carvalho, R.M. 2012. Sedimentology of the Psammo-pelitic-carbonate Unit, Paranoá Group, and Sete Lagoas Formation, Bambuí Group: examples of mixed carbonate siliciclastic sedimentation in the Proterozoic of the Brasília Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(3): 513-522.
- Caxito, F.A.; Halverson, G.P.; Uhlein, A.; Stevansson, R.; Dias, T.G. & Uhlein, G.J. 2012. Marinoan glaciation in east Central Brazil. *Precambrian Research*, 200–203: 38–58.
- Coelho, J.C.C.; Martins-Neto, M.A. & Marinho, M.S. 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozóica do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 149-165.
- Dardenne, M.A.; Campos, J.E.G. & Campos Neto, M.C. 2005. Estromatólitos colunares no Sumidouro do Córrego Carrapato, Lagamar (MG) - Registro de construções dolomíticas cilindro-cônicas por ciano-bactérias no Proterozoico do Brasil. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; BERBERT-BORN, M.; QUEIROZ, E.T.; CAMPOS, D.A. & SOUZA, C.R.G. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, Volume II, p.311-320.
- Dardenne, M.A. 2001. Lithostratigraphic sedimentary sequences of the Vazante Group. In: A. MISI, A. & TEIXEIRA, J.B.G. (eds.) *Proterozoic Base Metal Deposits of Africa and South America*, IGCP 450 1st Field Workshop, Belo Horizonte and Paracatu, Brazil: p.48-50.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília fold belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. & CAMPO, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South América*, p.231-264.
- Dardenne, M.A.; Freitas-Silva, F.H.; Souza, J.C.F. & Campos, J.E.G. 1998. *Evolução tectono sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília*. SBG, XXXX Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Resumos, p. 26.
- Dalrymple, R.W. 2010. Interpreting sedimentary successions: facies analysis and facies models. In: JAMES N.P. & DALYMPLE R.W. (Editors) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada. Geotext 6. p.3-18.
- Douville, E.; Bienvenu, F.; Charlou, J.L.; Donval, J.P.; Fouquet,

- Y.; Apriou, P. & Gamo, T. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(5): 627–643.
- Favoreto, J. 2011. *Sucessão estratigráfica e paleoambientes dos microbialitos proterozóicos do Membro Sumidouro, Formação Lagamar; Grupo Vazante, na fazenda Sumaré, em Lagamar MG*. Trabalho de Graduação, Unesp, Rio Claro, 57p.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 4 (1): 1-38.
- Frimmel, H.E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, 258: 338–353.
- Frimmel, H.E. & Lane, K. 2005. Geochemistry of carbonate beds in the Neoproterozoic Rosh Pinah Formation, Namibia: implications on depositional setting and hydrothermal ore formation. *South African Journal of Geology*, 108: 5–18.
- Fuck, R.A.; Jardim De Sá, E.F.; Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A. & Pedrosa-Soares, A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, pp.161-185.
- Geboy, N.J.; Kaufman, A.J.; Walker, R.J.; Misi, A.; Oliveira, T.F.; Miller, K.E.; Azmy, K.; Kendal, B. & Poulon, S.W. 2013. Re–Os age constraints and new observations of Proterozoic glacial deposits in the Vazante Group, Brazil. *Precambrian Research*, 238: 199–213.
- Halverson, G.P.; Hoffman, P.F.; Schrag, D.P. & Maloof, A.C. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America*, 117(9): 1181-1207.
- Jaffrés, J.B.D.; Shields, G.A. & Wallman, K. 2007 The oxygen isotope evolution of seawater. A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years. *Earth Science Review*, 83: 83-122.
- James, N.P. & Bourque, P.A. 1992. Reefs and Mounds. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada. p.323-347.
- Kah, L.C.; Bartley, J.K. & Teal, D.A. 2012. Chemostratigraphy of the Late Mesoproterozoic Atar Group, Taoudeni Basin, Mauritania: muted isotopic variability, facies correlations, and global isotopic trends. *Precambrian Research*, 200–203: 82–103.
- Kah, L.C.; Lyons, T.W. & Chesley, J.T. 2001. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate– evaporite succession, northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution. *Precambrian Research*, 111: 203–234.
- Kuchenbecker, M.; Babinski, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Lopes-Silva, L. & Pimenta, F. 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian Journal of Geology*, 46 (1): 145–162.
- Marques, C.S.S. 2015. *Geologia e quimioestratigrafia do Grupo Vazante em Lagamar, MG*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 134p.
- Marques, C.S.S.; Uhlein, A.; Uhlein, G.J.; Oliveira, G.D.; Sial, A.N. & Alvarenga, C.J.S. 2015. Geologia e quimioestratigrafia isotópica do Grupo Vazante em Lagamar (MG). *Geonomos*, 23(1): 26-41.
- Misi, A.; Azmy, K.; Kaufman, A.J.; Oliveira, T.F.; Sanches, A.L. & Oliveira, G.D. 2014. Review of the geological and geochronological framework of the Vazante sequence, Minas Gerais, Brazil: Implications to metallogenic and phosphogenic models. *Ore Geology Reviews*, 63: 76–90.
- Misi, A.; Kaufman, A.J.; Azmy, K.; Dardenne, M.A.; Sial, A.N. & Oliveira, T.F. 2011. Neoproterozoic successions of the São Francisco craton, Brazil: the Bambuí, Una, Vazante and Vaza Barris/Miaba groups and their glaciogenic deposits. *Geological Society, London, Memoirs*, 36: 509-522.
- Narbonne, G.M. & James, N.P. 1996. Mesoproterozoic deep-water reefs from Borden Peninsula, Arctic Canada. *Sedimentology*, 43: 827-848.
- Nozaki, Y.; Zhang, J. & Amakawa, H. 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 329–340.
- Oliveira, G.D. 2013. *Reconstrução Paleambiental e Quimioestratigrafia dos Carbonatos Hospedeiros do depósito de Zinco Silicatado de Vazante, MG*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 86p.
- Paula-Santos, G.M.; Caetano-Filho, S.; Babinski, M.; Trindade, R.I. & Guacaneme, C. 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 42: 280–305.
- Rodrigues, J.B.; Pimentel, M.M.; Buhn, B.; Matteini, M.; Dardenne, M.A.; Alvarenga, C.J.S. & Armstrong, R.A. 2012. Provenance of the Vazante Group: New U–Pb, Sm–Nd, Lu–Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research*, 21: 439–450.
- Santos, R.V.; Alvarenga, C.J.S.; Babinski, M.; Ramos, M.L.S.; Cukrov, N.; Fonseca, M.A.; Sial A.N.; Dardenne M.A. & Noce, C.M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 27–39.
- Santos, R.V.; Alvarenga, C.J.S.; Dardenne, M.A.; Sial, A.N. & Ferreira, V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá Groups. *Precambrian Research*, 104: 107–122.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust. Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Valeriano, C.M.; Pimentel, M.M.; Heilbron, M.; Almeida, J.C.H. & Trouw, R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society of London*, 284: 197-210.
- Valeriano, C.M.; Dardenne, M.A.; Fonseca, M.A.; Simões, L.S.A. & Seer, H.J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R. & BRITO-NEVES, B.B. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.575–593.

5. ARTIGO 2: *Stratigraphy and U-Pb Geochronology of the basal units of the Vazante Group: a lateral correlation to the glaciogenic Jequitaí Formation (Minas Gerais, Brazil)*

*Carla Sofia de Sousa Marques*¹; *Alexandre Uhlein*²; *Gabriel Jubé Uhlein*²

¹(*Corresponding author*) Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6627 - Campus Pampulha 31270-901 Belo Horizonte – MG, Brasil. smarques085@gmail.com

²Instituto de Geociências e CPMTc, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6627 - Campus Pampulha 31270-901 Belo Horizonte – MG, Brasil. uhlein@gmail.com; guhlein@gmail.com

ABSTRACT

The basal units of the Vazante Group, the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations present different stratigraphic records and younger ages than the rest of the Vazante Group. These units are characterized by diamictites, sandstones, pelites and rare carbonates originated from a subaqueous gravitational sedimentation. U-Pb geochronological data in detrital zircon indicate a neoproterozoic maximum depositional age for both formations (934 ± 8 Ma) and main source of zircons from Paleoproterozoic (mainly Rhyacian and Orosirian) to Mesoproterozoic (Calymmian and Ectasian), whose provenances are probably from the São Francisco Paleocontinent. Due to the complete absence of ice-rafted debris within fine-grained sediments in the Santo Antônio do Bonito Formation, we interpret a gravitational reworking as the main process of diamictites deposition, probably during a period of ice retreat and sea level rise. The U-Pb data corroborate a lateral correlation between the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations from the Vazante Group and the glaciogenic Jequitaí Formation (Bambuí Group). From east to west, glacial sediments of the Jequitaí Formation were reworked probably by a slope-apron system during a late-glacial to post-glacial stage on the western margin of the São Francisco Paleocontinent. Therefore, the Vazante Group can be divided into two successions: the upper Lagamar-Serra do Garrote formations and the lower Santo Antônio do Bonito-Rocinha formations. The first one, Lagamar-Serra do Garrote sedimentation, composes a late Mesoproterozoic mixed carbonate-siliciclastic deposition along passive margins. The second succession, Santo Antônio do Bonito-Rocinha sedimentation, is a gravitational slope-apron resedimentation and probably correlates to the Neoproterozoic glacial rocks

of the cratonic Jequitai Formation (Bambu Group). Finally, the collisional phase of the Brasília Belt was responsible for stratigraphic inversion, placing the older Lagamar-Serra do Garrote formation over the younger Santo Antônio do Bonito-Rocinha formations.

KEYWORDS: Mesoproterozoic; Neoproterozoic; Subaqueous Gravity Flows; Slope-Apron; Detrital zircons.

5.1 Introduction

The Vazante Group is a mixed carbonate-siliciclastic succession located between the external domain of the Brasília Fold Belt and the São Francisco craton. The external domain is a typical fold and thrust belt where a complex imbrication of basement rocks was promoted by the Brasiliano orogeny (Fuck *et al.*, 1993; Dardenne, 2000; Valeriano, 2017). Because of this imbrication, the Vazante Group undergoes controversial age discussions, correlating it to mesoproterozoic and/or neoproterozoic deposits (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2011; Reis *et al.*, 2017). The Vazante Group between Lagamar and Coromandel towns (northwest Minas Gerais state), in its southern portion, is composed by the Rocinha and Santo Antônio do Bonito formations, which represent different stratigraphic records and depositional ages younger than the rest of the Vazante Group. The association of diamictites, sandstones, shales and phosphorites in both the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations make these units key areas to further understand the enigmatic Vazante Group, climatic and environmental changes occurred during the Neoproterozoic.

On the São Francisco craton, the Jequitai Formation (base of the Bambu Group according to Dardenne, 1978) is one of the main records of a Neoproterozoic glaciation that occurred on the São Francisco craton (Karfunkel & Hoppe, 1988; Cukrov *et al.*, 2005; Uhlein *et al.*, 2011).

The Jequitai Formation is characterized mainly by diamictites and shales that preserve many glaciogenic features, such as striated pavements, dropstones, striated clasts and deposition of terminal moraines (Isotta *et al.*, 1969; Rocha-Campos *et al.*, 1996; Cukrov *et al.*, 2005; Martins-Ferreira *et al.*, 2013). Since Neoproterozoic detrital zircon grains were found in the Rocinha Formation (Rodrigues, 2008; Pimentel *et al.*, 2011; Rodrigues *et al.*, 2012), a correlation between the Bambu Group and the lower Vazante Group was envisaged, considering this succession different of the rest of the Vazante Group and different of the Paranoá Group. Here we test this hypothesis through

a sedimentological, stratigraphic and geochronological study on the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations.

This work presents a detailed geological map (1:25.000), sedimentologic and stratigraphic descriptions, and U-Pb geochronology in detrital zircon grains of the Rocinha and Santo Antônio do Bonito formations. This new dataset provides maximum depositional ages for both formations, detrital zircon age distribution patterns, potential sediment source areas, and tectonic and sedimentary evolution linked to the Neoproterozoic Jeiquitaí glaciation recorded on the São Francisco craton, southeastern Brazil.

5.2. Geological settings

The Tocantins Province is subdivided into the neoproterozoic Brasília, Araguaia and Paraguay fold belts, formed by the collision between the Amazonian, São Francisco-Congo and Paranapanema Paleococontinents (Dardenne, 2000; Valeriano, 2017). The Brasília Belt is subdivided into northern and southern segments (Valeriano, 2017). The Vazante Group is located between the southern Brasília Belt and the São Francisco craton. The São Francisco craton is composed of archaean-paleoproterozoic basement and by precambrian sedimentary covers of the Espinhaço Supergroup, Paranoá Group and the Bambuí Group (Alkmim, 2004). The western margin, in the transition zone between the São Francisco craton and the Brasília Fold Belt, is represented by successions of the Paranoá Group, Vazante and Canastra Group, Jeiquitaí Formation (Bambuí Group), Cubatão Formation (Ibiá Group), and part of the Araxá Group (Dardenne, 2000; Valeriano, 2017). The protracted history of the passive margin on the west was initiated with Mesoproterozoic rifting events that led to a final Tonian continental break-up and development of wide continental margin basins bordering the São Francisco Paleococontinent (Matteini *et al.*, 2012; Valeriano, 2017; Martins-Ferreira *et al.*, 2018).

5.2.1. The Vazante Group

In the northwestern part of Minas Gerais state, the Vazante Group covers almost 10.000 km², along a N-S stripe 250 km long and 25 to 30 km wide, outcropping near the towns of Coromandel, Lagamar, Vazante, Paracatu and Unaí. These metasedimentary rocks comprise a thick marine pelitic-dolomitic succession that can be divided into seven formations, from base to top: Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra

do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário and Serra da Lapa formations (Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000; 2001).

The Vazante Group in its southern portion is represented only by the Rocinha and Santo Antônio do Bonito formations. In Figure 1, regional geological details and some of the most important geochronological data (youngest peak of U-Pb ages and Sm-Nd T_{DM} ages; from Rodrigues *et al.* 2012) were compiled for improved understanding of the southern Vazante Group.

The Santo Antônio do Bonito Formation is the basal unit and consists of metric beds of metadiamicrites, white quartzite (locally conglomeratic) intercalated to slate. In the Santo Antônio do Bonito and Santo Inácio rivers, this formation is characterized by diamictite beds with pebbles of quartzite, limestone, dolomite, metasilstone and granitoid in a pelitic matrix, which is locally phosphatic. Thickness is of about 100 to 250 m and the transition to the Rocinha Formation is gradative (Souza, 1997; Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000).

The base of the Rocinha Formation consists of a sand-mud rhythmite interval below a thick succession of slates and metasilstone beds regularly intercalated. It progresses vertically to dark gray carbonate and pyrite-bearing slate, with fine phosphatic laminations that slowly change to intraclasts- and pellets-rich phospharenite. In the upper part of the formation, rhythmic sediments (sand-silt) host the Lagamar and Rocinha phosphate deposits. The thickness of this formation ranges from 500 to 1000 m (Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000).

The Lagamar Formation is a ruditic-pelitic carbonate unit, outcropping near the Lagamar town. It is represented in its basal part by alternating beds of metaconglomerate with clasts of quartzite, metasilstone and dark gray limestone (Arrependido Member). These ruditic beds grade and overlain the Sumidouro Member, composed by dolomitic intraformational breccia passing to dark gray, well stratified calcarenite beds with intercalations of lamellar breccia followed by stromatolitic dolomite. The stromatolitic beds compose well preserved, beige to pale pink bioherms, composed of laminated dolomite (microbial mats), oncolitic dolarenite and dolorudite, and columnar stromatolites with convex and conical laminations of the *Conophyton* and *Jacutophyton* genera. Laterally and vertically, these bioherms interdigitate with carbonate-bearing metasilstone beds and slate. This formation is almost 250 m thick (Campos-Neto, 1984; Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000). The Lagamar Formation has a gradational contact with the Serra do Garrote Formation.

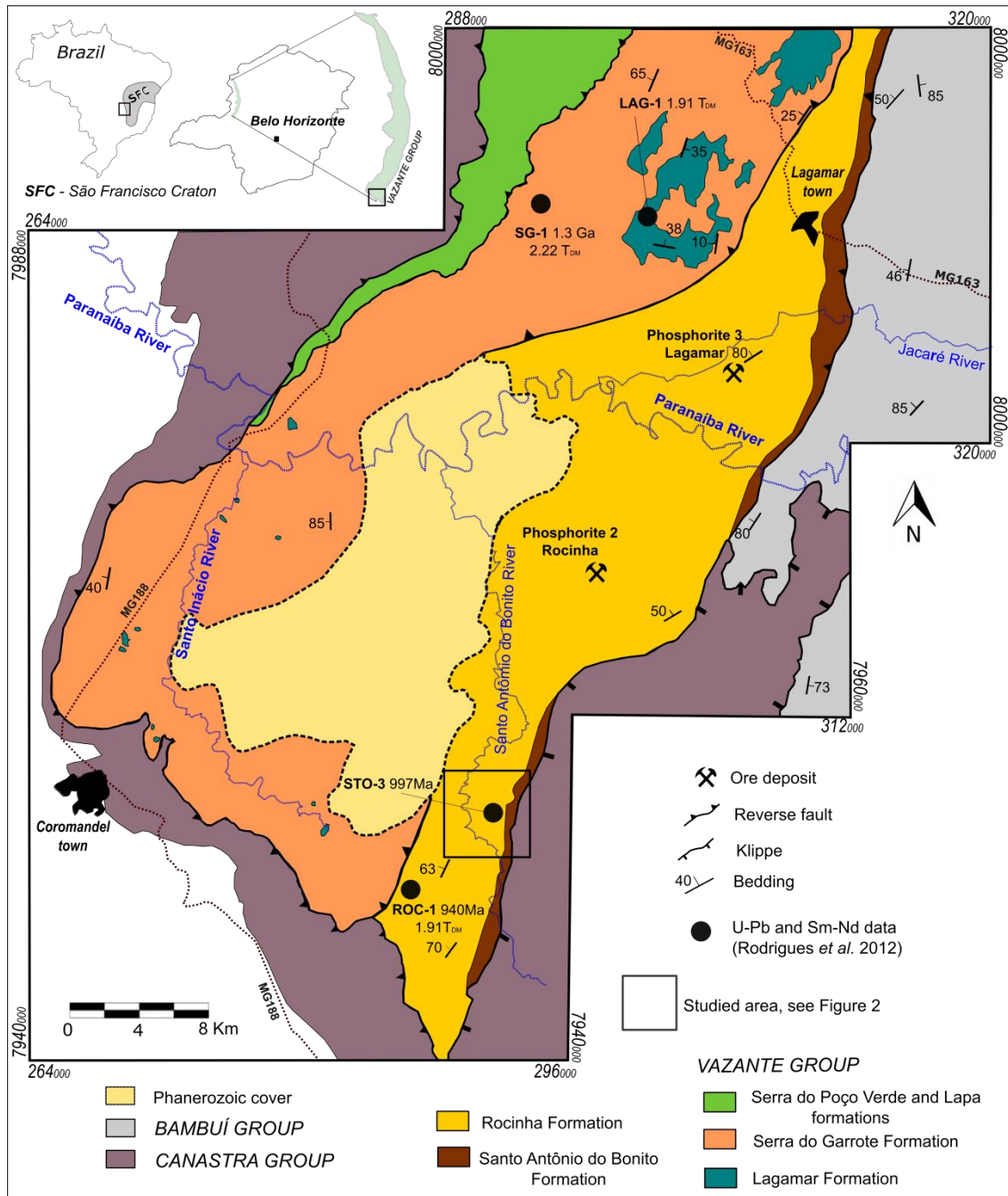


Figure 1. Simplified geological map of the Vazante Group between Coromandel and Lagamar towns. Compiled from Féboli & Ribeiro (2013), Fernandes (2013), Féboli (2015), Marques (2015), Ribeiro & Féboli (2013) and Signorelli *et al.* (2013).

The Serra do Garrote Formation is ~1000 m thick and consists of a sequence of dark gray to greenish gray slate, locally rhythmic, carbonaceous and containing pyrite, with fine quartzite intercalations (Campos-Neto, 1984; Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000).

The Serra do Poço Verde Formation corresponds to a dominantly dolomitic succession with total thickness calculated between 1300 and 1600 m (Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000).

The Morro do Calcário Formation is characterized by the presence of pink stromatolitic dolomite forming biostromes and bioherms with convex lamination columns, associated with oolitic and oncolitic dolarenite and dolorudite (thickness of about 200 to 300 m) (Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000).

Finally, the Serra da Lapa Formation is 200-800 m-thick and constitutes the upper part of the Vazante Group, represented by carbonaceous metapelite, carbonate-bearing metasilstone, dolomite lenses and quartzite layer (Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne 2000).

Early studies suggested that the Vazante Group sediments were accumulated in a passive margin setting (*e.g.* Campos-Neto, 1984). Pimentel *et al.* (2011) subdivision considered the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations correlated to the Paranoá and Canastra groups, defined as passive margin sediments. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age distribution and Hf isotope composition for the Vazante Group from Rodrigues *et al.* (2012) suggest that the basin might represent a younger stage of the Meso-Neoproterozoic passive margin evolution of the São Francisco craton. The Vazante Group is characterized by a very similar zircon population distribution with respect to the Paranoá Group, with ages older than 1.5 Ga. The younger ages for the Vazante Group are represented by late Mesoproterozoic (~1.2 Ga) and Neoproterozoic (~0.9 Ga) zircon populations. The most important geochronological data are summarized in Table 1. Misi *et al.* (2014) have proposed that the lower part of the Vazante, including the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations, are younger (Neoproterozoic) than the upper part (late Mesoproterozoic), based on Re-Os ages in organic-rich shales and U-Pb data of detrital zircon in siliciclastic rocks throughout the succession (Azmy *et al.*, 2008; Rodrigues *et al.*, 2012; Geboy *et al.*, 2013).




Formation	Member	Description and ore deposits	Geochronological data	
Lapa	Serra da Lapa	Gray carbonate-rich slate Lenses of dolomite	■ 1.16 Ga ◼ 1.70 Ga ○ 1.70 Ga	MESOPROTEROZOIC
	Serra do Velosinho	Black carbonaceous slate		
Morro do Calcário	Upper Pamplona	Stromatolitic bioherm, facies of breccia and dolarenite ★ <u>Zn-Pb Fagundes, Morro Agudo e Ambrósia</u>	■ 1.2 Ga ◆ 993-1100 Ma ◼ 1.82 Ga	
Serra do Poço Verde	Middle Pamplona	Pink dolomite with stromatolitic mats, barite nodules and mud cracks	 Conophyton Cylindricum Maslov 1.35 - 0.9 Ga Dardenne (2005)	
	Lower Pamplona	Gray and green slate with intercalations of pink dolomite ★ <u>Zn-Pb Vazante</u>		
	Upper Pinheiro Superior	Dark gray dolomite with stromatolitic mats and bird eyes		
	Lower Morro do Pinheiro	Light gray to pink dolomite with intercalations of breccia and dolarenite		
Serra do Garrote		Gray Slate with quartzite lenses	■ 1.3 Ga ◼ 2.03 Ga ● 1.3 Ga ○ 2.05 Ga	
Lagamar	Sumidouro	Stromatolitic bioherm Dark gray limestones Dolomitic breccias	 Conophyton Metula Kirichenko 1.35 a 0.9 Ga Dardenne et al. (2005)	
	Arrependido	Conglomerates	 Leiosphaeridia Ternata VSM fossil Alvarenga et al. (2019)	
Rocinha		Rhythmites ★ <u>Phosphorite 3 - Lagamar</u>	Inverse fault	
		Dark gray pyritic and phosphatic slate ★ <u>Phosphorite 2 - Rocinha</u>		
		Rhythmites		
Santo Antônio do Bonito		Intercalation of quartzite, phosphorite, diamictite and slate ★ <u>Phosphorite 1 - Coromandel</u>	◆ 998 - 1000 Ma ■ 997 Ma	NEOPROTEROZOIC

Table 1. Lithostratigraphy of the Vazante Group (modified from Dardenne 2000) with ore deposits levels and summary of geochronological data. ● Re-Os de Geboy *et al.* (2013), ■ U-Pb from Rodrigues *et al.* (2012) and ◆ Azmy *et al.* (2008), maximum age of deposition; ◼ Pimentel *et al.* (2001), ◼ Rodrigues *et al.* (2012) and ○ Carvalho *et al.* (2019) maximum Sm-Nd T_{DM} age from source-areas.

5.2.2. The Bambuí Group

The Bambuí Group is a Neoproterozoic mixed carbonate-siliciclastic succession that covers over 300,000 km² of the São Francisco craton in central-eastern Brazil (Alkmim & Martins-Neto, 2001). Dardenne (1978) defined six formations, from base to top: Jequitáí Formation (diamictites, sandstones and shales); Sete Lagoas Formation (mainly carbonates; Serra de Santa Helena Formation (siltstones, shales and rhythmites); Lagoa do Jacaré Formation (oolitic and intraformational carbonates); Serra da Saudade Formation (siltstones, shales and sandstones); Três Marias Formation (mainly sandstones and shales).

The Jequitaiá Formation represents a continental to marine glacial sedimentation on the São Francisco Paleocontinent and is an important stratigraphic marker that separate Mesoproterozoic (Espinhaço Supergroup, Paranoá Group) from Neoproterozoic basins (Bambuí Group) (Karfunkel & Hoppe, 1988; Cukrov *et al.*, 2005; Uhlein *et al.*, 2011). The unit shows a predominance of diamictites, with variable thickness of 0-150 m in the Serra do Cabral and Serra da Água Fria, near the Jequitaiá town, where striated pavements are preserved below the Jequitaiá diamictites (Cuckrov *et al.*, 2005; Uhlein *et al.* 2011). To the west, towards the Brasília Belt, the Jequitaiá Formation can reach thicknesses of about 200 m, and record several intercalations of diamictites and shales with dropstones deposited in a marine environment, or deposits interpreted as sedimentation of terminal moraines (Cuckrov *et al.*, 2005; Uhlein *et al.* 2011; Martins-Ferreira *et al.*, 2013). The sedimentary setting of the Jequitaiá sedimentary rocks ranged from glacio-continental (tilites and fluvial sediments) to glacio-marine (diamictites with dropstones).

The age of the glaciation remains controversial, with several proposals from early Cryogenian (Sturtian age; Babinski *et al.*, 2007), late Cryogenian (Marinoan age; Alvarenga *et al.*, 2014; Caxito *et al.*, 2012; 2018; Uhlein *et al.*, 2016, 2017; Crockford *et al.*, 2017; 2019; Hippertt *et al.*, 2019) to late Ediacaran ages (~580 Ma; Kuchenbecker *et al.*, 2016).

5.3. Materials and Methods

First, a regional geological map was compiled and a detailed local geological mapping was carried out. Traditional methodology was applied, such as facies description and depositional model interpretation (Dalrymple, 2010). Particularly, for diamictite and debris flow environments, it was mainly used the Lowe (1982) classification, and further references (Walker, 1992; Eyles, 1993; Arnott, 2010).

Three samples were analyzed for U-Pb dating of detrital zircons as part of this study, one from the Santo Antônio do Bonito and two from the Rocinha Formation. The samples were milled, sorted by size and separated using density and magnetic methods at the Laboratory of Sample Preparation for Geochronology (LOPAG), from the Department of Geology (DEGEO), in the Federal University of Ouro Preto (UFOP), Brazil.

The zircons were pipetted under a binocular microscope and mounted in epoxy resin (Araldite Gy 257), mixed with an 8:1 ratio to liquid hardener. After abrasion and

polishing, the zircon grains were imaged under SEM-cathodoluminescence (CL) *Deben Centaurus operation V13.0* in a *JSM 6510 Scanning Electron Microscope*, hosted at MICROLAB in DEGEO. U-Pb analyzes were conducted to the Isotopic Geochemistry Laboratory, at DEGEO, where a *Thermo-Finnigan Element 2* field ICP-MS is coupled with a CETAC 213 ultraviolet laser system (LA-SF-ICP-MS) with high accuracy (Lana *et al.*, 2017). The results are presented as Supplementary Data (Appendix). Laser ablations were performed in static mode with a spot size of 20 μ m, a shot repetition rate of 10Hz and an energy output between 6-8J/cm². Ablations were carried out using He as carrier gas mixed with Ar, prior to introduction into the ICP-MS. Data was corrected for background signal, common Pb, laser-induced elemental fractionation, instrumental mass discrimination, and time-dependent elemental fractionation of Pb/U using the *MS Excel spreadsheet* program (Gerdes & Zeh 2006). The primary reference material used was the GJ-1 zircon (608 \pm 1 Ma Jackson *et al.*, 2004) and for quality control the Plesovice zircon (337 \pm 1Ma; Sláma *et al.*, 2008) was used and the BB (562 \pm 1Ma; Santos *et al.*, 2017) as secondary standard. Accuracy and precision are closer to the core of the grain.

Signal data was reduced using the software *Glitter* (Van Achterbergh *et al.*, 2001) and the histograms and concordia diagrams were obtained with the *Isoplot* program (version 4.15; Ludwig, 2012). Errors with the isotopic ratios were presented at 1 σ level. Zircon ages which have >10% discordance were discarded (Gehrels, 2011). The spot 252 from RG26 Sample (822 \pm 12 Ma) was discarded to obtain youngest concordant age, because of it discrepant age.

5.4. Results

5.4.1. Sedimentary and stratigraphic features

East of Coromandel town, metasedimentary rocks of the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations, from the lower Vazante Group, outcrop along NNE-SSW stripes below a klippe in which the Canastra Group is thrust over the Vazante Group (Figure 2). In the studied area, the Canastra Group has a thickness of 48 m and represents 9% of the mapped area. The Santo Antônio do Bonito Formation from the Vazante Group was mapped in 19% of the studied area and is 240 m-thick. Above, the Rocinha Formation outcrops in 72% of the area and has a thickness of 1048 m. Distinct lithofacies with doubtful stratigraphic positioning were also identified: silicites and silicified metasilstones adjacent to reverse faults.

The Canastra Group is mainly composed of micaceous quartzites and locally crenulated gray schists. The Brasiliano Orogeny was responsible for the ductile and brittle structures, as well as the incipient low-grade greenschist facies metamorphism. As shown in the geological section of Figure 2, bedding and foliation plunge to northwest. In the studied area, the Vazante Group is overlaid by the Canastra Group by a tectonic (klippe) process. The Canastra Group was transported from W to E, probably by a fault-bend fold (Fernandes, 2013).

The Santo Antônio do Bonito Formation is ~240 m-thick in the studied area and formed by metasiltstone and lens-shaped metalimestone at the base, covered by thick metadiamicrite layers intercalated to metric metasandstone beds (Figures 3 and 4). The yellow to beige metasiltstone at the base of the formation is laminated and mature. (Figure 3 A). Its mineralogy is 60% silt-sized quartz, 10% sericite, 10% chlorite, 10% clay minerals, and 10% opaque minerals. The lens-shaped metalimestone is a gray metacalcarenite, with some dark gray calcilutite intraclasts and intrasparite fragments of 3 mm to 3 cm, along with spatic and micritic calcite veins in stockwork arrangement. It has a calcitic silty-sand matrix, from 0.04 to 0.16 mm, and with large crystals of recrystallized spatic calcite veins of 1-4 mm. Decimetric to metric beds of diamicrites are intercalated in between metasiltstones. The metadiamicrites are composed of a fine-grained, purple and foliated matrix, sometimes with sericite/muscovite, with stretched clasts parallel to the main foliation. The clast sizes vary from granule to boulder and are composed of weathered carbonatic rock, metasiltstone, metasandstone, mica schist, quartz-rich sandstone and granitoid (Figure 3B). The matrix has sub-rounded to well-rounded large quartz grains (0.3-0.6 mm) and angulous smaller ones (<0.3 mm). Its mineralogy is sericite (40%), quartz (40%), rock fragments (10%), opaques (9%), zircon (1%) (Figure 3F). Microscopically, grains of metasandstone are angular to sub-angular. The percentage of components is: quartz (80-90%), feldspar (5-10%) and matrix (5-10%). These sandstones are a feldspathic arenite (sub-arcosian) type.

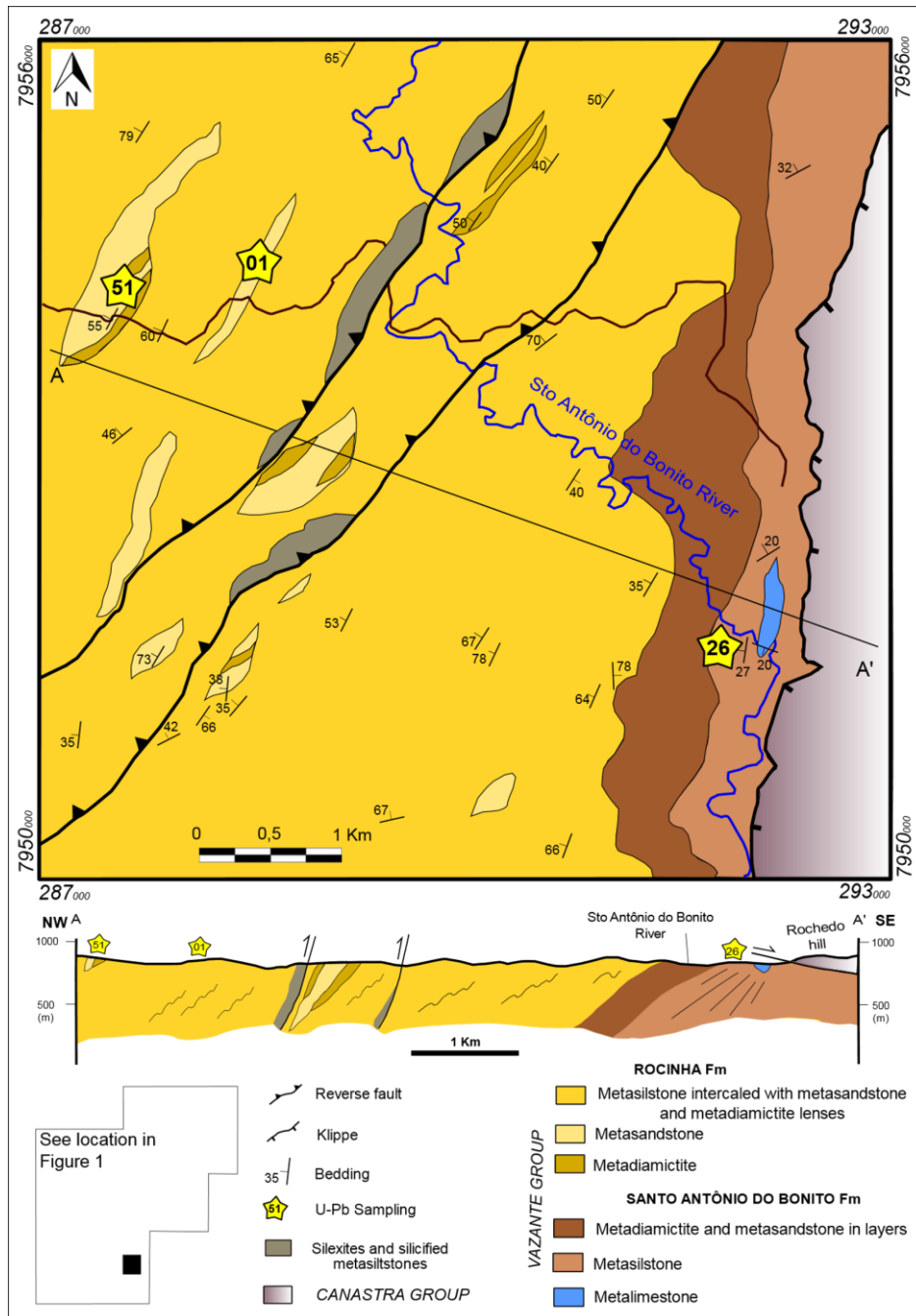


Figure 2. Detailed geological map (1:25.000) and cross section NW-SE through the Santo Antônio do Bonito River, modified from Gonçalves & Filardi (2017).

The Santo Antônio do Bonito Formation has a gradative contact to the Rocinha Formation. The Rocinha Formation is composed mainly of laminated metasilstones interbedded to centimetric to decametric layers of metasandstones and metargillites. Laminated metasilstone of pink or green color predominate, having well-rounded silt-sized quartz grains. Lenses of metasandstone locally occur intercalated to metasilstones (Figure 3D). These metasandstones has angular to sub-angular grains of quartz (~90%),

feldspar (5%) and 5 to 15% of matrix (Figure 3C and 3E). Lens-shaped metadiamicrites are also present interleaved to metasiltsstones. The first have clasts of up to 4 cm composed of quartz and rock fragments (metasiltsstones metasandstones). The clasts are of low sphericity, sub-angular, immersed in a silty matrix.

The silexite and siliceous metasiltsstone outcrop in areas of reverse faults with NE-SW direction, and have an estimated thickness of 60 m. These rocks are laminated or massive, and locally contain vesicles or quartz geodes and chalcedony, interpreted as the result of percolation of hydrothermal fluid.

The sedimentary facies are defined and summarized in Table 2. Four facies were individualized according to their granulometry, from the most to the least abundant: shales and rhythmites, sandstone, diamicrites and limestone. The interpretation is made according to four basic types of flow (and, in a more cursory way, their related types of deposit). They were identified according to the different mode in which particles can be sustained within each type of flow: (i) debris flow (cohesive); (ii) grain flow (grain-to-grain collisions); (iii) fluidized flow (upward water escapement); and (iv) turbidity current (fluid turbulence) (Lowe, 1982).

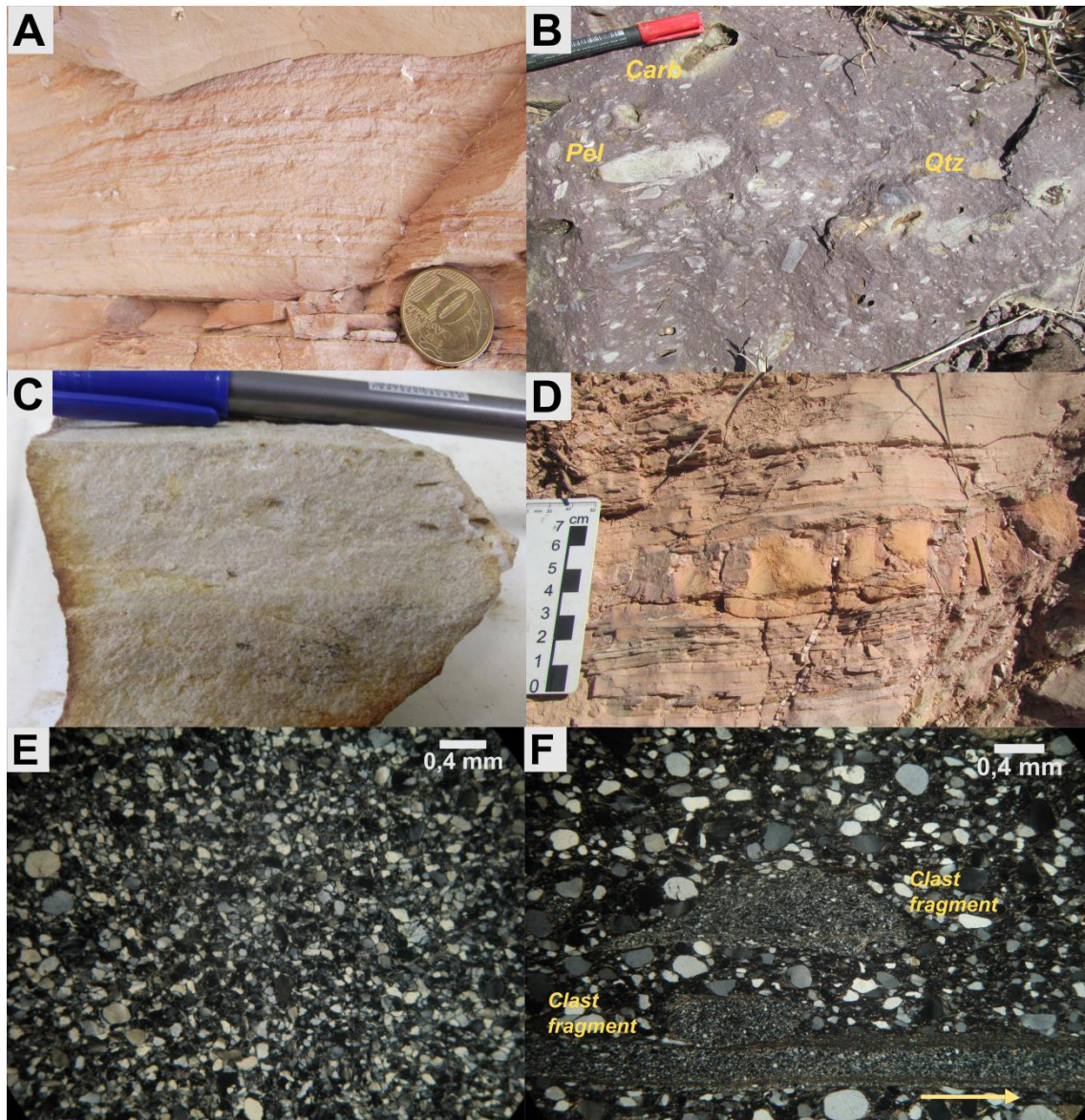


Figure 3. Facies in the detailed mapping area: A) Laminated siltstone of the Santo Antônio do Bonito Formation; B) Diamictite of the Santo Antônio do Bonito Formation, clasts of weathered carbonate (Carb - clay minerals of orange color, altered), crenulated micaceous metasilstones (Pel), metasandstones, mica schists and quartz-sandstones (Qtz). C) Sandstone RG01, quartz-sandstone of the Rocinha Formation. D) Laminated metasilstone with metasandstone lenses of the Rocinha Formation; E) Photomicrography RG01 10x XPL (Cross polarized), quartz-sandstone/quartz graywacke in the Rocinha Formation with sub-angular grains; F) Photomicrography of diamictite, 10x (XPL) with clasts of rock fragments in a pelitic/micaceous matrix (sericite/muscovite) with granules and quartz sand, generally in one direction parallel to the foliation planes (→).

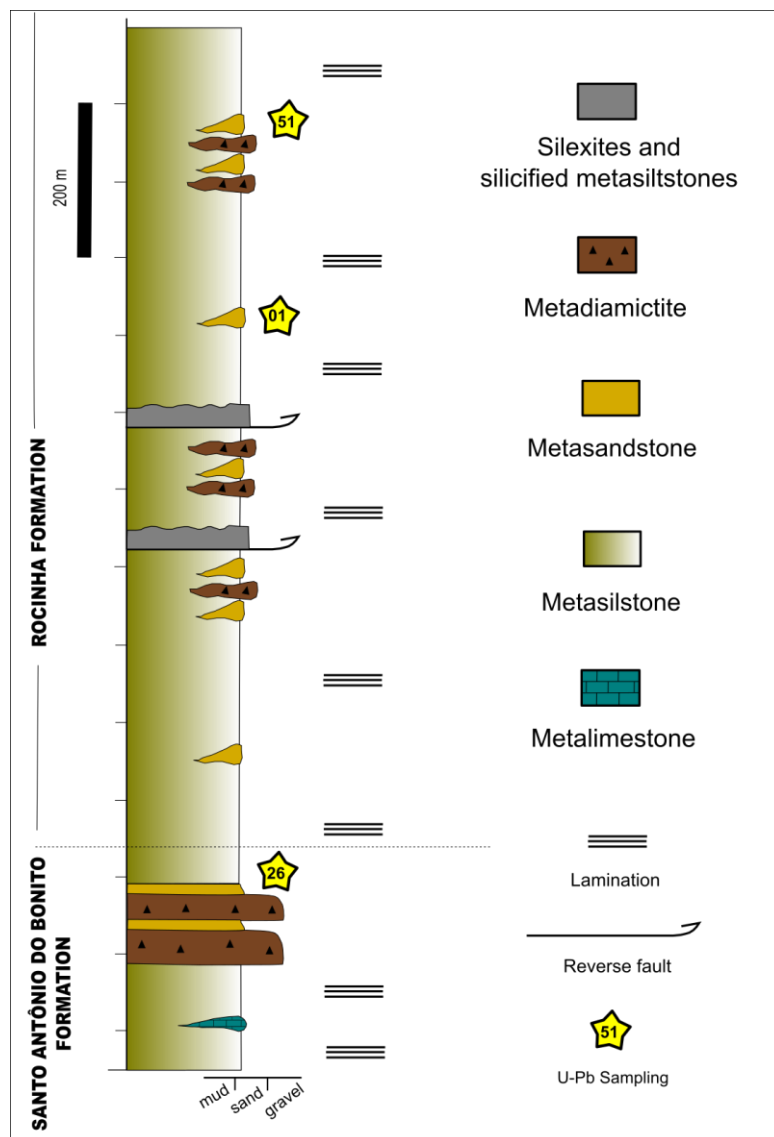


Figure 4. Stratigraphic column of the Vazante Group in the Santo Antônio do Bonito River Valley. U-Pb sampling levels along the stratigraphic record.

Table 2. Description and interpretation of lithofacies of the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations.

Lithofacies	Description and Sedimentary Features	Interpretation of Depositional Processes
Fine-grained lithotypes (<i>P</i>)(<i>Rh</i>)	Generally massive siltstone and mudstone (<i>P</i>), sometimes laminated with silt/mud or silt/mud/sand rhythmic alternation (<i>Rh</i>)	Low density turbidity currents
Sandstone (<i>Sm</i>)(<i>Sp</i>)	Fine to coarse-grained, poorly-sorted sandstones (<i>Sm</i>), as beds of subarkose in the Santo Antônio do Bonito, and lenticular bodies of quartz arenite and quartz-rich graywacke in the Rocinha Formation. Sometimes pebbly-sandstones (clasts of quartz, quartzite and carbonate) in the Rocinha Formation (<i>Sp</i>).	Sedimentation with high concentration of grain-grain flow or turbidite currents
Diamictite (<i>Dm</i>)	Matrix-supported conglomerate containing granule to boulder-sized clasts of sandstones, siltstones, granites and carbonates. Beds of massive diamictite in the Santo Antônio do Bonito Formation and lenticular bodies in the Rocinha Formation.	Direct deposition and resedimentation of mass flow, debris flow type
Limestone (<i>L</i>)	Gray calcarenite, locally with intraclasts.	Reworked carbonatic grains

5.4.2. U-Pb Geochronology

U-Pb sampling was performed along the stratigraphic section. Sample RG26 is from the Santo Antônio do Bonito Formation, while RG01 and RG51 are from the Rocinha Formation (Figure 4). Their locations are shown in the geological map and section of Figure 2. These three samples are fine to medium quartz-sandstone or quartz graywacke (Figure 3 C and E). Under binocular microscope (4x magnification), the zircon grains are generally small, rounded and mostly colorless. From cathodoluminescence image (Figure 5), the zircon crystals are small, highly damaged and characteristic of a probably distant source (Corfu *et al.*, 2003).

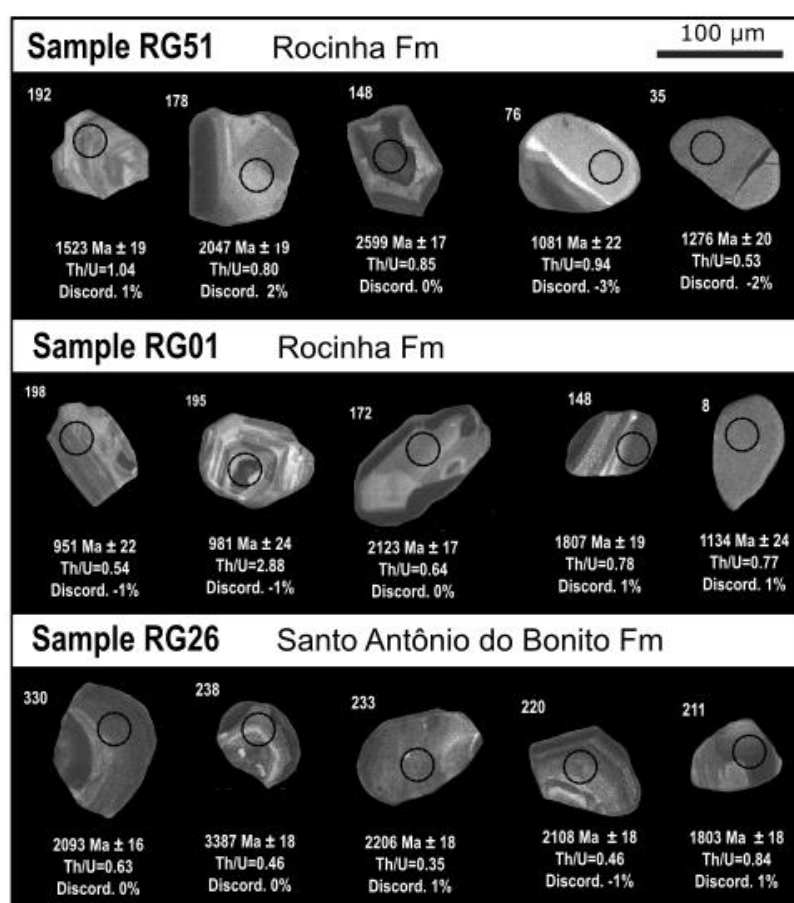


Figure 5. Images of detrital zircon grains under SEM-cathodoluminescence (CL) Scanning Electron Microscope, with age ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ absolute values in Ma), Th/U ratios and discordance %.

Well-rounded detrital zircons with similar morphology, revealing a range of U-Pb ages, are indicative of multiple sedimentary cycles or multiple sources. A systematic study of these three samples at different stratigraphic levels reveals that the age

distributions of detrital zircons is relatively homogeneous throughout vertical section. However, there is an evident increase of neoproterozoic grains to the top (Figure 6).

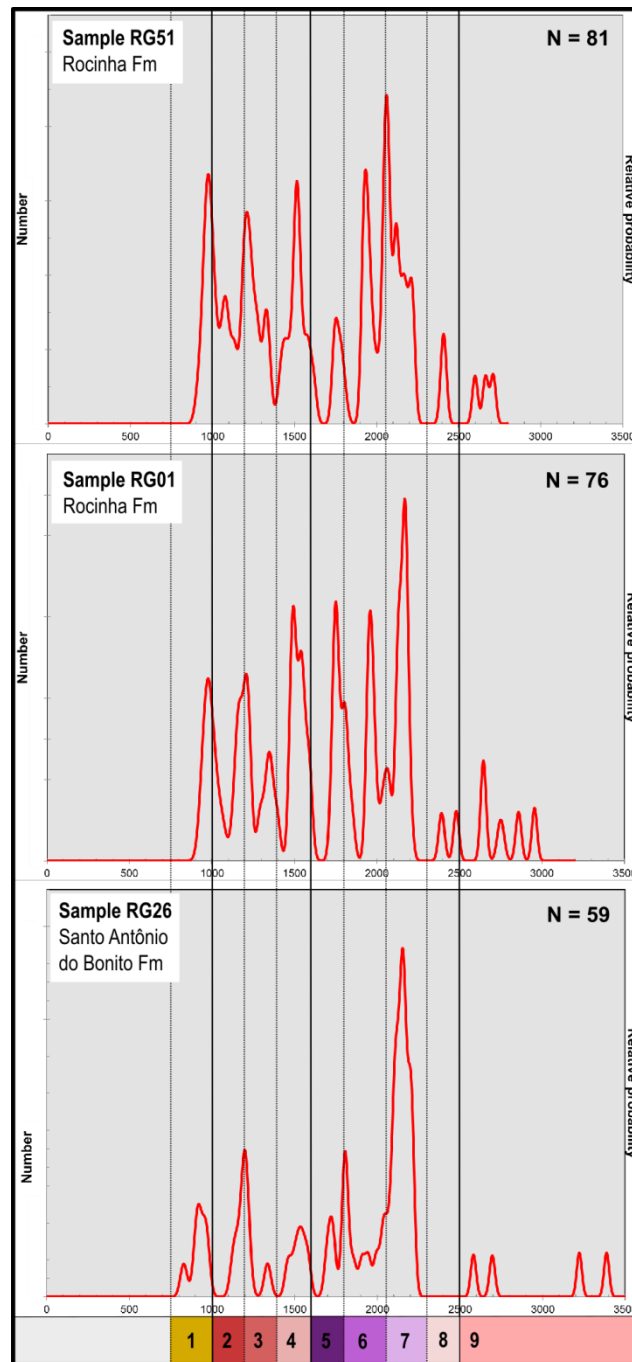


Figure 6. Probability distribution with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Histograms exhibit distribution over geological periods. Neoproterozoic: 1) Tonian. Mesoproterozoic: 2) Stenian; 3) Ectasian; 4) Calymmian. Paleoproterozoic: 5) Staterian; 6) Orosirian; 7) Rhyacian; 8) Siderian. 9) Archean.

The proportion of Neoproterozoic grains represent 9,7% (from $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ abs data) of the amassed dataset (N=216). Also, the presence of Neoproterozoic grains

distinguishes these units from the other formations of the Vazante Group, which have Mesoproterozoic youngest peak ages (Rodrigues *et al.*, 2012). The older zircons indicate the following provenance ages: 11% Stenian, 11% Ectasian, 13% Calymmian, 7% Staterian, 15% Orosirian, 25% Rhyacian, 2% Siderian, and 6% Archean. The dominant zircon populations are represented by Rhyacian (~2.1Ga) and Stenian/Ectasian (~1.2 Ga) grains. The main difference between the samples is the percentage of contribution from Rhyacian source areas, greater in sample RG26 (Santo Antônio do Bonito Formation), and the increase of Neoproterozoic grains to the top. The maximum depositional age for the three samples is given from 7 youngest concordant grains at 934 ± 8 Ma (Figure 7).

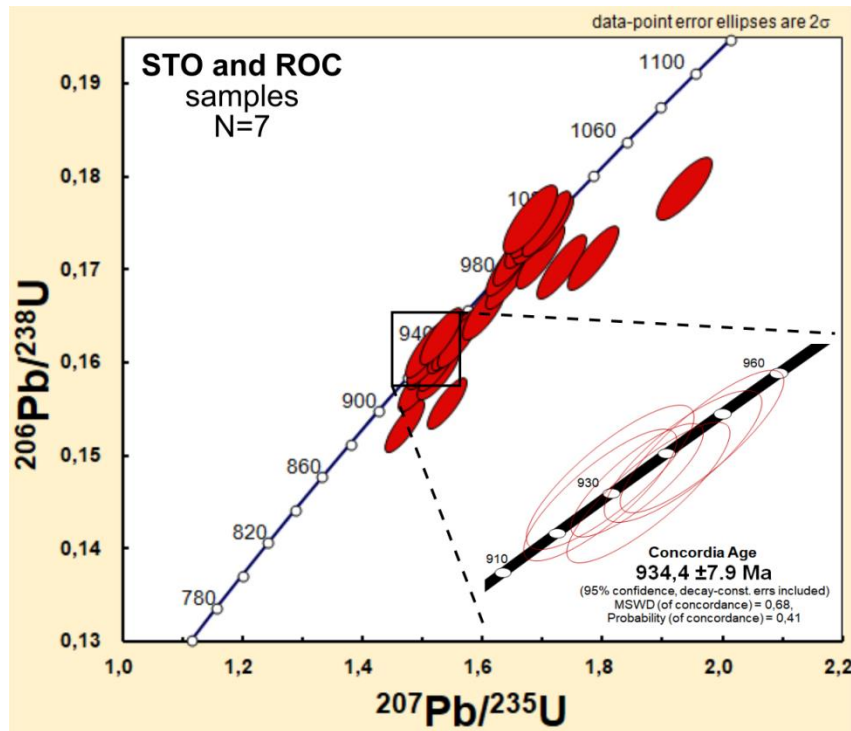


Figure 7. Concordia diagram $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of youngest concordant grains of the Santo Antônio do Bonito (STO) and Rocinha (ROC).

5.5. Discussion

5.5.1. Sedimentary Provenance

The U–Pb data of detrital zircon grains of the Santo Antônio do Bonito and Rocinha metasedimentary rocks indicate several possible sources of sediment as shown in the three histograms presented in the results (Figure 6). All samples from this work (Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations) have a polymodal pattern,

consistent with possible a passive margin basin (Cawood *et al.*, 2012). The probability distribution exhibits five main peaks: Tonian (0.9 - 1 Ga), Stenian/Ectasian (1.05 - 1.2 Ga), Calymmian (~1.5 Ga), Staterian/Orosirian (1.7 - 1.9 Ga), Rhyacian (~2.1 Ga) and some disperse Archean grains. Almost 10% of neoproterozoic grains suggest a Neoproterozoic maximum depositional age for both the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations (N=216, 934 ± 8 Ma; Figure 7). Our U-Pb data yield the same result as ROC-1 from Rodrigues *et al.* (2012) collected near Coromandel town (see Figure 1; youngest concordant age of $935 \text{ Ma} \pm 14$).

To discuss the possible source areas of the precursor sediments of these formations we have to take into account the spatial location of the studied rocks. The Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations are situated at the western border of the São Francisco Craton and in the external portion of the Brasília belt. Thus, the search for possible source areas for the zircons must take into account the different age domains observed in each one of those major tectonic units.

Archean and early Paleoproterozoic zircon grains probably came from the São Francisco cratonic basement, which is made up of Archean blocks (3.4–2.5 Ga) that are joined together by Rhyacian Orogens (2.2–2.0 Ga; Teixeira *et al.*, 1996; Noce *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Barbosa & Sabaté, 2004). Thus the important ~2.1 Ga peak zircon grains probably came from these sources.

Sources from Staterian/Orosirian (1.7-1.9 Ga) are very common in proterozoic metasedimentary rocks of the São Francisco Craton, and are commonly ascribed to the magmatic rocks that formed during the Statherian rifting recorded in the Espinhaço and Araí groups (Cordani *et al.*, 1992; Schobbenhaus *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 1994; Danderfer *et al.*, 2015).

The Calymmian (~1.5 Ga) peaks are also probably related to mesoproterozoic rifting, as suggested by Danderfer *et al.* (2009) for acid rocks of the Espinhaço system of this age.

The Mesoproterozoic ages, Stenian/Ectasian (1.05-1.2 Ga) peak, have been reported from other terranes of the Brasília belt, such as the large mafic-ultramafic layered complexes of Barro Alto, Niquelândia and Canabrava and associated volcano-sedimentary sequences (Correia *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2001; Moraes *et al.*, 2006). Klein (2008) interpreted an accreted magmatic arc formed at the end of the Mesoproterozoic, with an age of 1.2 Ga, represented by the Nova Aurora orthogneisses. All these could be source of Mesoproterozoic zircon grains to our studied samples.

The Tonian peaks (0.9-1.0 Ga) may represent a restricted magmatic episode established during the Tonian in the western area of the São-Francisco-Congo Paleocontinent, represented by dyke swarms and mafic-ultramafic intrusions (Machado *et al.*, 1989; Renne *et al.*, 1990; Corrêa-Gomes & Oliveira, 1997; Danderfer *et al.*, 2009; Salgado *et al.*, 2016). Another potential source could be mesoproterozoic successions of the Vazante Group.

5.5.2. Depositional settings and stratigraphic correlations

The Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations are mainly separated from each other by the presence of thick beds of diamictite in the first and thick layers of siltstone in the latter. The sedimentary facies and stratigraphic facies arrangement along these two units suggest a depositional setting of a slope-apron, which is an analogue for deep water systems with complex seafloor topography (*e.g.* Wynn *et al.*, 2000). Usually, slope-aprons form the transition zone between the shelf and the basin-floor. They are important transient storage regions for the transfer of terrigenous material shed from the continents to the deep sea, and probably account for the greatest volume of sediment preserved on continental margins (Stroke 1995). Figure 8 outlines a schematic environmental model showing the distribution of facies and sea floor morphology, with elements of depositional model adapted from Stow (1985).

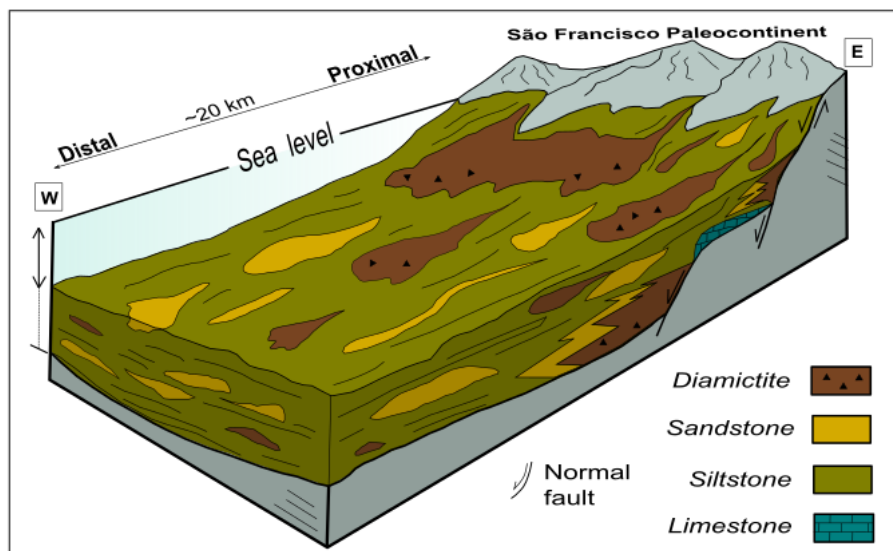


Figure 8. Slope-apron depositional model for the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations from the Vazante Group.

The Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations were formerly correlated to the Neoproterozoic glaciogenic Jequitaí Formation (Bambuí Group) in previous works (Souza, 1997; Misi *et al.*, 2011; Teles, 2019). Teles (2019) suggest that the Santo Antônio do Bonito Formation (alternatively named Retiro Formation) is the sedimentary product of a glaciomarine sedimentation due to the varied clast lithotypes, presence of striated clasts, occurrence of angular to well-rounded quartz grains, and the close lateral and vertical relation between diamictites and fine-grained sediments reworked by waves. However, due to the complete absence of rhythmites with dropstones in the Santo Antônio do Bonito Formation, we rather interpret a sedimentary model of gravitational resedimentation of glacial debris in a marine environment. This unit was probably deposited during an interval of maximum ice retreat, when iceberg input was absent and sediment was likely supplied by streams from terrestrial ice margins from deglaciated catchments. Probably, the continental to marine glacial sediments of the Jequitaí Formation, to the east and north of the studied area, were exposed to erosion due to ice sheet retreat and gravitationally reworked to form the Santo Antônio do Bonito Formation. The clear transgressive pattern of deposition along the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations also suggest a period of ice retreat and sea level rise (*e.g.* Vasely *et al.*, 2018).

Noteworthy is the progressive decrease of clast sizes and variability of clast lithotypes from the Santo Antônio do Bonito to the Rocinha formations. The Santo Antônio do Bonito diamictites preserve boulder-sized, basement-related clasts, which are absent in the Rocinha Formation, having mainly intraformational, pebble-sized clasts. Thus, a gradual ice retreat with a provenance change is suggested, from gravitational resedimentation of glacial debris in the Santo Antônio do Bonito Formation, to a non-glacial, deep marine deposition in the Rocinha Formation. Both units probably record the last sigh of the Neoproterozoic glaciation occurred over the São Francisco Paleocontinent and its margins.

Alternatively, since it is evident the absence of features indicating direct ice sheet sedimentation, both units of the lower Vazante Group may have been deposited in the aftermath of a glaciation (materialized by the Jequitaí Formation). The rate of normal faulting may be considerably increased by postglacial unloading and lithospheric rebound (Hetzl & Hampel, 2005), which may have generated the required land instability and accommodation space for sedimentary reworking and redeposition on a tectonically related slope-apron.

Stratigraphic and sedimentologic data presented in this work suggest a correlation between the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations (Vazante Group) with the Jequitai Formation, base of the Bambuí Group. Along with the evidence discussed in the last paragraphs, similar patterns of U-Pb zircon ages further corroborate this interpretation.

The U-Pb zircon age pattern of the Jequitai Formation is primarily dominated by a Paleoproterozoic zircon population (2.0-2.2 Ga), and secondarily by smaller Archean, Mesoproterozoic and early Neoproterozoic peaks. The same description is held by the U-Pb ages of the Santo Antônio do Bonito Formation (Figure 9A), while the Rocinha Formation presents a greater amount of Mesoproterozoic grains and a proportional depletion of the ~2.0 Ga age peaks (Figure 9B). Comparing the younger grain from Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations with the Jequitai sample, the youngest zircon from JEQ is 883 ± 22 Ma (see spot 4.1; Rodrigues, 2008) while, Santo Antônio do Bonito and Rocinha are 891 ± 13 Ma (spot 255 from RG26 sample, see Appendix).

Comparing each U-Pb age spectra, the similarity between the Santo Antônio do Bonito and Jequitai formations is another line of evidence to suggest that the first is a gravitational reworking of the latter, and that the Rocinha Formation must have been formed by sediments coming from slightly different sources than the Santo Antônio do Bonito Formation. Thus, the U-Pb detrital zircon ages further support the interpretation of a late- to post-glacial sedimentation for the lower units of the Vazante Group during the Neoproterozoic.

Due to the correlation between the Rocinha and Santo Antônio do Bonito formations to the Jequitai Formation, a stratigraphic revision of the Vazante Group is presented in this work. In its southern area, the Vazante Group can be divided into two successions: the upper Lagamar-Serra do Garrote formations and the lower Santo Antônio do Bonito-Rocinha formations (Figure 10). The first one (Figure 10A), Lagamar-Serra do Garrote sedimentation, may be correlated to the Paranoá, Canastra and Conselheiro Mata groups covering the Palecontinent and the marginal fold belts (*e.g.* Alvarenga *et al.*, 2014; Santos *et al.*, 2015), composing a late Mesoproterozoic mixed carbonate-siliciclastic deposition along passive margins. The second succession (Figure 10B), Santo Antônio do Bonito-Rocinha sedimentation, is a gravitational slope-apron resedimentation and probably correlates to the Neoproterozoic glacial rocks of the cratonic Jequitai Formation (Bambuí Group) and its correlative in the Araçuaí fold belt, the Serra do Catuni Formation (Macaúbas Group; Pedrosa-Soares *et al.*, 2011). Finally,

the collisional phase of the Brasília Belt was responsible for stratigraphic inversion, placing the older Lagamar-Serra do Garrote formation over the younger Santo Antônio do Bonito-Rocinha formations (Figure 10C).

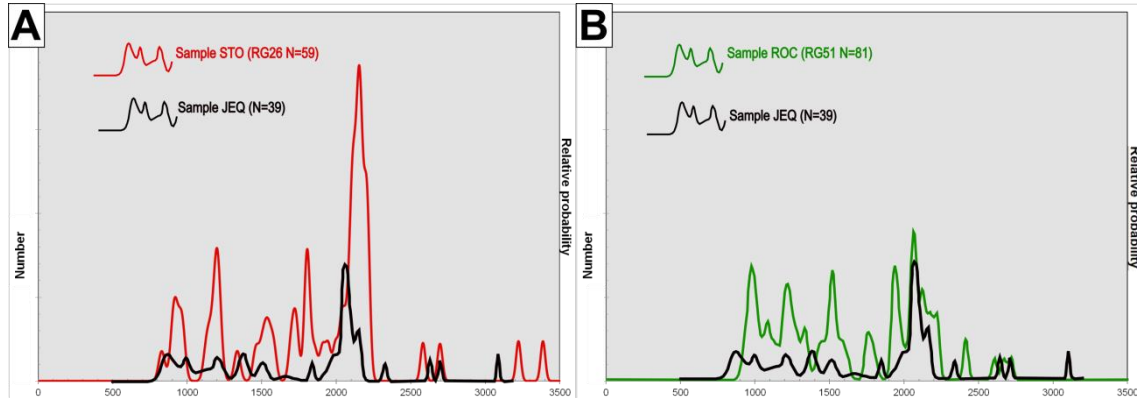


Figure 9. Comparison of the Pb^{207}/Pb^{206} probability distribution between the Jeiquitaí Formation (Bambuú Group; sample JEQ from Rodrigues (2008)) and basal formations of the Vazante Group: A) Santo Antônio do Bonito Formation (STO/ sample RG26); B) Rocinha Formation (ROC/ sample RG51).

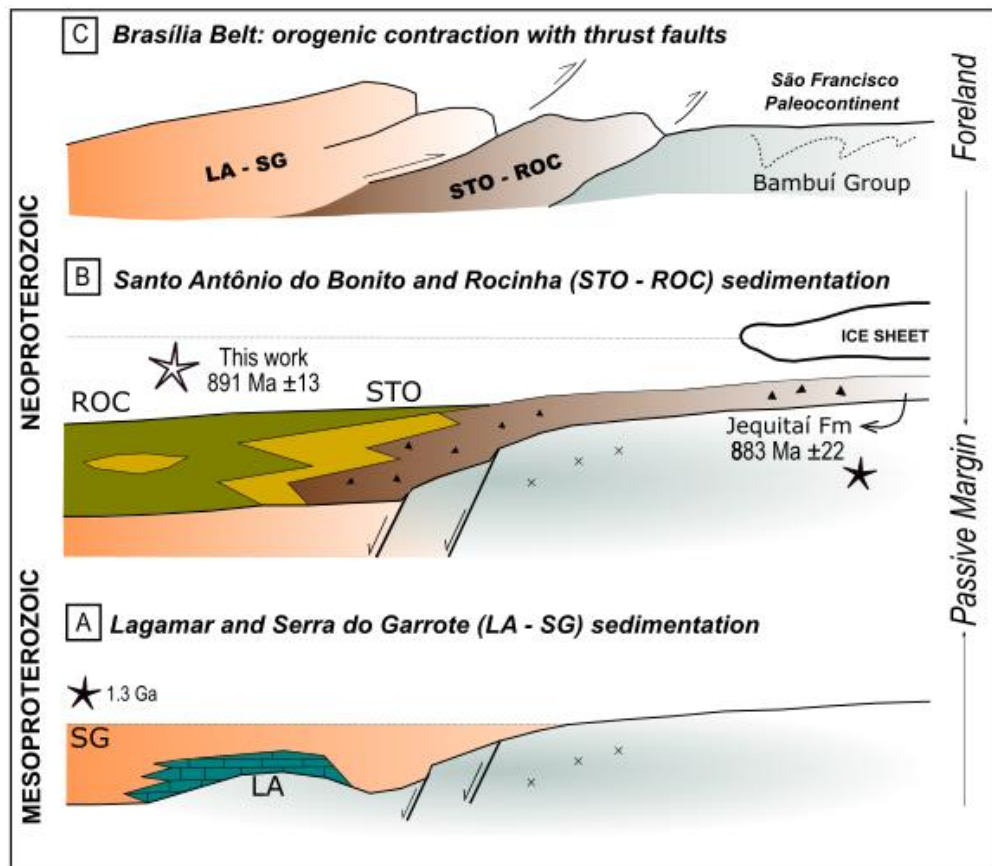


Figure 10. The Vazante Group evolution and correlation between Santo the Antônio do Bonito and Rocinha formations with the Jeiquitaí Formation. ★ U-Pb data (younger peaks) from Rodrigues *et al.* (2012) and Rodrigues (2008).

5.6. Conclusions

In the southern portion of the Vazante Group, near Coromandel town, the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations present diamictites, sandstones, siltstones and rare carbonates. These rocks compose sedimentary facies of subaqueous gravity flows and an overall transgressive deposition pattern. From detrital zircons U-Pb ages, the main source areas were Rhyacian (~2.1Ga) and Stenian/Ectasian (~1.2 Ga) terranes, with an increase in Neoproterozoic grains to the top (Rocinha Formation). Seven youngest concordant grains were used to constrain a maximum sedimentation age for the Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations at 934 ± 8 Ma.

Following former works, the Santo Antônio do Bonito Formation from the Vazante Group and the Jequitaí Formation from the Bambuí Group preserve stratigraphic and geochronologic (this work) to suggest a lateral correlation between them. Due to the complete absence of ice-rafted debris within fine-grained sediments in the Santo Antônio do Bonito Formation, we interpret a gravitational reworking as the main process of diamictites deposition, probably during a period of ice retreat and sea level rise. The similarity between the U-Pb age spectra of the Santo Antônio do Bonito and Jequitaí formations further suggest that the first is a gravitational reworking of the latter, and that the Rocinha Formation must have been formed by sediments coming from slightly different sources than the Santo Antônio do Bonito Formation. Thus, the glaciation occurred over the São Francisco Paleocontinent during the Neoproterozoic (Jequitaí Formation), had its sedimentary products probably reworked by gravitational sedimentation, forming a slope-apron surface, and forming the Santo Antônio do Bonito and Rocinha sedimentary rocks during a general sea level rise. U-Pb detrital zircon ages support the interpretation of a late- to post-glacial sedimentation for the lower units of the Vazante Group during the Neoproterozoic.

During the collisional phase of the Brasília Belt, the stratigraphy was inverted by an imbricate system. The older Lagamar-Serra do Garrote formations, with Stenian-Tonian age, overlapped the Santo Antônio do Bonito-Rocinha formations (Cryogenian-Ediacaran), which in turn overlapped the Bambuí succession (Ediacaran-Cambrian).

Acknowledgements

This work had funding from the projects 447449/2014-1, of the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq), and CRA – APQ01711-14 of the Foundation for Research of the State of Minas Gerais (FAPEMIG). Thanks to

Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo who helped with the *Isoplot* software and to the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for the first author's PhD scholarship.

APPENDIX Supplementary U-Pb geochronological data from analyzed detrital zircons

Sample RG51 [UTM23S 287497E/7954001S WGS84]

Grain Spot	Th/U	Radiogenic ratios						Rho	Age (Ma)				Disc. (%)
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±		$^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
10	0,99	0,1	1,03	0,27	1,67	3,65	1,96	0,85	1557	23	1567	19	0
13	0,42	0,09	1,08	0,24	1,69	2,99	2,01	0,84	1397	21	1414	21	0
14	0,98	0,07	1,02	0,16	1,66	1,54	1,95	0,85	943	15	954	21	0
15	0,42	0,09	0,98	0,27	1,66	3,32	1,93	0,86	1522	23	1436	19	2
16	0,84	0,07	1,05	0,16	1,67	1,52	1,97	0,85	930	15	952	21	-1
17	0,06	0,11	0,97	0,28	1,65	4,18	1,92	0,86	1608	24	1748	18	-4
19	0,93	0,16	1,01	0,46	1,66	9,88	1,94	0,86	2447	34	2403	17	1
30	0,72	0,07	1,13	0,16	1,7	1,5	2,04	0,83	934	15	920	23	1
31	0,66	0,08	1,24	0,19	1,71	2	2,11	0,81	1129	18	1095	25	1
34	1,22	0,08	1,22	0,19	1,73	2,01	2,12	0,82	1108	18	1140	24	-1
35	0,53	0,08	1,02	0,21	1,68	2,39	1,96	0,85	1218	19	1276	20	-2
37	0,46	0,13	1,02	0,38	1,68	6,78	1,96	0,86	2098	30	2069	18	1
38	0,5	0,08	1,03	0,22	1,68	2,47	1,97	0,85	1257	19	1276	20	0
40	0,89	0,08	0,98	0,21	1,68	2,28	1,94	0,86	1207	19	1209	19	0
47	0,28	0,1	1	0,27	1,66	3,59	1,93	0,86	1556	23	1537	19	1
49	0,81	0,09	0,98	0,24	1,67	2,85	1,94	0,86	1399	21	1322	19	2
50	0,36	0,08	0,99	0,22	1,66	2,53	1,93	0,86	1298	20	1249	19	2
51	0,61	0,1	0,97	0,27	1,66	3,64	1,93	0,86	1539	23	1585	18	-1
52	0,62	0,12	1	0,36	1,67	6,11	1,95	0,86	1981	29	2003	18	0
54	1,03	0,16	1,02	0,46	1,69	9,83	1,98	0,86	2426	34	2413	17	0
55	0,25	0,09	0,99	0,27	1,67	3,53	1,94	0,86	1551	23	1512	19	1
56	0,32	0,08	0,99	0,21	1,67	2,31	1,94	0,86	1231	19	1191	20	1

57	0,58	0,14	0,99	0,4	1,68	7,77	1,95	0,86	2192	31	2218	17	0
58	1,7	0,11	0,99	0,32	1,68	4,77	1,95	0,86	1783	26	1777	18	0
59	0,66	0,09	1,06	0,25	1,69	2,94	1,99	0,85	1426	22	1343	20	2
67	0,46	0,09	0,99	0,27	1,68	3,48	1,95	0,86	1565	23	1462	19	3
68	0,74	0,13	1,01	0,4	1,69	7,17	1,97	0,86	2150	31	2115	18	1
70	0,45	0,07	1,04	0,17	1,69	1,7	1,98	0,85	1012	16	995	21	1
71	2,58	0,18	1,02	0,51	1,71	12,82	2	0,86	2671	38	2663	17	0
72	1,08	0,09	1,14	0,28	1,73	3,59	2,07	0,83	1592	24	1489	22	3
73	0,44	0,08	1,07	0,17	1,7	1,78	2,01	0,85	992	16	1132	21	-4
74	0,56	0,13	1,01	0,38	1,69	6,72	1,97	0,86	2090	30	2062	18	1
75	0,5	0,13	1,01	0,4	1,68	7,27	1,96	0,86	2172	31	2119	18	1
76	0,94	0,08	1,07	0,17	1,69	1,72	2	0,84	987	16	1081	22	-3
78	0,4	0,13	1,04	0,38	1,71	6,74	2	0,85	2086	31	2070	18	0
79	0,73	0,14	0,99	0,41	1,68	7,78	1,95	0,86	2207	32	2204	17	0
87	0,34	0,07	0,99	0,2	1,68	1,99	1,95	0,86	1167	18	1009	20	5
88	0,6	0,12	1,01	0,36	1,69	6,07	1,97	0,86	1998	29	1974	18	1
89	0,07	0,13	1,01	0,38	1,7	6,7	1,98	0,86	2097	31	2047	18	1
91	0,81	0,13	1	0,41	1,69	7,62	1,97	0,86	2214	32	2163	17	1
93	0,69	0,08	1,03	0,21	1,7	2,36	1,99	0,86	1229	19	1235	20	0
94	0,47	0,07	1,02	0,17	1,69	1,68	1,98	0,86	1011	16	975	21	1
97	0,4	0,12	1,03	0,37	1,7	5,99	1,99	0,86	2023	30	1924	18	3
99	1,1	0,11	1,01	0,32	1,7	4,72	1,98	0,86	1792	27	1745	19	1
100	0,57	0,07	1,05	0,17	1,7	1,69	2	0,85	993	16	1026	21	-1
110	0,45	0,08	1,01	0,22	1,7	2,39	1,98	0,86	1268	20	1192	20	2
111	0,45	0,08	1	0,21	1,69	2,37	1,97	0,86	1241	19	1220	20	1
112	0,53	0,08	1	0,19	1,69	1,95	1,96	0,86	1107	17	1078	20	1
114	0,54	0,07	1,03	0,17	1,7	1,63	1,99	0,85	988	16	973	21	1
115	0,78	0,12	1	0,35	1,7	5,63	1,97	0,86	1919	28	1923	18	0
116	0,63	0,09	1,02	0,23	1,7	2,76	1,98	0,86	1357	21	1327	20	1
117	0,52	0,12	0,99	0,35	1,69	5,71	1,96	0,86	1935	28	1930	18	0
118	1,45	0,07	1,37	0,17	1,79	1,67	2,25	0,79	1015	17	956	28	2

120	0,02	0,08	0,97	0,18	1,7	1,99	1,96	0,87	1056	17	1224	19	-5
127	1,41	0,11	1,16	0,31	1,78	4,76	2,13	0,84	1762	28	1799	21	-1
128	0,72	0,14	1,03	0,4	1,72	7,59	2	0,86	2181	32	2186	18	0
133	0,66	0,13	1,01	0,39	1,72	6,88	1,99	0,86	2116	31	2078	18	1
134	1,09	0,19	1	0,53	1,7	13,71	1,98	0,86	2757	38	2709	16	1
135	0,8	0,07	1,01	0,2	1,7	2,01	1,98	0,86	1151	18	1054	20	3
137	0,31	0,12	0,98	0,35	1,7	5,74	1,96	0,87	1952	29	1923	18	1
138	0,35	0,09	0,98	0,28	1,69	3,63	1,96	0,87	1592	24	1506	19	2
139	0,48	0,09	1,06	0,27	1,73	3,5	2,03	0,85	1536	24	1516	20	1
140	0,45	0,13	0,97	0,39	1,7	6,74	1,95	0,87	2103	31	2054	17	1
148	0,85	0,17	1	0,5	1,71	11,98	1,99	0,86	2608	37	2599	17	0
150	0,77	0,12	1,01	0,35	1,71	5,71	1,99	0,86	1912	28	1957	18	-1
155	0,73	0,13	0,99	0,4	1,71	7,28	1,98	0,86	2146	31	2147	17	0
157	0,33	0,14	1	0,42	1,71	7,76	1,98	0,86	2242	32	2169	18	2
168	0,58	0,08	1,04	0,21	1,73	2,3	2,02	0,86	1225	19	1190	21	1
169	0,28	0,12	0,99	0,37	1,71	6	1,98	0,86	2015	30	1937	18	2
171	1,43	0,13	1,01	0,39	1,71	6,73	1,99	0,86	2114	31	2039	18	2
172	0,46	0,07	1,01	0,16	1,71	1,63	1,99	0,86	980	16	990	21	0
173	0,53	0,13	1,03	0,38	1,71	6,76	1,99	0,86	2095	31	2066	18	1
178	0,8	0,13	1,05	0,39	1,75	6,74	2,04	0,86	2110	32	2047	19	2
180	0,42	0,09	1,03	0,27	1,72	3,47	2,01	0,86	1528	24	1513	19	0
187	0,01	0,14	0,96	0,41	1,73	7,91	1,98	0,87	2219	26	2222	17	0
191	0,52	0,07	1,05	0,17	1,73	1,65	2,02	0,86	995	32	973	21	1
192	1,04	0,09	1,02	0,27	1,74	3,57	2,02	0,86	1559	19	1523	19	1
195	0,65	0,12	1,02	0,37	1,73	6,1	2,01	0,86	2029	10	1952	18	2
196	0,57	0,1	1,01	0,28	1,72	3,78	2	0,86	1569	10	1615	19	-1
199	1	0,13	1,05	0,41	1,75	7,45	2,04	0,86	2221	15	2117	18	2
200	0,67	0,13	1,01	0,41	1,74	7,5	2,01	0,86	2231	15	2119	18	3

Sample RG01 [UTM23S 288418E/7954132S WGS84]

Grain Spot	Th/U	Radiogenic ratios						Rho	Age (Ma)				Disc. (%)
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±		$^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
8	0,77	0,08	1,19	0,19	1,51	2,08	1,92	0,79	1145	16	1134	24	1
13	0,67	0,12	1,05	0,35	1,45	5,9	1,79	0,81	1958	25	1965	19	0
14	0,62	0,13	1,05	0,39	1,47	7,17	1,8	0,81	2129	27	2136	18	0
15	0,39	0,18	1,01	0,5	1,44	12,43	1,76	0,82	2631	32	2643	17	0
19	0,44	0,14	0,98	0,4	1,44	7,53	1,75	0,83	2181	27	2173	17	1
31	0,21	0,13	1	0,39	1,45	6,93	1,77	0,82	2130	27	2076	18	2
35	0,37	0,07	1,01	0,15	1,46	1,53	1,78	0,82	905	13	1028	20	-3
36	0,48	0,07	1,03	0,17	1,46	1,7	1,79	0,82	1012	14	1007	21	1
39	0,29	0,14	0,99	0,4	1,46	7,47	1,77	0,83	2171	27	2169	17	1
40	0,32	0,08	1,05	0,2	1,5	2,19	1,83	0,82	1183	16	1170	21	1
47	0,47	0,11	1,03	0,33	1,48	5,18	1,8	0,82	1850	24	1847	19	1
48	0,44	0,13	1,06	0,39	1,52	7,2	1,86	0,82	2137	28	2137	19	1
49	0,56	0,12	1,03	0,36	1,49	5,91	1,81	0,82	1968	26	1958	18	1
50	0,38	0,12	1,03	0,36	1,47	5,93	1,8	0,82	1973	25	1959	18	1
51	0,13	0,1	1,08	0,27	1,52	3,56	1,86	0,82	1527	21	1560	20	0
53	0,27	0,13	1,03	0,39	1,47	7,16	1,8	0,82	2128	27	2135	18	0
54	0,76	0,12	1,04	0,36	1,49	6	1,82	0,82	1965	26	1989	18	0
55	0,78	0,11	1,06	0,32	1,51	4,75	1,84	0,82	1771	24	1781	19	0
58	0,31	0,14	1,21	0,4	1,55	7,5	1,96	0,79	2172	29	2174	21	1
59	0,25	0,1	1,08	0,27	1,5	3,54	1,85	0,81	1532	21	1542	20	0
60	0,34	0,12	1	0,35	1,51	5,7	1,81	0,83	1916	25	1948	18	0
67	0,61	0,13	1,03	0,37	1,51	6,44	1,83	0,83	2045	27	2032	18	1
69	0,01	0,07	1,04	0,17	1,5	1,68	1,82	0,82	1005	14	990	21	1
72	0,08	0,19	1,25	0,54	1,53	14,3	1,98	0,77	2797	35	2751	21	2
74	0,55	0,07	1,12	0,15	1,52	1,51	1,89	0,81	923	13	966	23	-1
75	0,28	0,09	1,04	0,24	1,5	2,82	1,83	0,82	1365	19	1353	20	1

77	0,62	0,1	1,06	0,27	1,5	3,55	1,84	0,82	1533	21	1545	20	0
78	0,46	0,08	1,04	0,21	1,51	2,37	1,83	0,82	1239	17	1225	20	1
79	0,40	0,08	1,07	0,21	1,51	2,34	1,85	0,82	1236	17	1208	21	1
87	0,58	0,12	1,05	0,36	1,52	5,99	1,85	0,82	1970	26	1978	19	0
88	0,32	0,09	1,02	0,24	1,51	2,96	1,82	0,83	1399	19	1393	20	1
89	0,64	0,2	1,06	0,56	1,51	15,63	1,85	0,82	2849	35	2858	17	0
90	0,78	0,11	1,05	0,37	1,52	5,37	1,85	0,82	2012	27	1737	19	8
91	0,25	0,14	1,05	0,4	1,53	7,49	1,86	0,82	2176	29	2166	18	1
93	0,23	0,09	1,04	0,24	1,52	2,87	1,84	0,83	1387	19	1353	20	1
94	0,35	0,07	1,15	0,19	1,56	1,93	1,94	0,80	1107	16	1062	23	2
97	0,44	0,07	1,14	0,15	1,55	1,48	1,92	0,81	916	13	935	23	0
98	0,29	0,08	1,02	0,21	1,52	2,23	1,83	0,83	1210	17	1152	20	2
100	0,31	0,08	1,07	0,21	1,54	2,3	1,87	0,82	1222	17	1192	21	1
107	0,33	0,08	1,07	0,21	1,52	2,32	1,86	0,82	1224	17	1212	21	1
108	0,28	0,1	1,03	0,27	1,51	3,55	1,82	0,83	1542	21	1537	19	1
109	0,34	0,16	1	0,47	1,53	10,52	1,83	0,84	2483	32	2481	17	1
111	0,33	0,08	1,09	0,21	1,54	2,31	1,88	0,82	1214	17	1216	21	0
112	0,45	0,07	1,08	0,17	1,56	1,66	1,9	0,82	1003	15	975	22	1
115	0,79	0,11	1,04	0,31	1,54	4,58	1,86	0,83	1754	24	1737	19	1
117	0,26	0,22	0,99	0,58	1,54	17,22	1,83	0,84	2935	37	2955	16	0
119	0,34	0,11	1,01	0,32	1,53	4,72	1,83	0,83	1789	24	1748	18	2
120	0,31	0,1	1,04	0,27	1,52	3,54	1,84	0,83	1535	21	1535	20	0
129	0,33	0,09	1,04	0,26	1,51	3,35	1,84	0,82	1497	20	1489	20	1
130	0,35	0,14	1,04	0,4	1,53	7,45	1,85	0,83	2161	28	2172	18	0
133	0,26	0,1	1,05	0,28	1,54	3,81	1,86	0,83	1600	22	1589	20	1
134	0,97	0,11	1,04	0,32	1,56	4,7	1,87	0,83	1779	24	1753	19	1
135	0,67	0,11	0,97	0,33	1,52	5,01	1,81	0,84	1838	25	1801	18	1
137	0,90	0,09	1,09	0,26	1,54	3,4	1,88	0,82	1515	21	1487	21	1

140	0,68	0,11	1,01	0,33	1,52	4,98	1,82	0,83	1817	24	1815	18	1
147	0,37	0,08	1	0,2	1,53	2,22	1,83	0,84	1199	17	1164	20	1
148	0,78	0,11	1,04	0,33	1,52	5	1,85	0,83	1830	25	1807	19	1
149	0,50	0,12	0,98	0,35	1,52	5,81	1,81	0,84	1949	26	1946	18	1
152	0,35	0,13	1,01	0,39	1,52	7,07	1,82	0,83	2117	28	2124	18	0
153	0,71	0,18	0,99	0,5	1,53	12,41	1,82	0,84	2620	33	2648	16	0
157	0,20	0,08	0,98	0,23	1,52	2,7	1,8	0,84	1352	19	1291	19	2
160	0,31	0,13	1	0,38	1,52	6,59	1,82	0,84	2057	27	2058	18	0
169	0,47	0,11	1,04	0,31	1,51	4,58	1,84	0,82	1741	23	1753	19	0
172	0,64	0,13	0,99	0,39	1,53	7,09	1,83	0,84	2122	28	2123	17	0
173	0,26	0,14	1,04	0,4	1,55	7,68	1,87	0,83	2190	29	2199	18	0
177	0,75	0,11	1	0,32	1,53	4,74	1,82	0,84	1788	24	1757	18	1
178	0,36	0,15	1,04	0,45	1,5	9,56	1,83	0,82	2395	30	2392	18	1
179	0,41	0,14	0,99	0,4	1,54	7,46	1,83	0,84	2159	29	2176	17	0
187	0,29	0,09	1	0,27	1,52	3,49	1,82	0,84	1547	33	1492	19	1
188	0,29	0,09	1,02	0,24	1,53	2,79	1,84	0,83	1372	17	1327	20	1
191	0,45	0,09	0,98	0,27	1,52	3,47	1,8	0,84	1533	19	1505	19	0
192	1,30	0,1	1,03	0,29	1,53	3,91	1,84	0,83	1636	21	1591	19	1
193	0,39	0,09	0,98	0,27	1,52	3,43	1,81	0,84	1531	21	1485	19	1
195	2,88	0,07	1,16	0,16	1,55	1,59	1,93	0,80	960	9	981	24	-1
197	0,18	0,14	1,01	0,41	1,53	7,64	1,83	0,83	2214	13	2166	18	1
198	0,54	0,07	1,09	0,16	1,55	1,53	1,89	0,82	939	13	951	22	-1

Sample RG26 [UTM23S 291491E/7951653S WGS84]

Grain Spot	Th/U	Radiogenic ratios						Rho	Age (Ma)				Disc. (%)
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±		$^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	
207	0,48	0,13	0,98	0,39	1,54	7,28	1,82	0,84	2135	28	2158	17	0
209	0,72	0,11	1,08	0,31	1,57	4,55	1,91	0,82	1754	24	1724	20	2
210	0,55	0,13	0,98	0,38	1,53	6,83	1,82	0,84	2062	27	2116	17	0

211	0,84	0,11	0,98	0,33	1,53	4,96	1,82	0,84	1820	24	1803	18	1
212	0,45	0,13	0,98	0,39	1,54	7,25	1,83	0,84	2143	28	2143	17	1
218	0,47	0,1	1,01	0,31	1,54	4,39	1,84	0,84	1721	23	1697	19	1
219	0,47	0,09	1,04	0,25	1,54	3,2	1,86	0,83	1454	20	1460	20	1
220	0,46	0,13	1	0,37	1,54	6,75	1,84	0,84	2051	27	2108	18	-1
228	0,56	0,13	1,02	0,38	1,54	7,07	1,85	0,83	2096	28	2145	18	0
229	0,70	0,13	0,99	0,38	1,54	6,74	1,83	0,84	2086	28	2071	18	1
230	0,27	0,26	0,99	0,64	1,54	22,55	1,83	0,84	3183	39	3223	16	0
231	0,33	0,08	0,98	0,2	1,53	2,17	1,82	0,84	1180	17	1153	20	2
233	0,35	0,14	1,02	0,41	1,55	7,77	1,86	0,83	2204	29	2206	18	1
238	0,46	0,28	1	0,68	1,54	26,81	1,84	0,84	3358	41	3387	16	0
250	0,36	0,13	1,01	0,39	1,55	7,05	1,85	0,84	2111	28	2125	18	0
252	0,64	0,07	1	0,14	1,54	1,25	1,84	0,84	822	12	829	21	1
253	0,82	0,13	1,04	0,37	1,57	6,34	1,88	0,83	2016	27	2033	18	0
255	0,53	0,07	1,05	0,15	1,55	1,46	1,87	0,83	891	13	964	21	-1
259	0,74	0,13	1,01	0,39	1,55	7,14	1,85	0,84	2103	28	2155	18	0
267	0,47	0,12	0,99	0,43	1,54	7,21	1,83	0,84	2291	30	1994	18	8
270	0,62	0,18	1,01	0,51	1,55	13,03	1,85	0,84	2662	34	2697	17	0
271	0,52	0,13	1,01	0,37	1,54	6,74	1,84	0,84	2048	27	2108	18	-1
272	0,56	0,14	1,02	0,41	1,55	7,88	1,85	0,84	2229	29	2206	18	1
273	0,58	0,17	0,98	0,48	1,54	11,35	1,82	0,84	2515	32	2582	16	-1
274	0,68	0,14	1,01	0,39	1,54	7,24	1,85	0,84	2112	28	2170	18	-1
276	0,37	0,13	1,01	0,4	1,55	7,32	1,85	0,84	2153	29	2150	18	1
277	0,36	0,1	1,01	0,27	1,55	3,59	1,85	0,84	1523	21	1581	19	-1
278	0,30	0,14	1,02	0,41	1,55	7,73	1,86	0,84	2217	29	2184	18	2
287	0,60	0,08	1	0,2	1,54	2,25	1,84	0,84	1199	17	1193	20	1
289	0,18	0,1	0,98	0,27	1,54	3,54	1,82	0,84	1543	21	1528	18	1
290	0,09	0,13	1,04	0,39	1,57	7,01	1,88	0,83	2123	29	2103	18	1

291	0,82	0,11	1,02	0,32	1,56	4,91	1,86	0,84	1795	25	1813	19	0
292	0,49	0,13	1,02	0,38	1,54	6,57	1,85	0,83	2066	28	2045	18	1
293	0,47	0,07	1,02	0,16	1,55	1,49	1,85	0,83	937	14	903	21	2
296	1,05	0,12	1	0,35	1,54	5,79	1,84	0,84	1944	26	1946	18	1
298	0,51	0,11	1,01	0,32	1,55	4,83	1,85	0,84	1777	24	1805	18	0
299	0,60	0,08	1,17	0,17	1,59	1,93	1,97	0,81	1033	15	1211	23	-5
300	0,48	0,07	1,04	0,16	1,56	1,49	1,87	0,83	930	14	924	21	1
307	0,49	0,08	1,02	0,21	1,54	2,2	1,85	0,83	1211	17	1128	20	3
318	0,45	0,1	1	0,27	1,55	3,58	1,84	0,84	1542	21	1551	19	1
319	0,87	0,09	1,07	0,22	1,56	2,66	1,9	0,83	1304	19	1336	21	0
328	0,64	0,14	1,01	0,41	1,55	7,81	1,85	0,84	2201	29	2217	18	0
330	0,63	0,13	1,02	0,38	1,55	6,74	1,86	0,84	2062	28	2093	18	0
331	0,57	0,11	1,04	0,32	1,55	4,83	1,87	0,83	1783	24	1799	19	0
333	0,43	0,14	0,99	0,4	1,55	7,7	1,84	0,84	2192	29	2200	17	1
335	0,65	0,09	1,05	0,25	1,56	3,29	1,88	0,83	1461	21	1501	20	0
337	0,25	0,08	0,99	0,2	1,55	2,24	1,84	0,84	1201	17	1182	20	1
340	0,57	0,07	1,01	0,16	1,55	1,55	1,85	0,84	943	14	964	21	0
347	0,61	0,11	1,07	0,31	1,56	4,54	1,89	0,83	1742	24	1732	20	1
353	0,68	0,12	1,03	0,36	1,55	5,73	1,86	0,83	1961	27	1908	19	2
356	0,38	0,14	1,03	0,4	1,56	7,39	1,87	0,83	2150	29	2170	18	0
367	0,48	0,13	1,02	0,39	1,56	7,16	1,86	0,84	2109	28	2154	18	0
370	0,50	0,08	1,07	0,2	1,56	2,23	1,89	0,83	1179	17	1212	21	0
371	0,64	0,08	1,01	0,21	1,55	2,34	1,85	0,84	1235	18	1204	20	2
376	0,65	0,11	1,09	0,33	1,54	5,15	1,89	0,82	1834	25	1855	20	0
378	0,70	0,13	1,06	0,37	1,57	6,79	1,89	0,83	2043	28	2126	19	-1
387	0,40	0,14	1	0,42	1,56	7,97	1,85	0,84	2251	27	2206	17	0
390	0,51	0,07	1,11	0,16	1,57	1,52	1,92	0,82	946	29	918	23	0
397	0,41	0,13	1,04	0,39	1,56	7,27	1,88	0,83	2128	13	2162	18	-2

6. ARTIGO 3: *As formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Grupo Vazante, Minas Gerais): sedimentação gravitacional sin- a pós-glacial e fosfogênese na transição Faixa Brasília-Cráton São Francisco*

Carla Sofia de Sousa Marques¹; Alexandre Uhlein²; Gabriel Jubé Uhlein²; Edinei Koester³; Eduardo Luís Carneiro de Oliveira¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Av. Antônio Carlos, 6627 - Campus Pampulha 31270-901 Belo Horizonte – MG, Brasil (smarques085@gmail.com; eduardo@jacutingamineral.com)

²Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte – MG, Brasil (auhlein@gmail.com; guhlein@gmail.com)

³Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre - RS, Brasil (koester@ufrgs.br)

Resumo

As formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha, unidades basais do Grupo Vazante, compreendem uma sedimentação gravitacional subaquosa, formando um sistema deposicional de *slope-apron*. Os dados geocronológicos U-Pb em zircão detrítico indicam uma idade deposicional máxima neoproterozoica para ambas as formações, mas com proveniências ligeiramente diferentes entre as unidades. Dados isotópicos Sm-Nd mostram idades T_{DM} e valores de $\epsilon Nd(t)$ contrastantes entre as duas unidades, também sugerindo mudança nas áreas fontes. A evolução de ambas as unidades pode ser relacionada com os sedimentos glaciais da Formação Jequitai (Grupo Bambuí). De leste para oeste, uma sedimentação glacial é retrabalhada por processos gravitacionais, passando para um sistema de *slope-apron* na margem do Paleocontinente São Francisco. Dados de campo e isotópicos (U-Pb e Sm-Nd) confirmam a correlação, sobretudo entre a Formação Santo Antônio do Bonito e a Formação Jequitai. Os depósitos fosfáticos do Grupo Vazante, nomeados de depósito Coromandel (basal) e depósitos Rocinha e Lagamar (topo), são então relacionados a um grande evento transgressivo fosfogênico pós-glacial de possível idade ediacarana. Este enriquecimento em fosfato ocorre em ritmitos (fosfoarenitos ricos em intraclastos com granulometria areia fina/média, fluorapatitas e matriz criptocristalina), enriquecidos, posteriormente, por processos supergênicos, formando wavellita nas fraturas.

Palavras-chave: Neoproterozoico; Glaciação; Sedimentação gravitacional; Isótopos; Fosforitos sedimentares.

Abstract

The Santo Antônio do Bonito and Rocinha formations, basal units of the Vazante Group, comprise a subaqueous gravitational sedimentation, composing a slope-apron depositional system. Zircons U-Pb ages yield a neoproterozoic maximum depositional

age, but with subtle provenance differences between both units. Sm-Nd isotopic data show contrasting T_{DM} model ages and $\epsilon Nd_{(t)}$ values for the two units, also suggesting source area changes. The evolution of both units can be related to the glacial sediments of the Cryogenian Jequitaí Formation (Bambuí Group). From east to west, the glacial sediments are reworked by gravitational processes, evolving to a slope-apron system in the margin of the São Francisco Paleocontinent. Field and isotopic (U-Pb and Sm-Nd) data confirms the correlation, mainly between the Santo Antônio do Bonito and Jequitaí formations. The phosphatic deposits of the Vazante Group, named Coromandel (basal) and Rocinha and Lagamar (upper), are thus related to a major phosphogenetic transgressive event in a post-glacial context, probably during the Ediacaran. The phosphate enrichment occurs in rhythms (phosphoarenites rich in fine/medium intraclasts, fluorapatites and cryptocrystalline matrix), later enriched by supergenic processes, forming wavellite in fractures.

Keywords: Neoproterozoic; Glaciation; Gravitational sedimentation; Isotopes; Sedimentary Phosphorite.

6.1. Introdução

O Grupo Vazante representa uma sucessão carbonática-siliciclástica depositado no Meso-Neoproterozoico, localizado na borda leste da Faixa Brasília, em contato com o Cráton São Francisco. Ocorre nesta região um conjunto de dobras e falhas formando um sistema de deformação epidérmica, onde uma imbricação complexa de rochas do embasamento e supracrustais foi promovida pela orogenia Brasileira (Fuck *et al.*, 1993; Dardenne, 2000; Valeriano, 2017). Devido a essa imbricação, a idade deste grupo tem sido alvo de intensas discussões. O Grupo Vazante, em sua porção sul, isto é, entre as cidades de Lagamar e Coromandel (noroeste de Minas Gerais), é composto principalmente pelas formações Rocinha e Santo Antônio do Bonito. Estas duas formações representam um registro estratigráfico diferente e possuem populações mais jovens de zircão detrítico do que o resto das formações do grupo (Pimentel *et al.*, 2011; Rodrigues *et al.*, 2012), fato esse que tem levado a questionamentos acerca da sua inclusão ou exclusão do Grupo Vazante.

Na última década, estudos têm sido desenvolvidos acerca do processo de enriquecimento em fosfato de origem sedimentar (Nelson *et al.*, 2010; Pufhal, 2010; Pufhal & Groat, 2017). Uma das características destes depósitos de fosfato é a sua ocorrência episódica no registro sedimentar, ocorrida em zonas de ressurgência marinha

(Kazakov, 1937; Cook, 1992; Föllmi, 1996; Boggs, 2006). O elemento fósforo (P) é um dos macronutrientes primários presentes em fertilizantes. A apatita, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{OH},\text{Cl})$, é a forma mineralógica mais comum do fósforo. Na maioria dos depósitos sedimentares predominam as variedades carbonato-fluorapatita/francólita (McClellan e Kauvenbergh, 1990).

No Cráton São Francisco, vários episódios fosfogenéticos são registrados em rochas do Pré-Cambriano, sendo Minas Gerais um dos principais locais de ocorrência de depósitos de fosfato do tipo sedimentar (Boujo *et al.*, 1994; Dardenne *et al.*, 1997; Uhlein *et al.*, 2018). No Mesoproterozoico, este tipo de depósito ficou registrado em Parauninha (MG), na Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço, conforme Mourão (1995). Entretanto, no Neoproterozoico estes depósitos são mais abundantes. Estes se localizam em Irecê (BA), na Formação Salitre, Grupo Una, conforme Caird *et al.* (2017). Ocorrem em Campos Belos/Arraias (GO/TO), na Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, conforme Monteiro (2009) e Drummond *et al.* (2015). Existem também os fosforitos de Lagamar, Rocinha e Coromandel (MG), na Formação Rocinha/Santo Antônio do Bonito, Grupo Vazante, conforme Rocha-Araújo *et al.* (1992), Nogueira (1993), Sanches (2012) e Pufhal *et al.* (2016). E por fim, os depósitos do início do Cambriano, em Cedro do Abaeté e Quartel Geral (MG), na Formação Serra da Saudade, Grupo Bambuí, conforme Lima *et al.* (2007) e Moreira *et al.* (submetido).

A fim de melhor entender o posicionamento estratigráfico das formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha e também dos depósitos de fosforitos sedimentares, apresenta-se um modelo sedimentar e estratigráfico para ambas as unidades do Grupo Vazante. São apresentados também dados geocronológicos U-Pb em zircões detríticos e Sm-Nd em diamictitos e pelitos. Estes dados no Grupo Vazante vêm corroborar algumas interpretações na área, mas principalmente calibrar a idade e a relação entre estas unidades estratigráficas, procurando um modelo estratigráfico regional. Além disto, depósitos de fosforitos do Grupo Vazante são descritos e comparados.

6.2. Contexto Geológico

A província Tocantins subdivide-se nas Faixas neoproterozóicas Brasília, Araguaia e Paraguai, formadas pela colisão entre os Paleocontinentes Amazonas, São Francisco e Paranapanema (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004; Valeriano, 2017). O Cráton São Francisco é composto por um embasamento arqueano-paleoproterozoico e por coberturas sedimentares pré-cambrianas do Supergrupo Espinhaço, do Grupo

Paranoá e do Grupo Bambuí (Alkmim, 2004), além de coberturas fanerozoicas. A formação das margens passivas na porção ocidental do Paleocontinente São Francisco foi iniciada com eventos de rifteamento mesoproterozóicos, formando diversas bacias extensionais do tipo margem passiva que, na maioria ampliaram a sua extensão no Toniano (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004; Valeriano, 2017). Estas margens passivas são representadas por sucessões do Grupo Paranoá, Grupo Canastra, Grupo Vazante, Formação Cubatão (Grupo Ibiá) e parte do Grupo Araxá (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004; Valeriano, 2017).

6.2.1 Grupo Vazante

Na região noroeste do estado de Minas Gerais, o Grupo Vazante abrange quase 10.000 km², com 250 km de orientação geral N-S e largura média de 25 a 30 km, aflorando próximo às cidades de Coromandel, Lagamar, Vazante, Paracatu e Unaí. Esta unidade compreende uma espessa sucessão siliciclástica-carbonática que pode ser dividida em sete formações, da base ao topo: Santo Antônio do Bonito (diamictitos, arenitos e pelitos), Rocinha (ritmitos e pelitos), Lagamar (conglomerados do Membro Arrependido e calcários, dolomitos e pelitos do Membro Sumidouro), Serra do Garrote (pelitos com níveis arenosos), Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa (essencialmente calcários, dolomitos e pelitos) (Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne, 2000; 2001; Fernandes, 2013; Oliveira, 2013; Marques *et al.*, 2015; Sotero *et al.*, 2019).

A Formação Santo Antônio do Bonito (Dardenne, 2001), também chamada de Formação Retiro (Dardenne, 2000), ocorre nos vales dos rios Santo Antônio do Bonito e Santo Inácio, sendo caracterizada pela presença de horizontes de metadiamicritos com clastos de quartzito, calcário, dolomito, metassiltito e granito, imersos em matriz pelítica. Também ocorrem metarenitos e metapelitos localmente fosfatados (Fosforito 1 – Coromandel) (Souza, 1997; Dardenne, 2000). Na Formação Rocinha, em sua base, ocorre uma sequência metarítmica arenosa e pelítica, seguida por um espesso pacote de metapelitos e metasiltitos regularmente intercalados que passam verticalmente para metapelitos cinza escuro, carbonáticos e piritosos, com finas laminações fosfáticas (Fosforito 2 - Rocinha). Na porção superior dessa formação, metarritmitos (quartzitos e metassiltitos) hospedam o depósito de fosfato de Lagamar (Fosforito 3 - Lagamar) constituído essencialmente por fosfarenitos (Nogueira, 1993; Dardenne, 2000).

Estudos iniciais sugeriram que os sedimentos do Grupo Vazante foram acumulados em uma configuração de margem passiva (Campos-Neto, 1984). Pimentel

et al. (2011) utilizando dados geocronológicos U-Pb em zircão detrítico e dados isotópicos Sm-Nd, consideraram as formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha correlacionadas aos grupos Paranoá e Canastra, definidos como sedimentos de margem passiva. Misi *et al.* (2014) propuseram que a parte inferior do Grupo Vazante, incluindo as formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha, é mais jovem (Neoproterozoico) do que a parte superior (final do Mesoproterozoico), com base nas idades de Re-Os em folhelhos orgânicos e dados U-Pb de zircão detrítico (Azmy *et al.*, 2008; Rodrigues *et al.*, 2012; Geboy *et al.*, 2013). Trabalhos mais recentes apontam para uma idade neoproterozoica (Toniano) para todo o Grupo Vazante. Carvalho *et al.* (2019) identificaram fonte de idade toniana, isto é, idades-modelo T_{DM} em Sm-Nd entre 0.93 – 1.63 Ga (magmatismo intraplaca toniano proveniente do Paleocóntinente São Francisco) para as unidades de topo (Formação Lapa). Alvarenga *et al.* (2019) também interpretam esta idade toniana para toda a sucessão do Grupo Vazante em função da presença de VSM (Vase-shaped microfossil), do tipo *Leiosphaeridia ternata* e *Bonnia dacruchares* (Formação Lagamar), e através da quimioestratigrafia de $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ em carbonatos.

6.2.2 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí (Ediacarano-Cambriano), representa uma sucessão pelito-carbonática, abrangendo mais de 300.000 km² do Cráton São Francisco, no centro-leste do Brasil (Dardenne, 1978; Alkmim & Martins-Neto, 2001; Uhlein *et al.*, 2017). Dardenne (1978) definiu seis formações, da base ao topo: Formação Jequitaí (constituída por diamictitos, arenitos e folhelhos); Formação Sete Lagoas (essencialmente carbonatos); Formação Serra de Santa Helena (siltitos, folhelhos e ritmitos); Formação Lagoa do Jacaré (carbonatos oolíticos e brechas intraformacionais); Formação Serra da Saudade (siltitos, folhelhos e arenitos); e, Formação Três Marias (principalmente arenitos). Uhlein *et al.* (2017) propõem equivalentes laterais de algumas destas formações para a parte ocidental da bacia. Estas formações consistem em conglomerados depositados em cunhas, denominadas formações Samburá e Lagoa Formosa, em níveis estratigráficos equivalentes às formações Sete Lagoas e Serra da Saudade, respectivamente.

Sobre o Paleocóntinente São Francisco, durante o Neoproterozoico, uma glaciação de grandes proporções deixou como registro as rochas glaciais da Formação Jequitaí. Esta formação aflora em Minas Gerais e Goiás, materializando uma importante

discordância entre o Mesoproterozoico (Supergrupo Espinhaço e Grupo Paranoá) e Neoproterozoico (Grupo Bambuí) (Karfunkel & Hoppe, 1988; Cukrov *et al.*, 2005; Uhlein *et al.*, 2011; Martins-Ferreira *et al.*, 2013). Esta unidade mostra um predomínio de diamictitos, com espessura variável de 0-150 m na serra do Cabral e serra da Água Fria, próximo da cidade Jequitaiá. Para oeste, na região do domo de Cristalina (GO), a Formação Jequitaiá apresenta uma espessura de cerca de 200 m, com várias intercalações de diamictitos e pelitos contendo *dropstones*, depositados em ambiente glacio-marinho (Cukrov *et al.*, 2005; Uhlein *et al.*, 2011). Estes trabalhos mostram que o ambiente de sedimentação da Formação Jequitaiá varia de transicional a marinho, com geleira aterrada (pavimento estriado da serra da Água Fria) e flutuante (diamictitos estratificados e pelitos com *dropstones* em Cristalina) (Karfunkel e Hoppe, 1988; Cukrov *et al.*, 2005; Uhlein *et al.*, 2011). A idade desta glaciação ainda não é consensual. Segundo Babinski *et al.* (2007) a glaciação é Sturtiana, ocorrendo no início do Criogeniano, em torno de 720 Ma. Segundo Alvarenga *et al.* (2014), Caxito *et al.* (2012, 2018), Uhlein *et al.* (2016, 2017), Crockford *et al.* (2017, 2019) e Hippertt *et al.* (2019), a glaciação é de idade Marinoana, do final do Criogeniano, ocorrendo em torno de 650 Ma. E ainda, idade Gaskiers, do final do Ediacarano (~580 Ma; Kuchenbecker *et al.*, 2016).

6.2.3. Geologia e Geocronologia do Grupo Vazante entre Coromandel e Lagamar

A porção sul do Grupo Vazante, objeto de pesquisa deste trabalho, é constituída pelas unidades estratigráficas Santo Antônio do Bonito (metadiamictitos), Rocinha (metapelitos), Lagamar (metacalcários e dolomitos) e Serra do Garrote (metapelitos e quartzitos finos), que mostram imbricações tectônicas vergentes para o Cráton do São Francisco (Figura 1; Marques *et al.*, submetido). O Grupo Vazante é bordejado majoritariamente pelo Grupo Canastra, e uma pequena parte, a leste, pelo Grupo Bambuí.

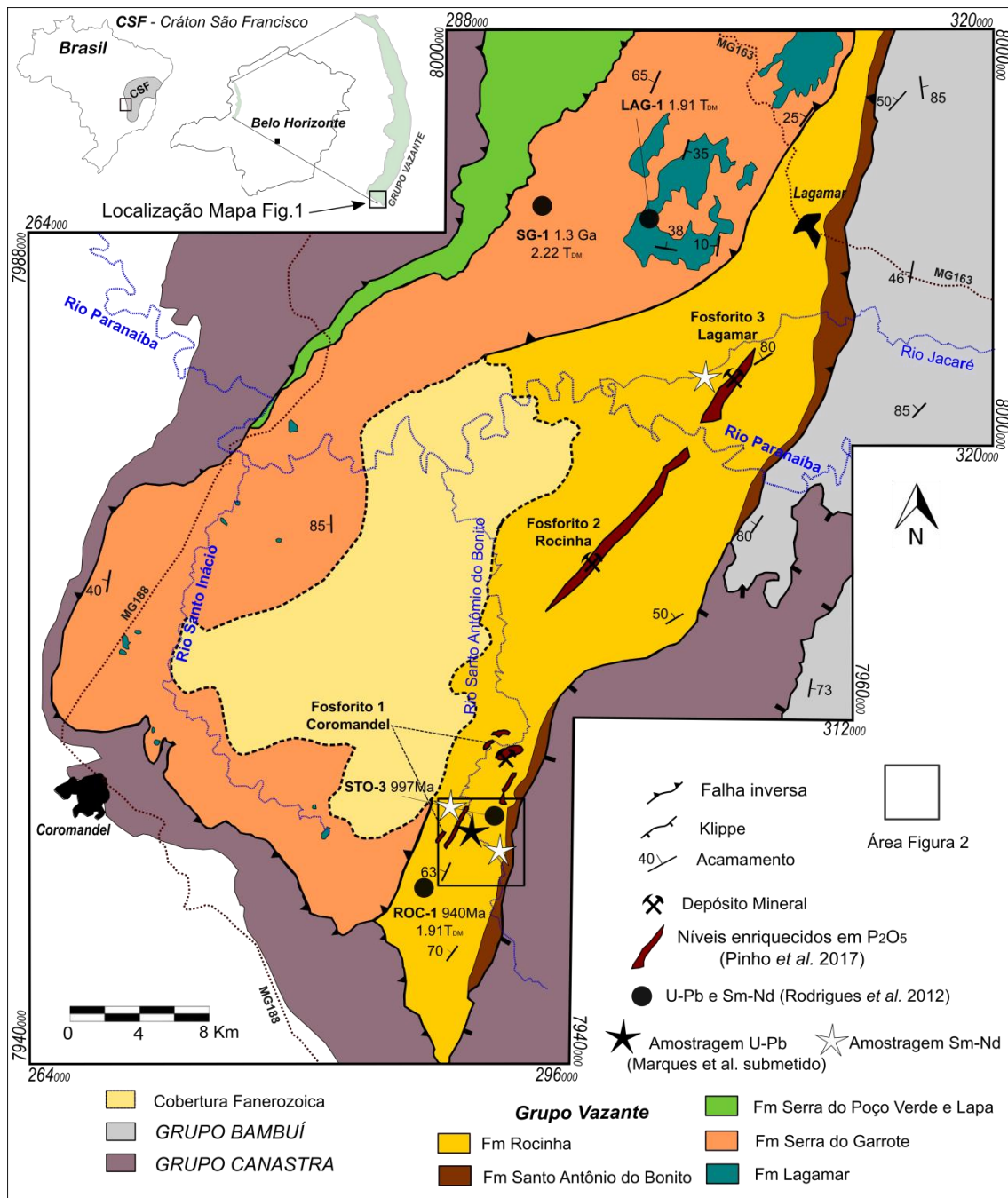


Figura 1. Mapa Geológico entre as cidades de Coromandel e Lagamar com localização da amostragem U-Pb de Marques *et al.* (submetido) e Sm-Nd deste trabalho. Também são plotados os principais dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd de Rodrigues *et al.* (2012) e níveis fosforíticos (depósitos minerais) descritos por Dardenne (2000), delimitados por geofísica, de acordo com Pinho *et al.* (2017). Veja a localização desta figura (canto superior esquerdo) e do mapa da Fig.2.

6.2.3.1. Sedimentologia e estratigrafia das formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha

A leste da cidade de Coromandel, no Vale do Rio Santo Antônio do Bonito, afloram os grupos Canastra e Vazante (Figura 2). O Grupo Canastra tem uma espessura de aproximadamente 50 m representando apenas 10% da área do mapa. No Grupo Vazante, afloram em contato gradacional entre si as Formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Marques *et al.*, submetido).

Na Formação Santo Antônio do Bonito ocorrem metadiamicrito, metarenito, metassiltito e metacalcário, com uma espessura de 240 m. Os metadiamicritos da Formação Santo Antônio do Bonito apresentam clastos de quartzito, calcário, dolomito, metassiltito e granitóide. Estes diamicritos constituem camadas de grande espessura (10 até 30 metros). Quanto aos metarenitos, são médios a grossos, sendo classificados como sub-arcosianos.

A Formação Rocinha é a principal unidade ocupando ~70% da área com uma espessura estimada de 1050 m, constituída principalmente por metapelito, metarenito e, localmente, metadiamicrito. Os metarenitos da Formação Rocinha são predominantemente finos a médios; localmente mostram clastos dispersos. Estes metarenitos são geralmente quartzo arenitos. Quanto aos diamicritos, ocorrem como corpos lenticulares e isolados, com pequena espessura (1 a 2 m). Comumente gradam para arenitos e siltitos. Ocorrem ainda silexito e metassiltito silicificados adjacentes a falhas reversas.

Fácies sedimentares foram individualizadas de acordo com o litotipo e estruturas sedimentares, que permitem inferir processos sedimentares. Considerando a ordem de abundância na área, foram identificadas as seguintes litofácies: pelitos, arenitos, diamicritos e calcários. As interpretações destas fácies, majoritariamente siliciclásticas, foram feitas de acordo com os processos sedimentares predominantes (Lowe, 1982; Walker, 1992; Arnott, 2010).

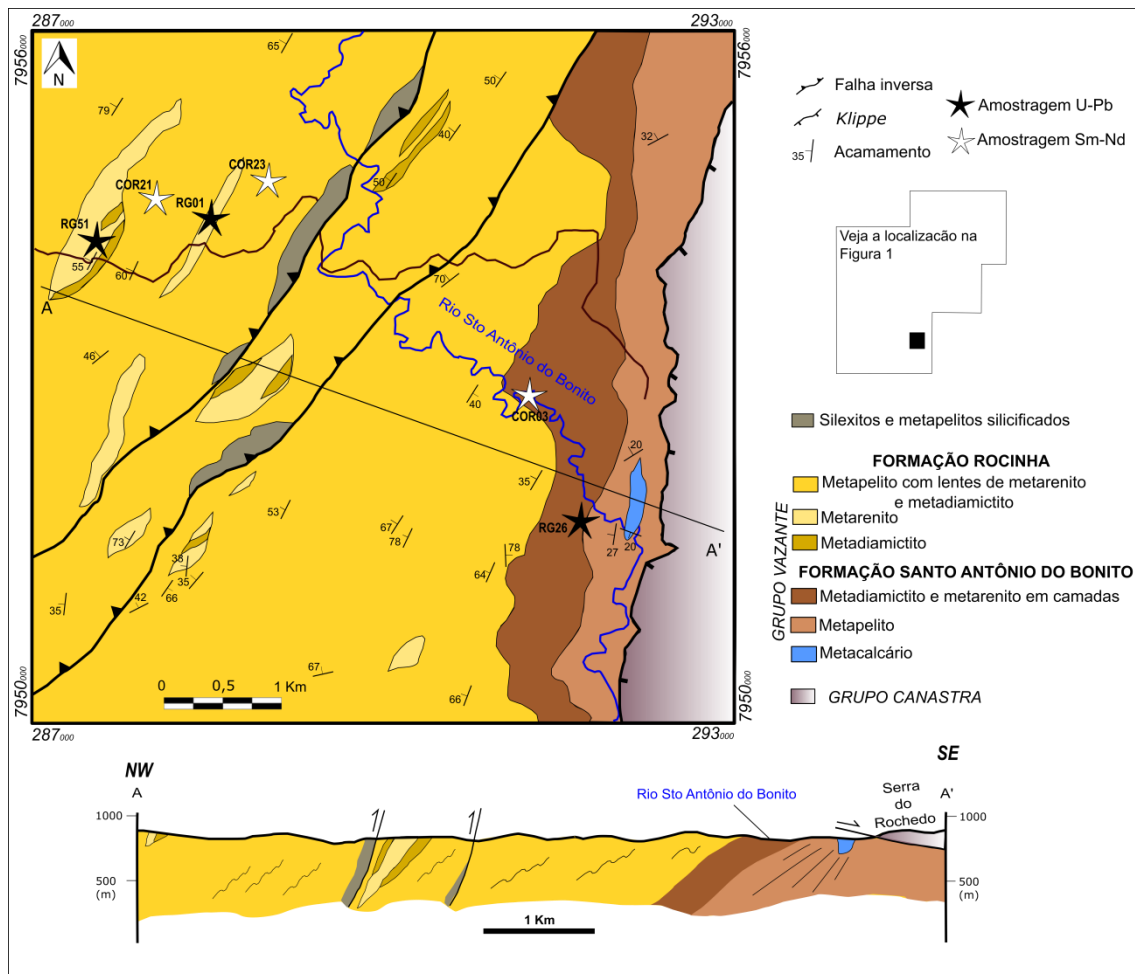


Figura 2. Mapa geológico e seção geológica NW-SE no vale do Rio Santo Antônio do Bonito, leste de Coromandel (ver localização na Fig.1).

Os pelitos são geralmente laminados com alternância rítmica (silte/argila ou silte/argila/areia fina), representando sedimentação distal por correntes de turbidez de baixa densidade. Localmente siltitos maciços podem ocorrer, ou camadas sílticas gradadas, sugerindo também ação de correntes de turbidez distais. Por sua vez, os arenitos são finos a médios, ocorrem em camadas planas, são geralmente maciços, localmente gradados e, mostram geometria lenticular. Estes arenitos correspondem a fluxos turbidíticos de alta e baixa densidade, os quais podem representar a parte inferior do fluxo, com alto poder erosivo, onde as partículas são sustentadas principalmente pela pressão dispersiva entre os grãos (maciços), ou transporte grão-por-grão em suspensão pela turbulência, e soterrados sem o retrabalhamento por correntes trativas (gradados) (*e.g.* Lowe, 1992). Os diamicritos são conglomerados suportados pela matriz, contendo clastos de composição variada, com granulometria de seixo a matacão, variando de quartzo, quartzito, pelito, carbonato e granitoide. Representam fluxos gravitacionais

sub-aquosos (avalanches submarinas). Por fim, o calcário é um calcarenito recristalizado e com alguns intraclastos, representando retrabalhamento de grãos carbonáticos em porções marinhas proximais mais rasas.

Em função do arranjo estratigráfico das fácies sedimentares em contato gradativo, onde diamictitos e arenitos grossos pertencem à Formação Santo Antonio do Bonito, e pelitos com arenitos finos ocorrem na Formação Rocinha, relacionados a processos sedimentares como fluxos gravitacionais subaquosos, infere-se uma sedimentação de leque submarino (Figura 3 A). Este conjunto de leques submarinos bordejando a plataforma de um continente representa um sistema de cunhas clásticas subaquosas (*slope-apron*) (Figura 3B; Lowe, 1982; Stow, 1985).

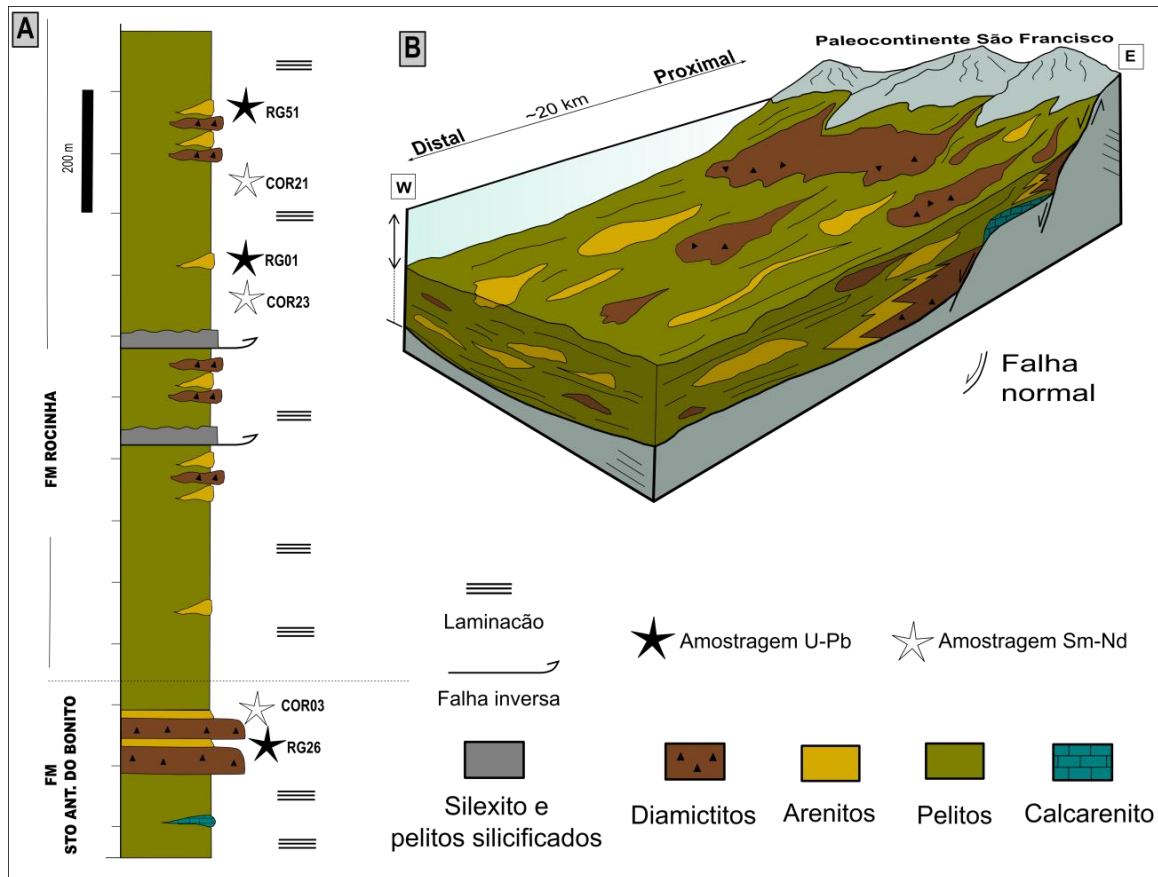


Figura 3. Sedimentologia/estratigrafia do Grupo Vazante a leste de Coromandel, de acordo com Marques et al. (submetido). A) Coluna estratigráfica; B) Modelo sedimentar em ambiente marinho de *slope-apron* (cunhas clásticas subaquosas) na borda do Paleocóntinente São Francisco.

6.2.3.2. Geocronologia U-Pb em zircão detrítico

A amostragem U-Pb foi realizada ao longo da seção estratigráfica na região de Coromandel. A amostra RG26 (N=59; cinquenta e nove grãos considerados para interpretação) pertence à Formação Santo Antônio do Bonito, enquanto a RG01 (N=76) e RG51 (N=81) são da Formação Rocinha (Figuras 2 e 3). Os zircões detríticos foram concentrados a partir de três amostras de quartzitos com granulometria fina a média (Figura 4; Marques *et al.*, submetido).

Estas três amostras apresentam uma idade máxima de sedimentação dada a partir de 7 grãos jovens cuja idade concórdia é de 934 ± 8 Ma (Figura 4 A). Os seus histogramas exibem diversos picos de idade (padrão polimodal), cuja proporção de grãos neoproterozoicos representa 10% do conjunto de dados acumulados das três amostras (N=216). Além disso, os zircões indicam as seguintes idades de proveniência: 11% Esteniano, 11% Ectasiano, 13% Calimiano, 7% Estateriano, 15% Orosiriano, 25% Riáciano, 2% Sideriano, e 6% Arqueano. As populações dominantes de zircões são representadas por grãos Riáciano (~ 2.1 Ga) e Esteniano/Ectasiano (~ 1.2 Ga).

Comparando o histograma de idades U-Pb em zircões da Formação Santo Antônio do Bonito (Figura 4B) com a Formação Rocinha, é visível um aumento na proporção de grãos mesoproterozoicos e neoproterozoicos e o pico de idade ~2.1 Ga deixa de ser proeminente (Figura 4C). Observando o histograma de idades da Formação Jequitaiá (Rodrigues, 2008; Figura 4D), observa-se que este se assemelha com as formações basais do Grupo Vazante, mas sobretudo com a Formação Santo Antônio do Bonito onde, o padrão de idade U-Pb em zircões é predominantemente uma população de idade paleoproterozoica (2,0-2,2 Ga) e, secundariamente, por picos arqueanos, mesoproterozóicos e neoproterozoicos consideravelmente menores.

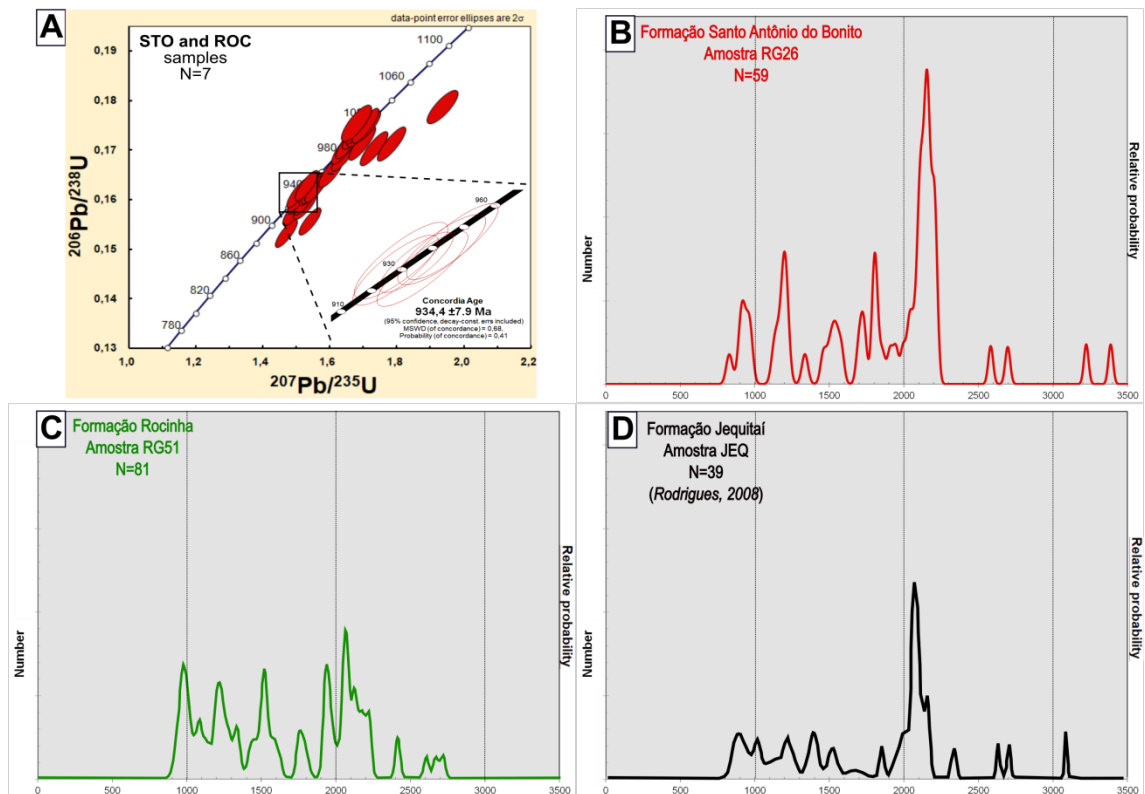


Figura 4. Dados U-Pb em zircão detrítico das formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Marques *et al.* submetido). A) Idade concordante mais jovem das 3 amostras das unidades basais do Grupo Vazante ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, N=7, Idade concórdia $934,4 \pm 7.9$ Ma). B, C e D) Histogramas de distribuição de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$: B) STO – Formação Santo Antônio do Bonito; C) ROC – Formação Rocinha; D) JEQ – Formação Jequitai (conforme Rodrigues, 2008).

6.3. Materiais e Métodos

As amostras coletadas para o método Sm-Nd visaram obter representação estratigráfica e ser preferencialmente de granulometria silte-argila, possuindo maiores concentrações de Sm e Nd e melhor homogeneização das diferentes áreas fontes (McLennan, 1989). No caso da amostragem dos diamictitos, foram utilizados apenas porções da matriz, desprezando quaisquer clastos com tamanho superior a grânulo. As amostras foram britadas manualmente e pulverizadas em moinho de disco de carbo de tungstênio no SEPURA (Separação Mineral de Alta Pureza) do CPMTc (Centro de Pesquisa Manuel Teixeira da Costa – Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais) com um Moinho Modelo MPV-1. As doze análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa *Triton*, do Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Para cada amostra, em média foram realizadas 100 medições das

razões isotópicas, com 1,0 V de intensidade iônica para ^{146}Nd e multicoleção com 146 no coletor axial, análises normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e ajustadas para *bias* com base no Nd SPEX, assumindo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511110$ e calibrado contra Nd La Jolla, assumindo um valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511856. ϵNd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$: calculado para idade de 600 Ma. Branco Nd < 160 pg. T_{DM} = idade modelo Sm-Nd manto depletado. SE (%) = *standard error* percentual.

Vinte e seis lâminas delgadas do Grupo Vazante na região de Lagamar e Coromandel foram descritas. Oito amostras de ritmitos fosfáticos foram identificadas e analisadas petrograficamente. Destas lâminas, três são do depósito de Lagamar, três do depósito Rocinha e duas do depósito de Coromandel (Ponte Caída), visando comparação petrográfica.

6.4. Resultados

6.4.1. Dados isotópicos Sm-Nd

No Grupo Vazante, a amostragem foi feita próxima de Coromandel e na região de Lagamar, próximo da mina do depósito fosfático de Lagamar. Quanto ao Grupo Bambuí, estas amostras foram coletadas em rochas pelíticas da Formação Serra de Santa Helena (próximo à Paraopeba) e amostras de matriz de diamictitos da Formação Jequitaiá, próximo da cidade de Jequitaiá (Figura 5 e Tabela 1).

Para a Formação Rocinha, as rochas pelíticas analisadas possuem concentrações de Sm e Nd variando de 5,8 a 13 ppm e 35,5 a 87,8 ppm, respectivamente. Idades-modelo (T_{DM}) variam de 1,5 Ga a 1,9 Ga, enquanto os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t=600)}$ são negativos (-8,1 a -14,8). Para a Formação Santo Antônio do Bonito, a concentração de Sm varia de 3,8 a 7,2 ppm e o Nd de 21,6 a 35,7 ppm. As amostras investigadas correspondem a matriz de diamictitos e têm idades modelo de 1,8 Ga e 2,1 Ga. Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t=600)}$ também são negativos de -10,3 a -10,7.

Na Formação Serra de Santa Helena as rochas pelíticas analisadas apresentam concentrações de Sm entre 4,4 a 8,7 ppm e Nd de 26,3 a 55,7 ppm. Possuem idades modelo variando de 1,1 Ga a 1,7 Ga, e os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t=600)}$ também são negativos com variações de -1,5 a -7,4. Para a Formação Jequitaiá, as amostras investigadas correspondem a matriz de diamictitos cujas concentrações de Sm variam de 2,5 a 3,2 ppm e Nd de 13,5 a 19,0 ppm. Essas rochas possuem idade modelo de 1,9 Ga, com valor de $\epsilon\text{Nd}_{(t=600)}$ de -11,4 a -11,5.

A evolução do ϵNd no tempo e idades-modelo do Grupo Vazante e do Grupo Bambuí podem ser observadas na Figura 6. Estas apresentam diferentes espectros de idade, com as rochas do Grupo Vazante em geral com T_{DM} mais antigas, entre 1,5 e 2,1 Ga, enquanto que para o Grupo Bambuí aparecem idades T_{DM} um pouco mais novas, entre 1,1 e 1,9 Ga.

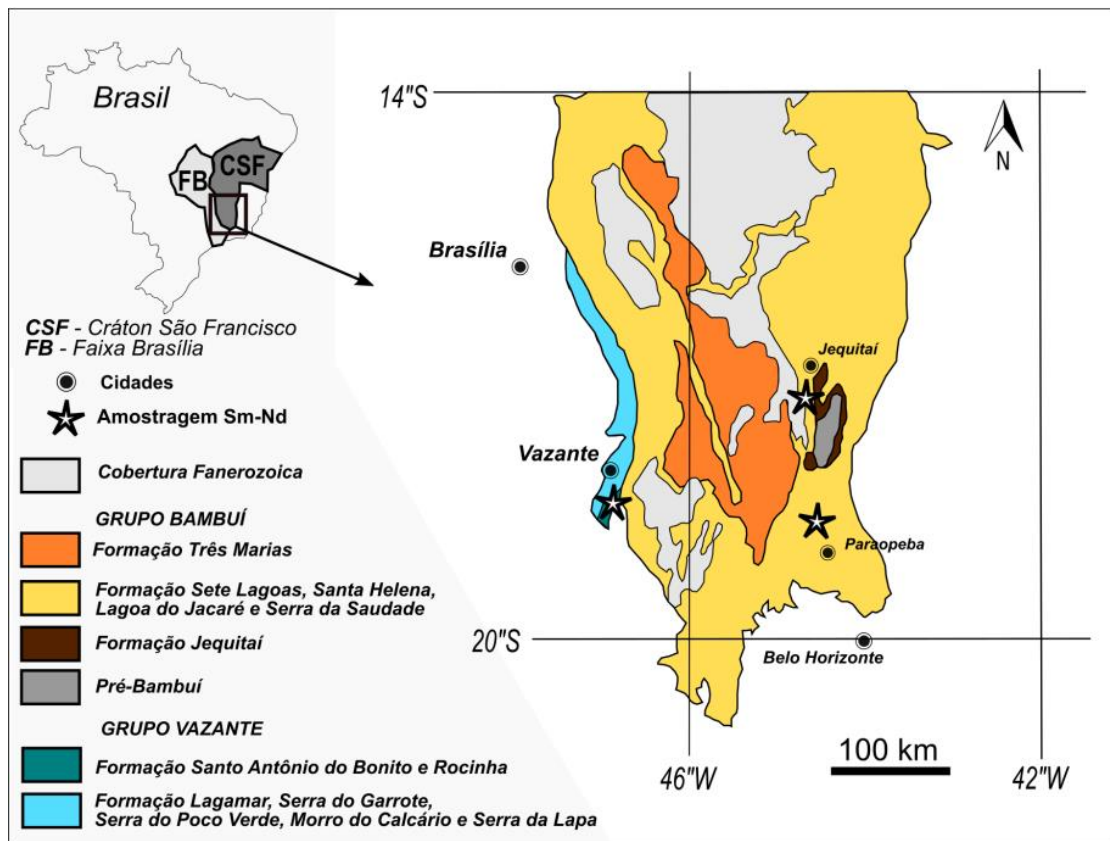


Figura 5. Localização das amostras analisadas pelo método Sm-Nd no domínio sul do Cráton do São Francisco (figura modificada de Misi, 2001). Amostras da Formação Jequitai nos arredores da cidade homônima e da Formação Serra de Santa Helena nos arredores da cidade de Paraopeba.

Tabela 1. Dados isotópicos e quantidades de Sm e Nd do Grupo Vazante (Formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha) e do Grupo Bambuí (Formações Serra de Santa Helena e Formação Jequitai). Idades-modelo T_{DM} (Ga) calculadas de acordo com DePaolo (1981). Amostras do Grupo Vazante: * = Fm Rocinha, x = Fm Santo Antônio do Bonito; Amostras do Grupo Bambuí: # = Fm Serra de Santa Helena, ° = Fm Jequitai.

Amostra	Litotipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	SE (%)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t = 0)	SE (%)	$\epsilon \text{ Nd}$ (0)	$\epsilon \text{ Nd}$ (t)	T_{DM} (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t)	t (Ma)
LA 304 *	Pelito	5,8	35,5	0,099646	0,101	0,511621	0,002	-19,8	-12,4	1,9	0,511230	600
LA 306 *	Pelito	13,0	87,8	0,089500	0,113	0,511804	0,001	-16,3	-8,1	1,5	0,511452	600
COR 21 *	Pelito	8,5	59,7	0,086419	0,117	0,511449	0,002	-23,2	-14,8	1,9	0,511109	600
COR 23 *	Pelito	8,8	57,2	0,093417	0,108	0,511759	0,002	-17,1	-9,2	1,6	0,511392	600
COR 03 x	Diamictito	3,8	21,6	0,107175	0,094	0,511760	0,002	-17,1	-10,3	1,8	0,511339	600
RG 26 x	Diamictito	7,2	35,7	0,122256	0,083	0,511799	0,002	-16,4	-10,7	2,1	0,511319	600
SH 2 topo #	Pelito	6,4	33,3	0,115816	0,087	0,512113	0,003	-10,2	-4,0	1,4	0,511658	600
SH 2 base #	Pelito	6,8	36,7	0,112405	0,090	0,511926	0,001	-13,9	-7,4	1,7	0,511484	600
SH 3 topo #	Pelito	4,4	26,3	0,101952	0,099	0,511955	0,004	-13,3	-6,1	1,5	0,511554	600
SH 3 base #	Pelito	8,7	55,7	0,094419	0,107	0,512159	0,001	-9,4	-1,5	1,1	0,511787	600
JEQ 1 °	Diamictito	3,2	19,0	0,102213	0,099	0,511679	0,001	-18,7	-11,5	1,9	0,511277	600
JEQ 2 °	Diamictito	2,5	13,5	0,109946	0,092	0,511715	0,003	-18,0	-11,4	1,9	0,511283	600

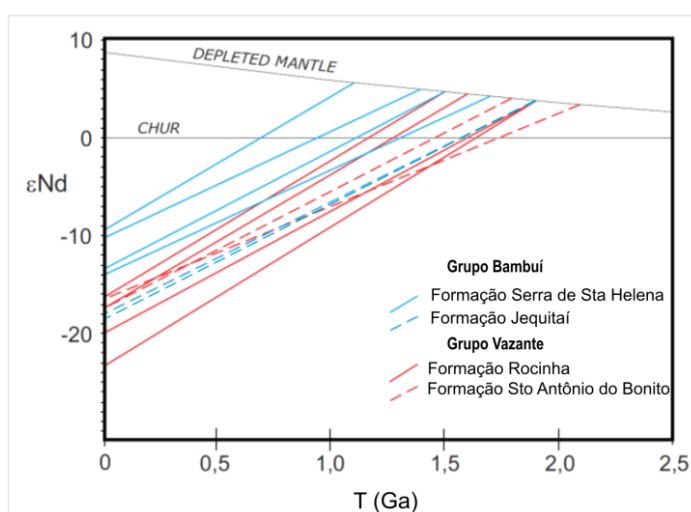


Figura 6. Diagrama $\epsilon \text{ Nd}$ x tempo (Ga) para as rochas do Grupo Vazante e do Grupo Bambuí, em referência as curvas do manto depletado (*depleted mantle*) e do condrito (*CHUR*) de acordo com McLennan (1989).

6.4.2. Fosforitos sedimentares do Grupo Vazante

As rochas enriquecidas em fosfato (fosforitos) do Grupo Vazante localizam-se na porção sul desta unidade (Ver Figura 1; Dardenne *et al.*, 1986; 1997). Destacam-se a Mina da Galvani (Figura 7 A), situada a sul de Lagamar, a Mina da Rocinha (Figura 8 A) entre a cidade de Lagamar e Coromandel, e o depósito de Coromandel situado no vale do Rio Santo Antônio do Bonito, ainda não explorado (Figura 9). Em geral, são ritmitos fosfáticos que ocorrem intercalados com siltitos da Formação Rocinha (ver localização na Figura 1). O depósito de Coromandel é ainda pouco conhecido. O resumo dos dados referentes aos três depósitos do Grupo Vazante é apresentado na Tabela 2.

Tabela 2. Resumo comparativo dos depósitos de fosfato sedimentar no Grupo Vazante.

Depósito	Volume e teor de P ₂ O ₅	Rocha hospedeira	Paleoambiente e mecanismo de fosfogênese	Mineral fosfático
<i>Lagamar</i>	Reserva 5 Mt (CPRM, 1976); 10-15%, localmente atingindo 38% (Nogueira, 1993).	Ritmitos fosfáticos (fosfoarenitos/fosfolutitos), com predomínio de fosfoarenitos em níveis centimétricos.	Borda de plataforma continental com ressurgência marinha.	Carbonato-fluorapatita Wavelita
<i>Rocinha</i>	Reserva 415 Mt; 10-15%, localmente atingindo 30% (Rocha-Araújo <i>et al.</i> , 1992);	Ritmitos fosfáticos (fosfoarenitos/fosfolutitos), com predomínio de fosfolutitos e níveis fosfoareníticos centimétricos a decamétricos.	Borda de plataforma continental com ressurgência marinha.	Carbonato-fluorapatita Wavelita
<i>Coromandel</i>	Reserva 298.9 Mt e teor médio 6,74% (CPRM, 1979); 34% em siltitos fosfatados (Teles, 2019).	Ritmitos fosfáticos (fosfoarenitos/fosfolutitos), com predomínio de fosfoarenitos em níveis centimétricos.	Borda de plataforma continental com ressurgência marinha e/ou com precipitação direta do fosfato, proveniente do Paleocóntinente	Carbonato-fluorapatita Wavelita

O depósito de Lagamar tem um teor geral de 10-15%, localmente atingindo 38% (Nogueira, 1993), com um volume de 5 Mt (CPRM, 1976). A rocha hospedeira é constituída por ritmitos predominantemente arenosos (fosfoarenitos), com 200 a 300 m de espessura (Nogueira, 1993). A mina encontra-se instalada em local de maior concentração das camadas de fosfoarenitos, cujos níveis arenosos são de espessura centimétricas (Figura 7A). Abaixo do depósito, as rochas encaixantes são ardósias calcíferas e o topo é constituído por siltitos amarelados (Nogueira, 1993). A rocha fosfática é um ritmo areno-carbonático-argiloso com lâminas e camadas de até 1 cm de espessura (Figura 7B). Em lâmina delgada, ocorre alternância de fosfolutito e fosfoarenito carbonático com intraclastos fosfáticos (Figura 7C). Estes intraclastos variam de sub-arredondados a sub-angulosos, bastante fraturados, sendo provavelmente preenchidos por wavelita e encontram-se imersos em uma matriz fosfática de apatita microcristalina (Figura 7D).

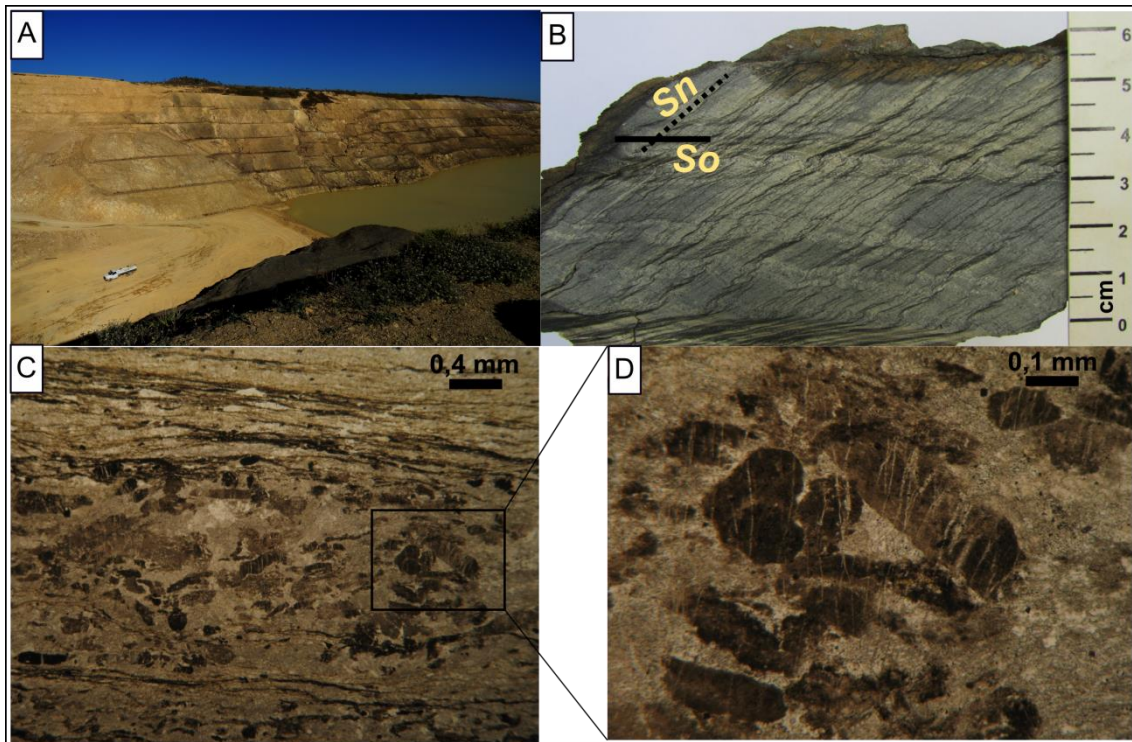


Figura 7. Depósito de fosfato de Lagamar da empresa *Galvani Fertilizantes* (Lavra C). A) Bancadas de lavra. B) Amostra de ritmito fosfático mostrando xistosidade oblíqua ao acamamento. C) Fotomicrografia de ritmito fosfático. Alternância de fosfolutitos com fosfoarenitos, mostrando intraclastos fosfáticos (fosforito retrabalhado, granular); 10x, nícois paralelos. D) Fotomicrografia de detalhe nos intraclastos fosfáticos, com fraturas e imersos em matriz de calcita e apatita; 40x, nícois paralelos.

O depósito de Rocinha apresenta um teor médio de 10-15%, localmente atingindo 30% (Rocha-Araújo *et al.*, 1992), com um volume de 415 Mt. A rocha hospedeira é um ritmito, com lâminas alternadas de fosfoarenitos e fosfolutitos. Abaixo do depósito ocorrem pelitos carbonáticos (Rocha-Araújo *et al.*, 1992; Nogueira, 1993). Esses metarritmitos são predominantemente argilosos (fosfolutitos), com 25 a 30 m de espessura com níveis escuros arenosos centimétricos a decimétricos, enriquecidos em apatita em grãos, *pellets* e intraclastos (Figuras 8B). A rocha hospedeira deste depósito é um ritmito areno-argiloso com fraturas preenchidas por wavelita (Figura 8C). Ao microscópio observa-se uma intercalação de fosfoarenitos ricos em intraclastos angulosos (Figura 8D). Estes intraclastos são tamanho areia fina/média com matriz micrítica fosfática, atravessados por fraturas preenchidas por wavelita, formando por vezes agregados fibroradiais.

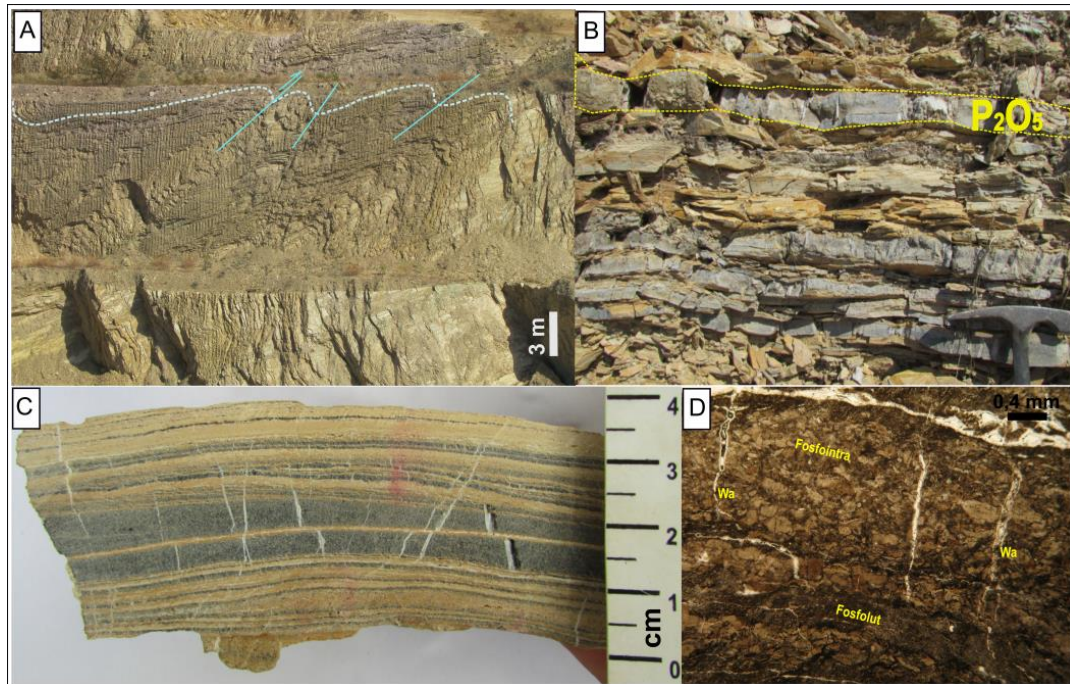


Figura 8. Depósito fosfático de Rocinha. A) Dobras assimétricas nas bancadas de lava. B) Ritmito fosfático com níveis escuros centimétricos enriquecidos em P_2O_5 . C) Amostra de ritmito fosfático com níveis escuros enriquecidos com fosfointraclastos e fraturas preenchidas por wavelita. D) Fotomicrografia de ritmito fosfático com níveis intraclásticos (FosfoIntra) tamanho areia, matriz micrítica nos níveis fosfolutítico, e minerais de wavelita (Wa) nas fraturas; 10x núcleos paralelos.

Mais a sul, próximo da cidade de Coromandel, o depósito Ponte Caída (CPRM 1979) ou depósito Coromandel (Dardenne, 2000) situa-se no Vale do Ribeirão Santo Antônio do Bonito. É um depósito de P_2O_5 ainda não explorado. De acordo com o projeto pioneiro da CPRM (1979; Furo 002), este depósito indica teores máximos de 11,1% aos 16 m de profundidade, podendo chegar até 20,6% em níveis centimétricos em outros furos de sondagem. A reserva foi avaliada em 298.9 Mt e teor médio 6,74% (CPRM, 1979). Recentemente, Teles (2019) apresenta valores de 34% de P_2O_5 em amostras de siltitos fosfatados.

A partir de testemunhos de furos de sondagem realizados pela empresa de prospecção *Jacutinga Desenvolvimento Mineral (JDM)*, o depósito de Coromandel mostra, da base para o topo, a seguinte sequência de rochas: diamictito com lente de arenito, calcarenito, folhelho negro, ritmito fosfático e pelitos alterados (Figura 9A). O enriquecimento em fosfato até 14% ocorre nos níveis de ritmito fosfático, com enriquecimento maior nos níveis arenosos desta fácies. Este ritmito fosfático é um ritmito areno-argilo-carbonático (Figura 9B). As lâminas cinza são carbonáticas ricas

em micro-veios. O acamamento plano-paralelo é bem evidente e constitui a feição primária fundamental onde se observa alternância de arenito fino e pelito. Os fosforitos e as encaixantes encontram-se dobradas, com desenvolvimento de foliação incipiente nas rochas mais finas e clivagens espaçadas nas rochas mais competentes, além da presença de alguns falhamentos. Em lâmina delgada (Figura 9C), observa-se uma intercalação de fosfoarenitos (ricos em intraclastos angulosos) e níveis fosfolutíticos. Estes intraclastos estão fraturados, imersos em uma matriz fosfática de apatita microcristalina, com alguns grãos de quartzo.

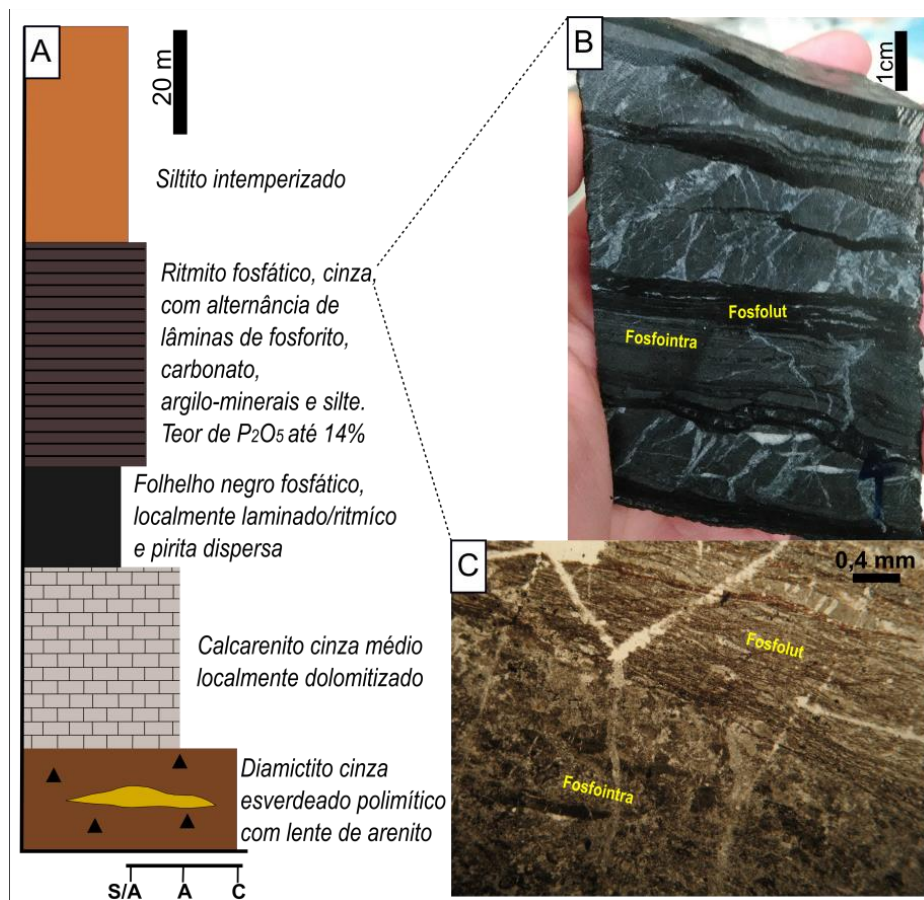


Figura 9. Depósito fosfático de Coromandel. A) Estratigrafia do depósito de Coromandel a partir de furos de sondagem da empresa *Jacutinga Desenvolvimento Mineral (JDM)*. B) Amostra de ritmito fosfático em furo de sondagem. C) Fotomicrografia de ritmito fosfático com alternância de níveis fosfointraclásticos (Fosfointra) e fosfolutíticos (Fosfolut), 10x nícois paralelos.

6.5. Discussão

6.5.1 Correlações regionais

No Paleocóntinente São Francisco ocorreu uma grande glaciação no Neoproterozoico, responsável pela sedimentação da Formação Jequitai que, para oeste foi retrabalhado na Formação Santo Antônio do Bonito por um sistema de falhas normais e sedimentação gravitacional subaquosa. A notável semelhança entre algumas fácies sedimentares de fluxo turbulento e os dados geocronológicos entre as formações Santo Antônio do Bonito e Jequitai sugere então que a primeira é um retrabalhamento gravitacional da segunda (Marques *et al.*, submetido).

No entanto, comparando as fácies e os dados geocronológicos da Formação Santo Antônio do Bonito com a Formação Rocinha, a última apresenta um predomínio de fácies sedimentares finas (ritmitos e siltitos) e um aumento da quantidade de grãos mesoproterozoicos e neoproterozoicos para o topo. O fato de a Formação Rocinha estar posicionada acima da Formação Santo Antônio do Bonito e compondo um padrão tipicamente retrogradacional, sugere que a primeira seja um produto sedimentar da subida do nível do mar em contexto pós-glacial, com mudança nos processos sedimentares e nas áreas fontes (Marques *et al.*, submetido)

Quanto aos dados isotópicos de Sm-Nd, os diamictitos, tanto do Grupo Vazante como do Grupo Bambuí mostram fontes com idade média de extração mantélica Paleoproterozoica (1.8-2.1 Ga) e $\epsilon Nd_{(t=600)}$ em torno de -11, possivelmente representadas principalmente por erosão de rochas do Paleocóntinente São Francisco. As rochas pelíticas apresentam idades T_{DM} progressivamente mais jovens, sendo 1.6-1.9 Ga para a Formação Rocinha (Grupo Vazante), e 1.1-1.7 Ga para a Formação Serra de Santa Helena (Grupo Bambuí). Esta última unidade, a Formação Serra de Santa Helena, apresenta valores que refletem uma proveniência mista do Paleocóntinente São Francisco e do arco magmático de Goiás (ou do arco magmático da Faixa Araçuaí), como foi sugerido por Pimentel *et al.* (2011) e corroborado neste trabalho (T_{DM} mais jovens e $\epsilon Nd_{(t=600)}$ menos negativos).

Assim, considerando a presença de diamictitos em ambas as formações, modelo deposicional a partir de fluxos gravitacionais submarinos e idades U-Pb e Sm-Nd semelhantes, reforça-se a correlação entre a Formação Santo Antônio do Bonito (Grupo Vazante) com a Formação Jequitai (Grupo Bambuí), conforme já sugerido por Souza (1997), Misi *et al.* (2011), Teles (2019) e Marques *et al.* (submetido).

A Figura 10 ilustra a evolução deposicional das formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha e a correlação sugerida com a Formação Jequitaí. Teles (2019) identificou clastos com estrias consideradas glaciais nos diamictitos da Formação Santo Antônio do Bonito, confirmando, também por dados de campo, o retrabalhamento das sequências glácio-marinhas da Formação Jequitaí (Figura 10 - I). Em fase tardia ou logo após a glaciação, houve condições (tectônica extensional) de formar depósitos de retrabalhamento de fácies glaciais em contexto de *slope-apron* submarino. Associados a estes depósitos gravitacionais, ocorria precipitação de calcários e enriquecimento de fosfato em pelitos, numa fase inicial da transgressão que trazia fósforo de águas mais profundas para águas mais rasas. Outra provável fonte de fósforo seria a água de degelo continental, especialmente para o depósito de Coromandel, imediatamente após a glaciação (Okubo *et al.*, 2018; Teles, 2019). Neste tempo ter-se-ia formado o depósito de Coromandel, situado estratigraficamente próximo dos diamictitos (Figura 10 - II). Com a progressiva elevação do nível dos mares após a glaciação, os fluxos gravitacionais são enfraquecidos, passando a predominar a sedimentação areno-pelítica, possibilitando o desenvolvimento de processos de ressurgência durante fase de máxima expansão da bacia. Este contexto permitiu assim a instalação dos depósitos Lagamar e Rocinha, associados a uma provável superfície de inundação máxima (Figura 10 - III).

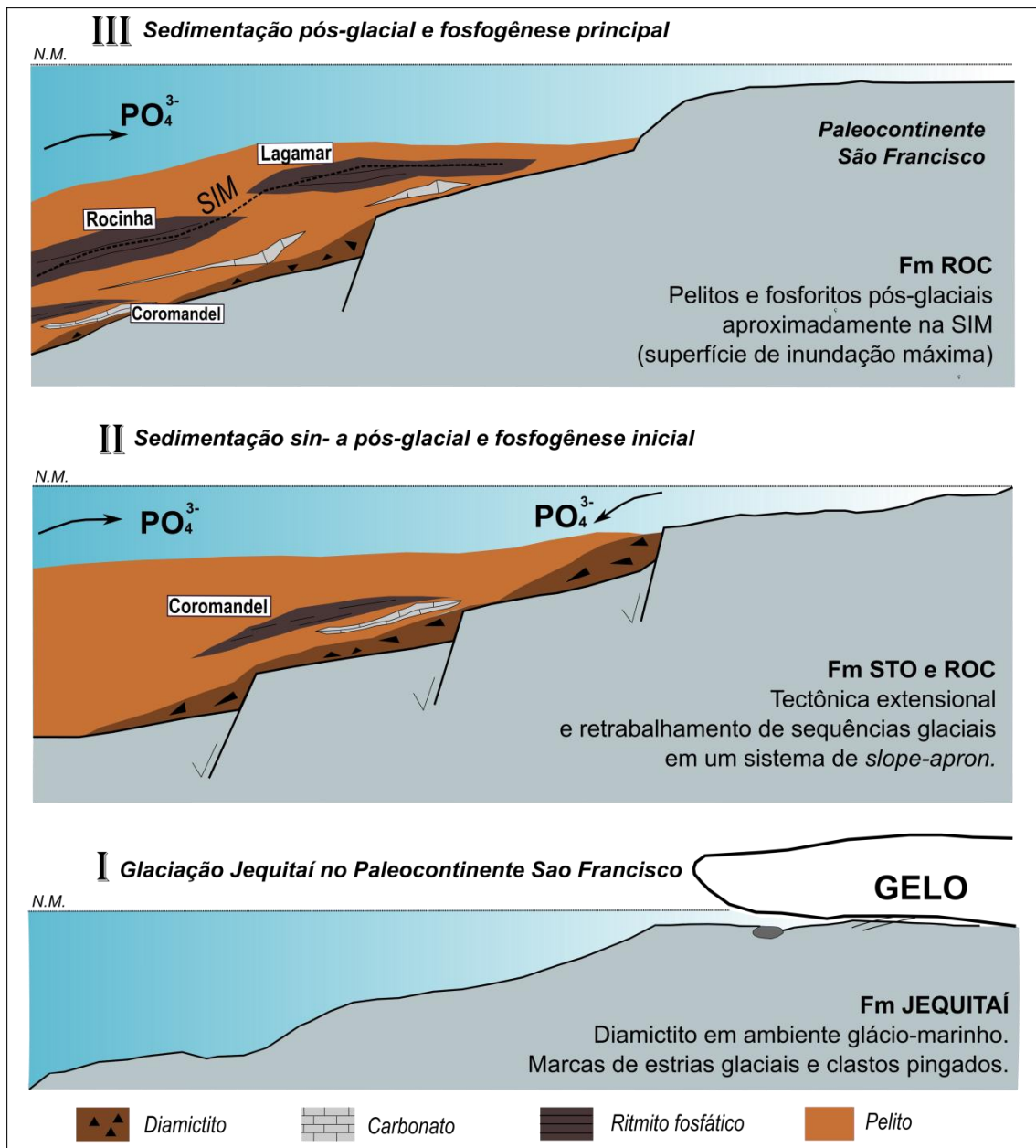


Figura 10. Modelo evolutivo das formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha ao longo do Neoproterozoico e relação com os depósitos de fosfato sedimentar.

6.5.2 Fosfogênese neoproterozoica

A sedimentação fosfática que compõe os depósitos das formações basais do Grupo Vazante ocorreu em ambiente marinho pericontinental ou de margem passiva, rico em matéria orgânica. O enriquecimento sedimentar em fosfato possibilitou a formação de um minério estratiforme, com fluorapatita disseminada e granular, principalmente na forma de fosfoarenitos, enriquecidos em *pellets* e intraclastos.

O processo de fosfogênese dos depósitos do Grupo Vazante pode ser sintetizado em 5 etapas. Primeiro, ocorre o processo de ressurgência na bacia marinha plataformal.

Neste processo, as correntes marinhas do fundo (com fosfato dissolvido, ambiente redutor e pH ácido) chegam à costa onde predominam águas oxidantes, com pH levemente alcalino. Ocorre, então, a segunda etapa, com a sedimentação de uma lama fosfática e calcítica (com possível auxílio de bactérias) formando francolita (mineral fosfático primário). Na terceira etapa há retrabalhamento sedimentar produzido por correntes, talvez induzido pelos fluxos gravitacionais, formando intraclastos fosfáticos. Depois, na quarta etapa, ocorrem processos diagenéticos (principalmente soterramento) e/ou meteóricos, formando fluorapatita criptocristalina. Por fim, o intemperismo proporciona a alteração supergênica, materializada na ocorrência do mineral de alteração preenchendo fraturas, rico em alumínio, do tipo wavelita (Föllmi, 1996; Dardenne *et al.*, 1997; Pufhal, 2010; Sanches, 2012).

Nas etapas deste processo, o mineral apatita sofre várias transformações. A apatita sedimentar (francolita) é um mineral autigênico que se desenvolve nos sedimentos, com baixa solubilidade. Devido à estrutura “aberta” da francolita, muitas substituições químicas podem ocorrer nas ligações com Ca e nos sítios de PO_4^{3-} e F^- (Jarvis *et al.*, 1994). Quando ocorre o excesso de F^- na francolita, esta se transforma em fluorapatita, isto é, na terceira e quarta etapas do processo de fosfogênese. Esta transformação é devido à quantidade de CO_3^{2-} que substitui PO_4^{3-} no grupo tetraédrico $(\text{CO}_3+\text{F})^{3-}$ (McClellan & Van Kauwenbergh, 1990). Além disto, a precipitação dos sulfetos de ferro e/ou oxi-hidróxidos insolúveis provocam enriquecimento em elementos traço que refletem condições de deposição e diagênese inicial, isto é, paleoprodutividade e paleoredox (Jarvis *et al.*, 1994). Por isto ocorre enriquecimento no elemento traço U, aparecendo uma anomalia geofísica dentro da gamaespectrometria U-Th-K (*e.g.* Fianco *et al.*, 2014; ver anomalia geofísica na Figura 1).

Além do interesse econômico nestas sucessões, a proliferação de depósitos de fosfato sedimentar durante o Neoproterozoico tem um significado paleo-ambiental muito importante na história da Terra (Pufhal & Hiatt, 2012). Este período, conhecido como *Freezing Millions* (“Milhões Gelados”) devido às imensas glaciações, algumas de caráter global como prediz a teoria do *Snowball Earth* (“Terra Bola de Neve”), evoluiu progressivamente para os eventos de oxidação (*NOE*), culminando nos grandes depósitos de fosfato sedimentar que, ocorrem precedendo e concomitante ao pico de explosão de vida cambriana (*e.g.* Zang *et al.*, 2019).

O número expressivo de depósitos pós-glaciais tem sido reconhecido em rochas marinhas neoproterozoicas depositadas em todos os continentes, algumas com acúmulo

anômalo de fósforo. As altas concentrações de fosfato seriam resultado do intemperismo químico de rochas de fontes continentais (arcos magmáticos juvenis), associadas com a intensa erosão e transporte glacial, e com condições deposicionais propícias provocadas pela presença da geleira (Cook, 1992). A elevação do nível do mar na deglaciação influencia diretamente a circulação do fósforo solúvel, não havendo similares em outros períodos geológicos (Cook, 1992; Boggiani, 2010). Assim, entender a cronologia dos eventos glaciação-fosfogênese, é fundamental para o entendimento do ciclo do fósforo e da evolução da biota até o surgimento dos organismos macroscópicos no Ediacarano (Planavsky *et al.*, 2010).

Os estudos geocronológicos e isotópicos apresentados neste trabalho sugerem uma idade ediacarana para os fosforitos do Grupo Vazante, uma vez que são correlacionados a rochas da base do Grupo Bambuí. Além disso, documentam uma estreita associação entre uma sucessão neoproterozoica pós-glacial e evento de fosfogênese possivelmente associado às maiores concentrações de oxigênio atmosférico e oceânico reconhecidas para o final do Neoproterozoico (Ediacarano). Assim sendo, os depósitos de fosfato sedimentar das formações basais do Grupo Vazante compõem um marco estratigráfico nas sucessões que cobrem o Cráton São Francisco, correlacionável a outros depósitos de fosfato sedimentar pós-glaciais regionais (*e.g.* Monteiro, 2009; Drummond *et al.*, 2015; Caird *et al.*, 2017).

6.6. Conclusões

Na porção sul do Grupo Vazante, entre Coromandel e Lagamar, as formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha apresentam diamictitos, arenitos, siltitos e raros carbonatos. Constituem fácies sedimentares depositadas a partir de fluxos gravitacionais subaquosos (avalanches e correntes de turbidez), com predomínio de fácies grossas na base e de fácies pelíticas no topo, mostrando interdigitação, passando de registros proximais para distais. Estas fácies compõem um sistema deposicional de *slope-apron*, na transição entre a Faixa Brasília e o Cráton São Francisco.

A similaridade dos registros estratigráficos e geocronológicos entre as Formações Santo Antônio do Bonito-Rocinha e a Formação Jequitaí sugere uma correlação lateral. As três amostras geocronológicas de U-Pb em zircão detrítico têm idade deposicional máxima de $934 \text{ Ma} \pm 8$ (idade concordante mais jovem) e as principais fontes de zircões são do Paleoproterozóico (principalmente Riáciano e Orosiano) a Mesoproterozóico (Calimiano e Ectasiano), oriundas do Paleocontinente

São Francisco. Os dados Sm-Nd também mostram as semelhanças da Formação Santo Antônio do Bonito com a Formação Jequitaiá, cujas idades T_{DM} são Paleoproterozoicas, com valores entre 1.8 e 2.1 Ga. Comparando as unidades basais do Grupo Vazante, nota-se que a Formação Rocinha apresenta um predomínio de fácies pelíticas, maior quantidade de grãos de zircões neoproterozoicos e idades T_{DM} mais jovens do que a Formação Santo Antônio do Bonito.

Ocorreu sobre o Paleocontinente São Francisco uma glaciação global, de idade provavelmente marinoana, registrada pela Formação Jequitaiá. Lateralmente, a oeste, em direção à margem passiva da Faixa Brasília, os sedimentos glaciais marinhos foram retrabalhados por sedimentação gravitacional, em sistema de cunhas clásticas subaquosas, provavelmente associada à tectônica extensional (Formação Santo Antônio do Bonito e Formação Rocinha).

O depósito fosfático de Coromandel ocorre próximo aos diamictitos, provavelmente a partir de fósforo proveniente do continente, no início da transgressão. Por sua vez, os depósitos Rocinha e Lagamar são contemporâneos, tendo se depositado numa provável superfície de inundação máxima, na transgressão pós-glacial. Ritmitos com níveis de fosfoarenitos enriquecidos em intraclastos fosfáticos são importantes e mostram condições de retrabalhamento por correntes marinhas a partir de depósitos fosfáticos primários. Os depósitos de fosfato sedimentar instalaram-se de forma geral durante evento transgressivo, após esta grande glaciação, coincidente com o Evento de Oxidação Neoproterozoica, no Período Ediacarano.

6.7. Agradecimentos

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de doutorado da primeira autora e ao CPMTC (Centro de Pesquisa Manuel Teixeira da Costa) pelo suporte logístico e técnico. As análises isotópicas foram realizadas com financiamento dos projetos CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico nº 447449/2014-1 e FAPEMIG – Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais, Processo nº: CRA – APQ01711-14.

*ANEXOS Tabela de coordenadas dos pontos de amostragem Sm-Nd e U-Pb
(UTM 23S WGS84)*

Ponto	E	W
LA 304	306397	7984696
LA 306	305466	7983626
COR 21	287856	7953885
COR 23	288993	7954139
COR 03 ^x	291294	7952831
RG 26 ^x	291491	7951653
SH 2 topo [#]	563576	7867245
SH 2 base [#]	563576	7867245
SH 3 topo [#]	569073	7850256
SH 3 base [#]	569073	7850256
JEQ 1 ^o	572869	8116717
JEQ 2 ^o	558876	8096749
RG01	288418	7954132
RG51	287497	7954001

7. CONCLUSÕES GERAIS

O Membro Sumidouro da Formação Lagamar (Grupo Vazante) é uma sucessão carbonática depositada em um alto estrutural do embasamento, constituindo um importante complexo recifal proterozóico, depositado durante um período extensional. Estudo e descrição de fácies carbonáticas, geoquímica (elementos maiores e menores) e estudo isotópico de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi efetuado. Este complexo recifal constitui sub-ambiente em relação à barreira recifal, compreendendo 3 associações de fácies: frente recifal (AF1), com predomínio de brechas e calcarenitos, recife (AF2), com predomínio de carbonatos biogênicos com diferentes morfologias de estromatólitos e recife interno (AF3), com predomínio de dolomitos e pelitos. Os altos valores de Zr (13-44 ppm), Rb (1,5-19,2 ppm), SiO_2 (0,53-8,95 wt%), e Al_2O_3 (0,42-2,03 wt%), sugerem contaminação detrítica (siliciclástica) neste ambiente marinho. Devido às covariâncias entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e à variabilidade litológica, sugere-se que o sinal paleoambiental primário foi alterado devido a alterações pós-diagenéticas, como dolomitização e/ou interações fluido-rocha. Quanto aos resultados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, são provavelmente valores com sinais isotópicos alterados, devido à covariância positiva entre as razões Mg/Ca e Mn/Sr e, a covariação negativa com a abundância de Sr. As amostras com baixas razões isotópicas de Sr, ou seja, as que têm valores em torno de 0,7068, são aquelas que podem ter preservado o sinal de Sr primário da água do oceano. As condições desta plataforma com barreira, isto é, alta salinidade e contribuição detrítica, afetaram o registro químico e isotópico, à semelhança de outras plataformas correlatas no Grupo Vazante no mesmo contexto de margem passiva durante o Meso-Neoproterozoico. Posteriormente, os

eventos geotectônicos regionais também influenciaram outras alterações pós-diagenéticas.

Quanto às unidades basais do Grupo Vazante, as Formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha, apresentam diamictitos, arenitos, siltitos e carbonatos raros. Afloram na região entre Coromandel e Lagamar, Minas Gerais. Foi efetuado mapeamento geológico em escala regional e de detalhe, estudo estratigráfico-sedimentológico, estudo geocronológico U-Pb baseado em zircões detríticos e estudo isotópico Sm-Nd visando proveniência. As fácies sedimentares depositaram-se a partir de fluxos gravitacionais (avalanches e correntes de turbidez) subaquosos, com predomínio de fácies grossas na base e de fácies pelíticas no topo. O empilhamento estratigráfico mostra interdigitação, passando de registros proximais para distais, compondo um sistema deposicional de *slope-apron*, na transição entre a Faixa Brasília e o Cráton do São Francisco.

A similaridade dos registros estratigráficos e geocronológicos entre as formações Santo Antônio do Bonito-Rocinha e a Formação Jequitaí sugere uma correlação lateral. As três amostras geocronológicas de U-Pb em zircão detrítico têm idade deposicional máxima de $934 \text{ Ma} \pm 8$ (idade concordante mais jovem) e as principais fontes de zircões são do Paleoproterozóico (principalmente Riaciano e Orosiano) a Mesoproterozóico (Calimiano e Ectasiano), oriundas do Paleocontinente São Francisco. Os dados Sm-Nd também mostram as semelhanças da Formação Santo Antônio do Bonito com a Formação Jequitaí, cujas idades T_{DM} são Paleoproterozoicas, com valores entre 1.8 e 2.1 Ga.

Sobre o Paleocontinente São Francisco ocorreu uma glaciação global, de idade provavelmente marinoana, registrada pela Formação Jequitaí. Esta unidade se estende lateralmente, a oeste, em direção à margem passiva da Faixa Brasília, resultando em sedimentos glaciais marinhos retrabalhados por sedimentação gravitacional, em sistema de cunhas clásticas subaquosas, provavelmente associada a uma tectônica extensional. Os depósitos de fosfato sedimentar instalaram-se de forma geral durante evento transgressivo, após esta grande glaciação.

Comparando as unidades basais do Grupo Vazante, nota-se que a Formação Rocinha apresenta um predomínio de fácies pelíticas, maior quantidade de zircões neoproterozoicos e idades T_{DM} mais jovens do que a Formação Santo Antônio do Bonito. Por isto, o depósito de Coromandel, que ocorre mais próximo dos níveis ricos em diamictitos, sugere uma posição basal, no final ou logo após a glaciação, com fósforo proveniente do continente, no início da transgressão. Posteriormente, os

depósitos Rocinha e Lagamar, possivelmente contemporâneos, ter-se-iam depositado numa provável superfície de inundação máxima, na transgressão pós-glacial. Fosfoarenitos caracterizados por intraclastos fosfáticos são importantes níveis enriquecidos em fosfato e mostram condições de retrabalhamento por correntes marinhas, a partir de depósitos fosfáticos primários.

Após a sedimentação das formações do Grupo Vazante (Meso-Neoproterozóico) e também das Formações Santo Antonio do Bonito e Rocinha, em parte correlatas da Formação Jequitáí, durante o Criogeniano-Ediacarano, ocorreu inversão estratigráfica, resultando num sistema imbricado de dobras e falhas, em direção ao Craton São Francisco. Durante esta fase colisional da Faixa Brasília, as formações mais antigas Lagamar-Serra do Garrote, com idade esteniano-toniana, se sobrepuseram às Formações Santo Antônio do Bonito-Rocinha (Criogeniano-Ediacarano), que por sua vez se sobrepuseram à sucessão de antepaís do Grupo Bambuí (Ediacarano-Cambriano).

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um craton 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. (orgs) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo. p.16-36.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C.P., Martins-Neto M.A. (Eds.) *A Bacia do São Francisco. Geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte, p. 9-30.
- Almeida F.F.M., Brito-Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci. Reviews*, **50**: 77-111.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito-Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Reviews*, **17**: 1-21.
- Almeida F.F.M. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Bol. 241, 36p.

- Alvarenga C.J.S., Oliveira G.D., Vieira L.C., Santos R.V., Baptista M.C., Dantas E.L., 2019. Carbonate chemostratigraphy of the Vazante Group, Brazil: a probable Tonian age. *Precambrian Research*, **331**: 105-378.
- Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Vieira L.C., Lima B.A.F., Mancini L.H. 2014. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonates platforms in the Brasília Belt of Brazil. *Precambrian Research* **251**: 164-180.
- Amaral G. 1968. Contribuições ao conhecimento dos depósitos de Zn-Pb-Cu-Ag da Serra do Poço Verde, Vazante, Estado de Minas Gerais. In: SBG, XXII Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, 13-31.
- Arnott R.W.C. 2010. Deep-Marine sediments and Sedimentary Systems. In: James N.P. & Dalrymple R.W. (Editors) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, Geotext 6. Chapter 2, p.295-322.
- Azmy K., Kendall B., Creaser R. A., Heaman L., Oliveira T. F. 2008. Global correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: Re-Os and U-Pb radiometric age constraints. *Precambrian Research*, **164**: 160-172.
- Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of Sete Lagoas cap carbonate (Bambuú Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova* **19**: 401-406.
- Barbosa, J.S., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* **133**: 1-27.
- Barbosa O. 1965. Série Bambuí. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 19, Rio de Janeiro, 1965. Simp. das Formações Eo-Paleozóicas. DNPM/DGM avulso4, 15p.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I.M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S. 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas — SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000*. CPRM - Brasília.
- Branco J.J.R., Costa M.T. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte, 1961. Roteiro das excursões, p. 6-10.
- Braun O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 22. Belo Horizonte, 1968. Anais, 155-166.

- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brazilian-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**:155-166.
- Boggiani P.C. 2010. Sedimentação antigênica neoproterozoica e mineralizações associadas - um registro não uniformitarista. Tese de Livre Docência, IGC - Universidade de São Paulo. 137p.
- Boggs S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Pearson Prentice Hall, Califórnia. 662p.
- Boujo A., Trompette R., Flicoteaux R., Melfi A.J., Affaton P., Bloy A., Monteiro M.D., Oliveira J.J., Magat P. 1994. Fosfatos sedimentares marinhos de proterozoico médio e superior e do cambriano da África e do Brasil: geologia, mineralogia, geoquímica e importância econômica. *An. Acad. bras. Ci.*, **66** (3), 293-318.
- Caird R.A., Pufahl P.K., Hiatt E.E., Abramc M.B., Rocha A.J.D., Kyser T.K. 2017. Ediacaran stromatolites and intertidal phosphorite of the Salitre Formation, Brazil: Phosphogenesis during the Neoproterozoic Oxygenation Event. *Sedimentary Geology* **350**: 55–71.
- Campos Neto M.C. 1984. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **14**(2): 81-91.
- Carvalho M.O., Valeriano C.M., Neto C.C.A., Oliveira G.D., Heilbron M. 2019. The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes — evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. *Brazilian Journal Geology*, **49**(1), e20180081.
- Cassedane J. 1968. Nota sobre o ambiente de sedimentação das rochas encaixando a mineralização de Vazante (MG). In: SBG, XXII Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, 33-40.
- Caxito F.A., Frei R., Uhlein G.J., Dias T.G., Ártung T.B., Uhlein A. 2018. Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic Oxygenation Event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group. *Brazil. Chem. Geol.* **481**: 119–132.

- Caxito F.A., Halverson G.P., Uhlein A., Stevenson R., Dias T.G., Uhlein G.J. 2012. Marinoan glaciation in east Central Brazil. *Precambrian Research* **200-203**, 38-58.
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology* 10(40), 875–878.
- Chaves M.L.S.C., Medeiros A.B., Chambel L. 2003. Diamantes “Gigantes” do Rio Santo Antônio do Bonito (Coromandel, MG): Origem próxima ou distante? XII Simpósio de Geologia de Minas Gerais. SBG Núcleo Minas Gerais.
- Cloud P.E., Dardenne M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 1673-1676.
- Coelho F.M. 2011. *Aspectos geológicos e mineralógicos da Mina de diamantes de Romaria, Minas Gerais*. Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, São Paulo. 105 p.
- Cook P.J. 1992. Phosphogenesis around the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Journal of the Geological Society*, London **149**(4): 615-620.
- 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** (1): 33–46.
- Corrêa-Gomes L.C., Oliveira E.P. 1997. O enxame radial gigante de diques máficos da província Bahia-Congo: implicações reológicas e tectônicas da presença de uma pluma mantélica na interfície América do Sul-África, 1.0 Ga atrás. In: V SNET-Simp. Nac. Estudos Tectônicos, pp. 54–55.
- Correia C.T., Jost H., Tassinari C.C.G., Girardi V.A.V., Kinni P.D. 1999. Ectasian Mesoproterozoic U–Pb ages (SHRIMP II) for the metavolcanosedimentary sequence of Juscelândia and Indaianópolis and for high grade metamorphosed rocks of Barro Alto stratiform igneous Complex, Goiás State, Central Brazil. In: Second South American Symposium on Isotope Geology. Abstract, Cordoba, pp. 31–33.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **53** (1): 469-500.
- Costa L.A.M., Angeiras A.G., Valença J.G., Stevenazzi V. 1970. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Bol. Geol. Inst. Geociências* **5**: 3-34.

- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1979. *Projeto Coromandel CPRM. Boletim de Sondagens e Análises*. v.2. 166p.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1976. *Projeto Patos de Minas: relatório final de pesquisa*. Belo Horizonte. v.2. 78p.
- Crockford P.W., Wing B.A., Paytan A., Hodgskiss M.S.W., Mayfield K.K., Hayles J.A., Middleton J.E., Ahm A.C., Johnston D.T., Caxito F., Uhlein G., Halverson G.P., Eickmann B., Torres M., Horner T.J. 2019. Barium-isotopic constraints on the origin of post-Marinoan barites. *Earth and Planetary Science Letters* **519**: 234-244.
- Crockford P.W., Hodgskiss M.S., Uhlein G.J., Caxito F., Hayles J.A., Halverson G.P. 2017. Linking Paleocontinents through triple oxygen isotope anomalies. *Geology* **46** (2): 179–182.
- Cukrov N., Alvarenga C.J.S., Uhlein A. 2005. Litofácies de glaciação neoproterozoica nas porções sul do Cráton do São Francisco: exemplos de Jequitaiá (MG) e Cristalina (GO). *Revista Brasileira de Geociências* **35** (1): 69-76.
- Dalrymple R.W. 2010. Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models. In: James N.P. & Dalrymple R.W. (Editors) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada. Geotext 6. p3-18.
- Danderfer A., Lana C.C., Nalini 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.
- Danderfer A., De 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** (1–2): 116–128.
- Dardenne M.A. 2005. Conophytons de Cabeludo, Grupo Vazante (MG) - Construções dolomíticas por ciano-bactérias no Proterozóico. In: Winge M., Schobbenhaus C., Berbert-Born M., Queiroz E.T., Campos D.A., Souza C.R.G. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, Volume II: 303-310.
- Dardenne M.A., Campos J.E.G., Campos Neto M.C. 2005. Estromatólitos colunares no Sumidouro do Córrego Carrapato, Lagamar (MG) - Registro de construções dolomíticas cilindro-cônicas por ciano-bactérias no Proterozóico do Brasil. In: Winge M., Schobbenhaus C., Berbert-Born M., Queiroz E.T., Campos D.A., Souza C.R.G. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*.

- Dardenne M.A. 2001. Lithostratigraphic sedimentary sequences of the Vazante Group. In: A. Misi & J.B.G. Teixeira (eds.) *Proterozoic Base Metal Deposits of Africa and South America*, 1st Field IGCP 450 Workshop, Belo Horizonte and Paracatu, Brazil, p.48-50.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South América*, p.231-264.
- Dardenne M.A., Freitas-Silva F.H., Souza J.C.F., Campos J.E.G. 1998. Evolução tectonosedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: SBG, XXXX Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Resumos, p. 26.
- Dardenne M.A., Freitas-Silva F.H., Nogueira G.M.S., Souza J.F.C. 1997. Depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S.(Coord.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM-CPRM, vol. 4C, p.113 – 122.
- Dardenne M.A., Trompette R., Magalhães R.F., Soares L.A. 1986. Proterozoic and Cambrian phosphorites – regional review: Brazil. In: Cook P.J. & Shergold J.H. (edits): *Proterozoic and Cambrian Phosphorites*. Cambridge, Cambridge Univ. Press, p.116-131.
- Dardenne M.A. 1979. *Les minéralisations de plomb, zinc, flúor du Proterozoique Supérieur dans Le Brésil Central*. University of Paris VI, Doctorate thesis. 251p.
- Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais, 2: 597-610.
- Dardenne, M.A. 1974. Geologia da região de Vazante, Minas Gerais, Brasil. In: SGB, XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Resumos, p.182-185.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodimium Isotope Geochemistry - An Introduction*. Springer-Verlag, 490p.
- Dias P.H.A., Sotero M.P., Matos C.A., Marques E.D., Marinho M.S., Couto-Júnior M.A. 2018. *Área de Relevante Interesse Mineral - ARIM: Distrito Mineral de Paracatu-Unai (Zn-Pb-Cu), MG*. Belo Horizonte: CPRM-BH. 140 p. Série Províncias Minerais do Brasil. Programa de Geologia do Brasil – Série Províncias Minerais do Brasil, n. 14.
- Dias P.H.A., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Seer H.J., Dussin I.A., Valeriano C.M., Kuchenbecker M. 2011. O Grupo Ibiá (Faixa Brasília Meridional): evidências

- isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia colisional tipo *flysch*. *Geonomos* **19**(2): 90-99.
- Drummond J.B.R., Pufahl P.K., Porto C.G., Carvalho M. 2015. Neoproterozoic peritidal phosphorite from the Sete Lagoas Formation (Brazil) and the Precambrian phosphorus cycle. *Sedimentology* **62**(7): 1978–2008.
- Dutra C.V. 2011. Resgatando a memória de nossa geoquímica. História do Instituto de Tecnologia Industrial de Minas Gerais e a atuação do cientista Djalma Guimarães. *Revista Escola de Minas* **64**(3) supl.1: 1-28.
- Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Science Reviews*, **35**, 1–248.
- Fairchild I.J., Kennedy M.J. 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. *Journal of the Geological Society* **164**: 895–921.
- Féboli W.L. 2015. Folha Monte Carmelo - SE.23-YA-V. Carta Geológica - Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. CPRM.
- Féboli W.L., Ribeiro J.H. 2013. Folha Patos de Minas - SE.23-Y-A-VI. Carta Geológica - Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. CPRM.
- Fernandes A.F. 2013. *Tectonoestratigrafia da Faixa Brasília Meridional e Estudo de Casos de Possíveis Rochas Fonte de Diamante, Coromandel-MG*. Dissertação de Mestrado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. 119 p.
- Fianco C.B., Vidotti R.M., Pires A.C.B. 2014. Phosphorite prospecting using ground gamma spectrometry in northeast Goiás State, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica* **32**(4): 1-13.
- Föllmi K.B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews* **40**(1-2): 55-124.
- Fuck R.A., Jardim De Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As Faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco *In*: J. M. L. Dominguez, A. Misi (eds) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.161-185.
- Geboy N.J., Kaufman A.J., Walker R.J., Misi A., Oliveira T.F., Miller K.E., Azmy K., Kendal B., Poulon S.W. 2013. Re–Os age constraints and new observations of Proterozoic glacial deposits in the Vazante Group, Brazil. *Precambrian Research* **238**: 199–213.

- Gehrels G. 2011. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities. In: Busby, C., Azor, A. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Publishing Ltd., UK, p.45–62.
- Gerdes A., Zeh A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* **249**: 47-61.
- Gonçalves G., Filardi R. 2017. *Mapeamento Geológico em escala 1:25.000 da região a leste de Coromandel – MG*. Trabalho Final de Graduação, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 108p.
- Hippertt P., Caxito F.A., Uhlein G.J., Nalini H.A., Sial A.N., Abreu A.T., Nogueira L.B. 2019. The fate of a Neoproterozoic intracratonic marine basin: Trace elements, TOC and IRON speciation geochemistry of the Bambuí Basin, Brazil. *Precambrian Research*, **330**: 101-120.
- Hetzl R., Hampel A. 2005. Slip rate variations on normal faults during glacial–interglacial changes in surface loads. *Nature* **435**: 81-84.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2017. História de Vazante - MG. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/mg/vazante/historico>. Acesso em 22/1/2019.
- Isotta C.A.L., Rocha-Campos A.C., Yoshida R. 1969. Striated pavement of the upper Precambrian glaciation in Brazil. *Nature* **222**: 466-468.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffina W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* **211**: 47-69.
- Jarvis I., Burnett W.C., Nathan Y., Almbaydín F.S.M., Attia A.K. M., Castro L.N., Flicoteaux R., Hilmy M.E., Husain V., Qutawnnah A.A., Serjani A., Zanin Y.N., 1994. Phosphorite geochemistry: state of the art and environmental concerns. *Eclogae Geol. Helv.* **87**: 643–700.
- Karfunkel J., Hoover D., Fernandes A.F., Sgarbi G.N.C., Kambrock K., Oliveira G. D. 2014. Diamonds from the Coromandel Area, West Minas Gerais State, Brazil: an update and new data on surface sources and origin. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(2): 325-338.

- Karfunkel J., Hoppe A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **65**: 1-21.
- Kazakov A.V. 1937. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. In: Himmelfarb B.M., Kazakov A.V., Kurman I.M. (eds.). *Geological Investigations of Agricultural Ores*. Moscow, p. 95–113.
- Klein P.B.W. 2008. *Geoquímica de Rocha Total, Geocronologia de U-Pb e Geologia Isotópica de Sm-Nd das Rochas Ortognáissicas e Unidades Litológicas Associadas da Região Ipameri – Catalão (GO)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Kuchenbecker M., Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Lopes-Silva L., Pimenta F. 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian Journal of Geology* **46**(1): 145-162.
- Lana C., Farina F., Gerdes A., Alkmim A., Gonçalves G.O., Jardim A.C. 2017. Characterization of zircon reference materials: Via high precision U-Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **32**(10): 2011-2023.
- Leal E.D., Forlin R., Silva R.B. 1978. Prospecção de zinco e chumbo na região de Vazante, MG. In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais, 4:1805-1816.
- Lima O.N.B., Uhlein A., Britto W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4-supl.): 204-215.
- Lowe D.R. 1982. Sedimentary gravity flows: II Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **32**: 279-297.
- Ludwig K.R. 2012. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5 rev. Berkeley, EUA. 75p.
- 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. Boletim do Núcleo Minas Gerais – Sociedade Brasileira de Geologia **10**, 171–174.

- Madalosso A. 1979. *Stratigraphy and sedimentation of the Bambuí Group in Paracatu region, MG, Brazil*. Dissertação de Mestrado, University of Missouri. 127p.
- Madalosso A., Valle C.R. 1978. Considerações sobre a Estratigrafia e Sedimentologia do Grupo Bambuí na Região de Paracatu - Morro Agudo (MG). In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais, 2: 622-634.
- Marques C.S.S., Uhlein A., Uhlein G.J. (*submetido*). Stratigraphy and U-Pb Geochronology of the basal units of the Vazante Group: a lateral correlation to the glaciogenic Jequitaiá Formation (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*.
- Marques C.S.S., Uhlein A., Uhlein G.J., Oliveira G.D., Sial A.N., Alvarenga C.J.S. 2015. Geologia e quimioestratigrafia isotópica do Grupo Vazante em Lagamar (MG). *Geonomos*, **23**(1): 26-41.
- Marques C.S.S. 2015. *Geologia e quimioestratigrafia do Grupo Vazante em Lagamar, MG*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 134p.
- Martins-Ferreira M.A.C., Chemale Junior F., Dias A.N.C., Campos J.E.G. 2018. Proterozoic intracontinental basin succession in the western margin of the Sao Francisco Craton: Constraints from detrital zircon geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* **81**: 165-176.
- Martins-Ferreira M.A.C., Campos, J.E.G., Alvarenga C.J.S. 2013. A Formação Jequitaiá na região de Vila Boa, GO: exemplo de sedimentação por geleiras terminais no Neoproterozoico. *Brazilian Journal of Geology* **43** (2): 373-384.
- Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A. 2012. U-Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: constraints on depositional age at Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco Craton. *Precambrian Research* 206-207: 168-181.
- McClellan G.H., Kauwenberg S.J. 1990. Mineralogy of sedimentary apatites. In: Notholt A.J.G. & Jarvis I. (eds.). *Phosphorite research and development*. Geological Society, London, Special Publications, 52, 23-31.
- McLennan S.B. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin B., McKay G. (Eds.) *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, p.: 169–200.

- Misi A., Azmy K., Kaufman A.J., Oliveira T.F., Sanches A.L., Oliveira G.D. 2014. Review of the geological and geochronological framework of the Vazante sequence, Minas Gerais, Brazil: Implications to metallogenic and phosphogenic models. *Ore Geology Reviews* **63**: 76–90.
- Misi A., Kaufman A.J., Azmy K., Dardenne M.A., Sial A.N., Oliveira T.F. 2011. Neoproterozoic successions of the Sao Francisco craton, Brazil: the Bambuí, Una, Vazante and Vaza Barris/Miaba groups and their glaciogenic deposits. Geological Society, London, *Memoirs* **36**: 509-522.
- Misi A. 2001. Estratigrafia Isotópica das Sequências do Supergrupo São Francisco, Coberturas Neoproterozóicas do Cráton do São Francisco: Idade e Correlações. In: Claiton Piva Pinto; Marcelo A. Martins Neto. (Org.). *Bacia do São Francisco, Geologia e Recursos Naturais*. 1 ed. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, v. 1, p. 67-92.
- Monteiro C.F. 2009. *Fosforitos do Grupo Bambuí na região de Campos Belos (GO)/Arraias (TO), na borda oeste do Cráton São Francisco*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Juliani C., Bello R.M.S., Oliveira T.F. 2006. Geology, petrography and mineral chemistry of the Vazante non-sulfide and Ambrósia and Fagundes sulfide-rich carbonate-hosted Zn-(Pb) deposits, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews* **28**: 201-234.
- Monteiro L.V.S. 2002. *Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Fagundes e Ambrósia, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais*. IGC-USP, Tese de Doutorado, 317p.
- Moraes R., Fuck R.A., Pimentel M.M., Gioia S.M.C.L., Hollanda H.B.M., Armstrong R. 2006. The bimodal rift-related Juscelândia volcanosedimentary sequence in central Brazil: mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences* **20** (4): 287–301.
- Moreira D.S., Uhlein A., Dussin I.A., Uhlein G.J., Misuzaki A.M.P. (*submetido*). A Cambrian Age for the Upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Moura F.G 2018. *Geologia do Grupo Quilombo e seu embasamento cristalino na região de Unaí-MG*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília. 79p.

- Mourão M.A.A. 1995. *A unidade fosfática da Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço (região de Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais): petrografia, geoquímica e considerações genéticas*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 124 p.
- Nelson G.J., Pufahl P.K., Hiatt E.E. 2010. Paleooceanographic constraints on Precambrian phosphorite accumulation, Baraga Group, Michigan, USA. *Sedimentary Geology* **226**(1-4): 9-21.
- Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal South American Earth Sciences* **13**: 225–239.
- Nogueira G.M.S. 1993. *Enquadramento litoestratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do Depósito Fosfático de Lagamar, MG - Formação Vazante - Proterozóico Médio*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília. 134p.
- Oliveira G.D. 2013. *Reconstrução Paleoambiental e Químioestratigrafia dos Carbonatos Hospedeiros do depósito de Zinco Silicatado de Vazante, MG*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 86p.
- Olivo G.R., Monteiro L.V.S., Baia F., Slezak P., Carvalho I., Fernandes N., Oliveira G.D., Neto B.B., McGladrey A., Silva A.M., Moura M.A., Layton-Matthews D. 2018. The Proterozoic Vazante Hypogene Zinc Silicate District, Minas Gerais, Brazil: A Review of the Ore System Applied to Mineral Exploration. *Minerals* **8** (22): 1-17.
- Okubo J., Muscente A., Luvizotto G.L., Uhlein G.J., Warren L. 2018. Phosphogenesis, aragonite fan formation and seafloor environments following the Marinoan glaciation. *Precambrian Research* **311**: 24–36.
- Panniago L.N. 2011. *Características descritivas e genéticas do depósito de Zn-Pb de Morro Agudo, Grupo Vazante*. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 120p.
- Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C.M., Martins M.S., Queiroga G., Vilela F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields, G. (Eds.), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*, Memoir 36. Geological Society of London, London, pp. 523-534.

- Pimentel M. M., Rodrigues J. B., Della Giustina M.E.S, Junges S. Matteini M., Armstrong R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal of South American Earth Sciences* **31**: 345-357.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D.P., Seer H., Dantas E.L. 2001. Nd Isotopes and the Provenance of Detrital Sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **14** (6): 571–585.
- Pimentel M.M., Machado N., Lobato L.M. 1994. Geocronologia U-Pb de rochas graníticas e gnássicas da região de Lagoa Real, Bahia, e implicações para a idade da mineralização de Urânio. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú. Anais, 2, pp. 389–390.
- Pinho J.M.M., Féboli W.L., Signorelli, N., Tuller M.P., Brito D.C., Ribeiro J.H., Baptista M.C., Silva R.N. 2017. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo, Patos de Minas. Projeto Vazante-Paracatu, Estado de Minas Gerais e Goiás: texto explicativo*. CPRM - Programa Geologia Brasil. Belo Horizonte. 356p.
- Planavsky N.J., Rouxel O.J., Bekker A., Lalonde S.V., Konhauser K.O., Reinhard C.T., Lyons T.W. 2010. The evolution of the marine phosphate reservoir. *Nature* **467**: 1088–1090.
- Pufahl P.K., Groat L.A. 2017. Sedimentary and Igneous Phosphate Deposits: Formation and Exploration: An Invited Paper. *Economic Geology* **112**: 483–516.
- Pufahl P., Abram M.B., Moraes Filho J.C., Brilhante J.R., Porto C.G., Pinho J.M.M. 2016. Correlação preliminar de rochas sedimentares fosfáticas do Grupo Bambuí, Bacia do São Francisco, nas regiões de Campos Belos nos Estados de Tocantins/Goiás e Lagamar, em Minas Gerais. In: Abram M.B., Cunha I.A., Almeida R.C. (orgs.). *Projeto Fosfato Brasil - Parte II*. CPRM. p. 606-620.
- Pufahl P.K., Hiatt E.E. 2012. Oxygenation of the Earth's atmosphere–ocean system: a review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology* **32**: 1–20.
- Pufahl P.K. 2010. Bioelemental Sediments – Chapter 20. In: James N.P. & Dalrymple R.W. (eds.). *Facies models 4*. Canada: Geological Association of Canada. p. 477-503.

- Reis H.L.S., Alkmim F.F., Fonseca R.C.S., Nascimento T.C., Suss J.F., Prevatti L.D. 2017. The São Francisco Basin. Chapter 7, p.117-143. In: *São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (Eds.).
- Renne, P.R., Onstott, T.C., D'Agrella-Filho, M.S., Pacca, I.G., Teixeira, W., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0–1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101, 349–366.
- Ribeiro J. H., Féboli W. L. 2013. Folha Coromandel - SE.23-Y-A-II. Carta Geológica - Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. CPRM.
- Rocha Araújo P.R., Flicoteaux R., Parron C., Trompette R. 1992. Phosforites of Rocinha mine – Patos de Minas (Minas Gerais, Brazil): genesis and evolution of a middle Proterozoic deposit tectonized by Brasiliano Orogeny. *Economic Geology* **87**: 332-351.
- Rocha-Campos A.C., Young G.M., Santos P.R. 1996. Re-examination of a striated pavement near Jequitaiá, MG: implications for proterozoic stratigraphy and glacial geology. *An. Academia Brasileira de Ciências* **68** (4): 593.
- Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Buhn B., Matteini M., Dardenne M.A., Alvarenga C.J.S., Armstrong R.A. 2012. Provenance of the Vazante Group: New U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research* **21**(2-3): 439-450.
- Rodrigues J.B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília. 128p.
- Salgado S.S., Ferreira Filho C.F., Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., Stevenson R., 2016. The Ni-Cu-PGE mineralized Brejo Seco mafic-ultramafic layered intrusion, Riacho do Pontal Orogen: onset of Tonian (ca. 900 Ma) continental rifting in Northeast Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* **70**: 324–339.
- Sanches A.L. 2012. *Fosforitos Neoproterozoicos dos Grupos Vazante (MG) e Una (BA): Origem, Idades e Correlações*. Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, 158p.
- Sanches A.L., Misi A., Kaufmann A.J., Azmy K. 2007. As sucessões carbonáticas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, **37** (4): 182-194.

- Santos M.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A.S., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research* **41**(3): 335-358.
- Santos M.N., Chemale Jr. F., Dussin I.A., Martins M.S., Queiroga G., Pinto R.T.R., Santos A.N., Armstrong R. 2015. Provenance and paleogeographic reconstruction of a mesoproterozoic intracratonic sag basin (Upper Espinhaço Basin, Brazil). *Sedimentary Geology* **318**: 40–57.
- 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, Balneário Camboriú. Anais, 2, pp. 397–399.
- Silva L.C., Armstrong R., Delgado I.M., Pimentel M.M., Arcanjo J.B., Melo R.C., Teixeira L.R., Jost H., Cardoso Filho J.M., Pereira L.H.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* **32** (4): 501–512.
- Signorelli N., Pinho J.M.M., Tuller M.P., Baptista M.C., Brito D.C. 2013. Folha Lagamar - SE.23-Y-A-III. Carta Geológica – Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. CPRM.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, 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 e a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, 249, 1-35.
- Souza C.F. 1997 *Litoestratigrafia e sedimentologia da Formação Vazante na região de Coromandel – MG*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 76p.
- Sotero M.P., Caxito F.A., Dias P.H.A., Sotero B.A. 2019. Análise de fácies e ambientes deposicionais do Grupo Vazante na região da mina de Morro Agudo, Paracatu, noroeste do estado de Minas Gerais. *Geologia USP, Série Científica* **19** (2): 195-214.

- Sotero M.P. 2019. *Sedimentologia e estratigrafia isotópica de carbono e oxigênio do Grupo Vazante na região de Morro Agudo, Paracatu/MG*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 92p.
- Stoker M.S. 1995. The influence of glaciogenic sedimentation on slope-apron development on the continental margin of Northwest Britain. In: Scrutton, R. A., Stoker, M. S., Shimmield, G. B. & Tudhope, A. W. (eds). *The Tectonics, Sedimentation and Palaeoceanography of the North Atlantic Region*. Geological Society Special Publication No.90. p.159-177.
- Stow D.A.V. 1985. Deep-sea clastics: where are we and where are we going? In: P. J. Brenchley & B. P. J. Williams. *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, Vol. 18. p.67-93.
- Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C.M., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research* **78**: 151–164.
- Teles L.S.B. 2019. *Caracterização, gênese e correlação estratigráfica dos fosforitos da região de Coromandel - MG*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília. 92p.
- Uhlein A., Marques C.S.S., Uhlein G.J. 2018. Fertilizantes provenientes de depósitos sedimentares de fosfato e de potássio pré-cambrianos. In: *Recursos Minerais de Minas Gerais. Síntese do conhecimento sobre as riquezas minerais, história geológica, e meio ambiente e mineração de Minas Gerais*. Pedrosa-Soares, A.C.; Voll, E.; Cunha, E.C. (coord.). Belo Horizonte: Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais (CODEMGE).
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Trompette R.R. 2011. The glaciogenic Jequitaí Formation, southeastern Brazil. In: Arnaud E., Halverson G.P. and Shields-Zhou G.(Eds.) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society of London, London, Memoir vol. 36: 51–66.
- Uhlein G.J., Uhlein A., Pereira E., Caxito F.A., Okubo J., Warren L., Sial A.N. 2019. Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **517**: 39–51.
- Uhlein G.J., Uhlein A., Stevenson R., Halverson G.P., Caxito F.A., Cox G.M. 2017. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin

- cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research* **299**: 101–116.
- Uhlein G.J., Uhlein A., Halverson G.P., Stevenson R., Caxito F.A., Cox G.M., Carvalho J.F.M.G. 2016. The Carrancas Formation, Bambuí Group: A record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **71**: 1-16.
- Valeriano C.M. 2017. The southern Brasília Belt. In: Heibron et al. (eds.) São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. p.189-203.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds), *Geologia do continente Sul-Americano – Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 575-592.
- 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 the Earth sciences, principles and applications*. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series 29, 239–243.
- Vesely F.F., Rodrigues M.C.N.L., Rosa E.L.M. da, Amato J.A., Trzaskos B., Isbell J.L., Fedorchuk N.D. 2018. Recurrent emplacement of non-glacial diamictite during the late Paleozoic ice age. *Geology* **46**(7): 615–618.
- Vogel A.I. 1981. *Química Analítica Qualitativa*. Editora Mestre Jou, São Paulo, 665p.
- Xiao S. & Tang Q. 2018. After the boring billion and before the freezing millions: evolutionary patterns and innovations in the Tonian Period. *Emerging Topics in Life Sciences* **2** (2): 161-171.
- Walker R.G. 1992. Turbidites and Submarine fans. In: Walker R.G. & James N.P. eds. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Geotext 1. Chapter 13, P.239-275.
- Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.P.E., 2000. The north African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. *Mar. Petrol. Geol.*, **17**, 253–265.
- Zhang, Y., Pufahl, P.K., Du, Y., Chen, g., Liu, J., Chend, Q., Wang, Z., Yu, W. (2019). Economic phosphorite from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China, and the Neoproterozoic-Cambrian Phosphogenic Event. *Sedimentary Geology*, **388**, 1–19.

ANEXOS

Anexo A: Preparação para análise isotópica U-Pb (DEGEO - UFOP)

Após a moagem das 3 amostras deste trabalho, o pó resultante encontrava-se guardado individualmente em placas de petri, enviadas para o LOPAG (Laboratório de preparação de amostras para geocronologia). Após a primeira separação magnética manual (Figura 10A), olhou-se na lupa com aumento de 4x. Observou-se que no geral os grãos são de pequenas dimensões e arredondados, com alguns prismáticos, e uma quantidade considerável de grãos de zircão. A amostra passou por separação com líquidos pesados e no separador eletromagnético Frantz (Figura 10B).



Figura 10. A) Separação magnética manual; B) Separador eletromagnético Frantz.

Após esta separação refinada, as 3 amostras já apresentavam mais de 90% de zircão e, assim sendo, não foi necessário selecionar e separar o zircão de outros grãos (Figura 11 A e B). Estes grãos de zircão são na maioria incolores, preservando melhor o chumbo dando idades com maior precisão. Olhou-se de novo na lupa 4x, luz amarela (Figura 11C e D).

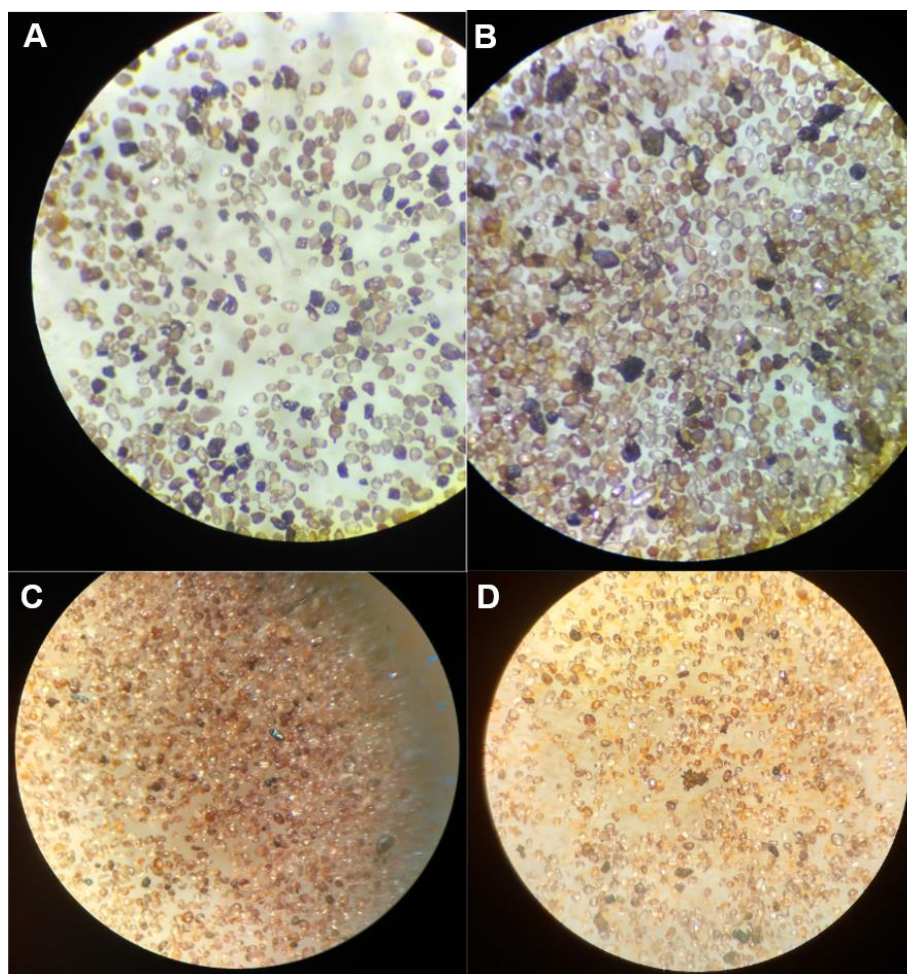


Figura 11. A e B) Lupa 4x antes da separação refinada; C e D) Lupa 4x após separação refinada.

Em seguida procedeu-se à montagem da pastilha pelo Método da Flor. Os grãos são colocados agrupados em pétalas, onde cada pétala é uma amostra (Figura 12A e B), e estes grãos (zircão e outros restantes) são pipetados. Como estas amostras apresentavam desde o início muitos grãos de zircão, não foi necessário catar apenas os grãos de zircão. Foram assim pipetados todos os grãos, gerando assim uma amostragem totalmente aleatória e representativa. Cada pétala possui um marcador, pedaço de magnetita de tamanho maior do que a amostra para se destacar (Figura 12C). Este marcador para além de ser usado para numerar a pétala na escala de olho nu e na lupa, serve também como referência para comparação com os outros grãos no MEV mais à frente no processo.

Os grãos de zircão embebidos em álcool foram pipetados da placa de petri e distribuídos em cada círculo respectivamente. Esta “flor” está colocada em cima de uma fita adesiva. Ao derramar o líquido de álcool com grãos de zircão não se deve mexer no líquido, pois pode destruir e misturar com a cola da fita adesiva. Depois de secos, os

zircões foram espalhados pelo círculo e alguns em excesso retirados. Para colocar resina na “flor”/pastilha usou-se 8 gotas de resina *Epoxi Araldite Gy 257* e uma gota de endurecedor (*Hansen Triple*). A proporção simplificada é de 8/1, no total adaptada para uma proporção 56/9. A resina aplicou-se com auxílio de uma mini-colher de plástico, vagarosamente para não mexer os grãos (Figura 12D). Após este procedimento deixou-se secar um dia no mínimo.

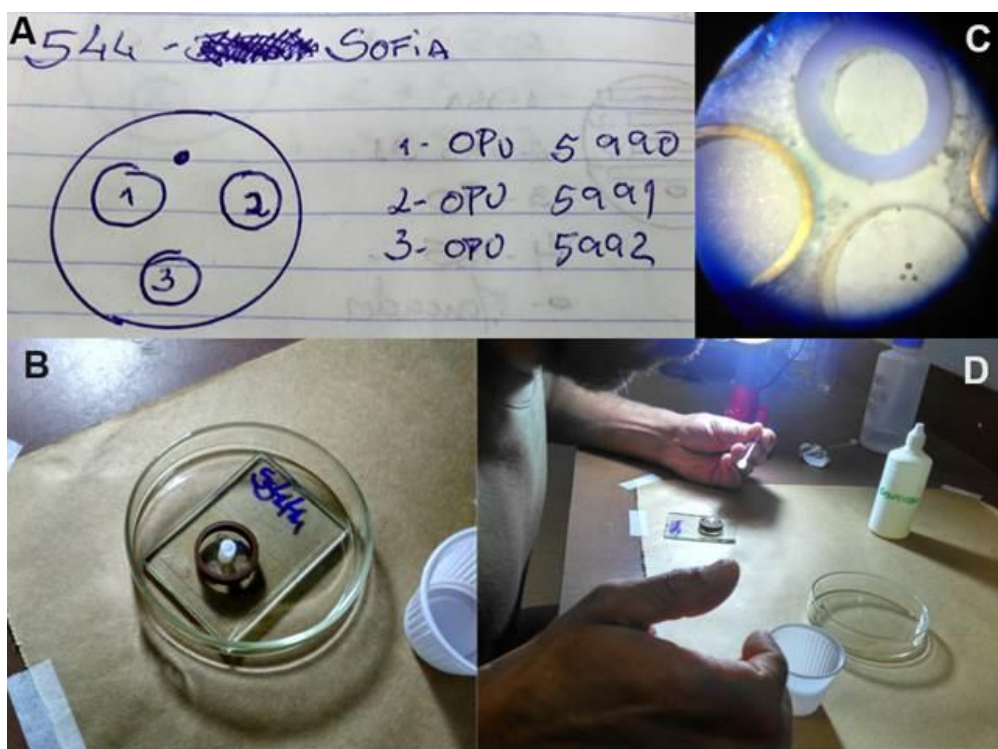


Figura 12. A e B) Procedimento Método da Flor. 1 - 5990 (Amostra RG01); 2 – 5991 (Amostra RG26); 3 – 5992 (Amostra RG51). C) Marcador visual de magnetita. D) Aplicação da resina para montar a pastilha.

Antes do polimento dos grãos, colocou-se a pastilha na estufa aproximadamente 40 minutos, a uma temperatura de 60 °C (Figura 13A). Antes de serem polidos, os zircões foram espalhados e ajustados com pinça e a pastilha foi limpa com álcool para retirar resíduos sobranes da fita adesiva. Procedeu-se depois ao polimento com uma Panambra elétrica de lixa de veludo para não ser tão abrasiva (Figura 13B). Usou-se força braçal moderada para ir desgastando lentamente. Parou-se a rotação da máquina de 3 em 3 minutos para verificar ao microscópio se o interior do grão de zircão já estavam aparecendo. Após polimento, a pastilha foi para um limpador ultrassônico.



Figura 13. A) Estufa usada para amolecimento de resina; B) Panambra elétrica para polimento dos grãos.

Passando ao processo de imageamento de zircão, este foi realizado no MICROLAB (Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura). Antes deste tipo de imageamento, para evitar que se formem cargas elétricas, é aplicada uma cobertura de material condutor por todo o *mount*/pastilha (Figura 14A). Para tal coloca-se na máquina de incandescência do carbono (Figura 14B) e espera-se até a amostra ficar 250A ° (cor azul) (Figura 14C).

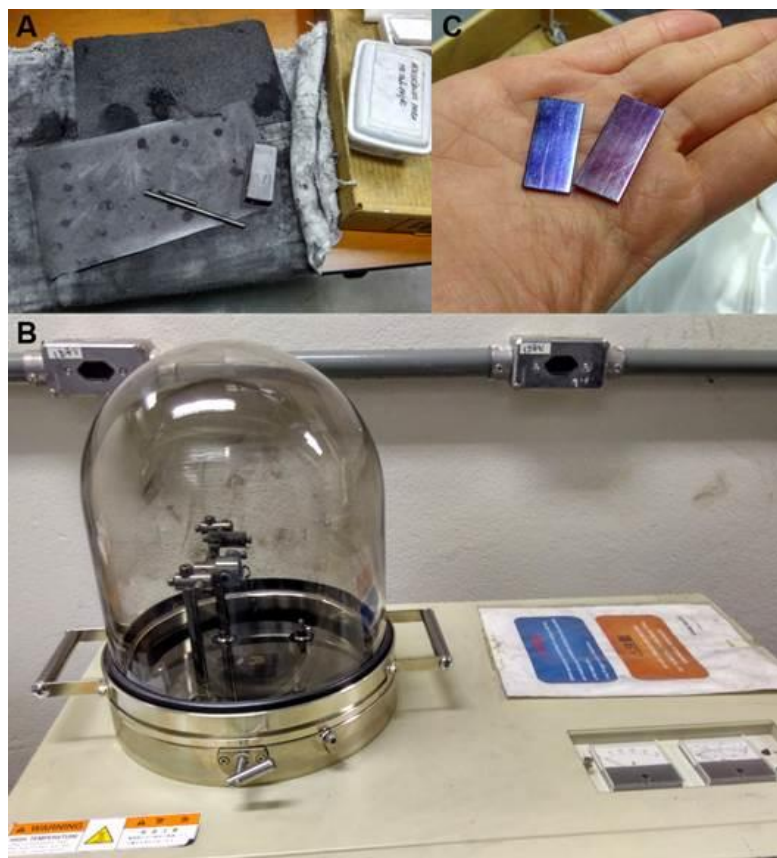


Figura 14. Preparação dos grãos de zircão para imageamento: A) Carbono; B) Metalização; C) Tons incandescentes.

Colocou-se a pastilha no MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) em vácuo. Este MEV vem acoplado com catodoluminescência (acoplado deitado), e EDS (usado para química, acoplado na diagonal) (Figura 15). Para imagear zircão, usou-se a catodoluminescência. Neste usou-se o retroespalhado, onde as porções mais escuras do grão são as mais ricas em urânio. Para o arquivo da imagem usou-se o *Scan 4* (90x).

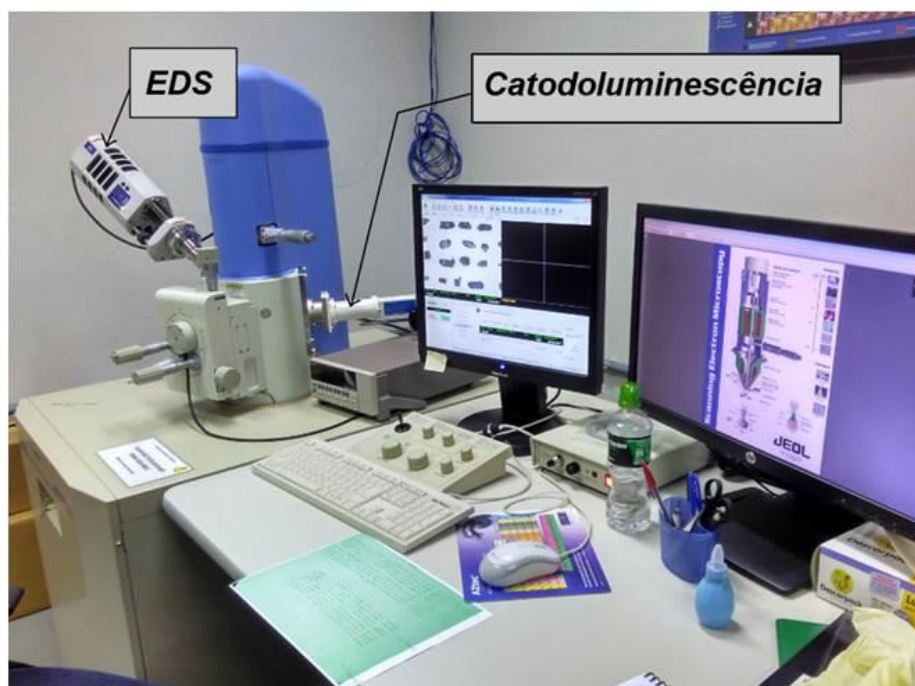


Figura 15. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) marca *JSM 6510*, e catodoluminescência *Deben Centaurus Operation V13.0*.

No Laboratório de Geoquímica Isotópica, a pastilha com as amostras foi colocada na gaveta do espectrômetro, aplicando o processo de limpar o ar e formar o vácuo. As imagens do MEV foram organizadas no *power point* para formar uma imagem geral de cada amostra a fim de melhor visualizar e selecionar o local dos tiros.

Usando a imagem de catodoluminescência dos grãos de zircão, junto com o programa de fotos “Laser ablation system” Photo Machines, selecionou-se os pontos onde foi dado o tiro do laser. Grãos ígneos e metamórficos foram amostrados. Evitaram-se fraturas, selecionando porções homogêneas, dentro da borda ou do centro. Estes tiros são alternativamente realizados na amostra e nos grãos de amostra padrão que serve como guia para calibração da máquina (Figura 16A). Primeiro calibrou-se o medidor de massa, e selecionou-se o lugar do tiro na imagem com todos os grãos de cada amostra

das imagens do MEV (Figura 16B). As amostras-padrão utilizadas para calibrar os dados foram: Primário GJ \pm 602 Ma, e, Secundários os BB \pm 560 Ma e Plesovice \pm 337 Ma. O espectrômetro ficou rodando de madrugada, realizando os tiros nos lugares predefinidos.

A etapa final é a de processamento de dados pelo *Glitter Program v.4.4.4*. No geral os dados recolhidos destas amostras estão aceitáveis, isto é, a maioria aparecem na curva da concórdia (Figura 16C). Porém, ainda foi necessário colocar alguns pontos espalhados na curva de concórdia, selecionando a porção melhor do sinal aberto. Algumas porções do sinal aberto são descartados, pois mesmo selecionando a melhor porção, o ponto coincide com curva de concórdia. Alguns pontos (“nuvens”) vão-se formando em cima da curva, correspondendo a algumas famílias de proveniência.

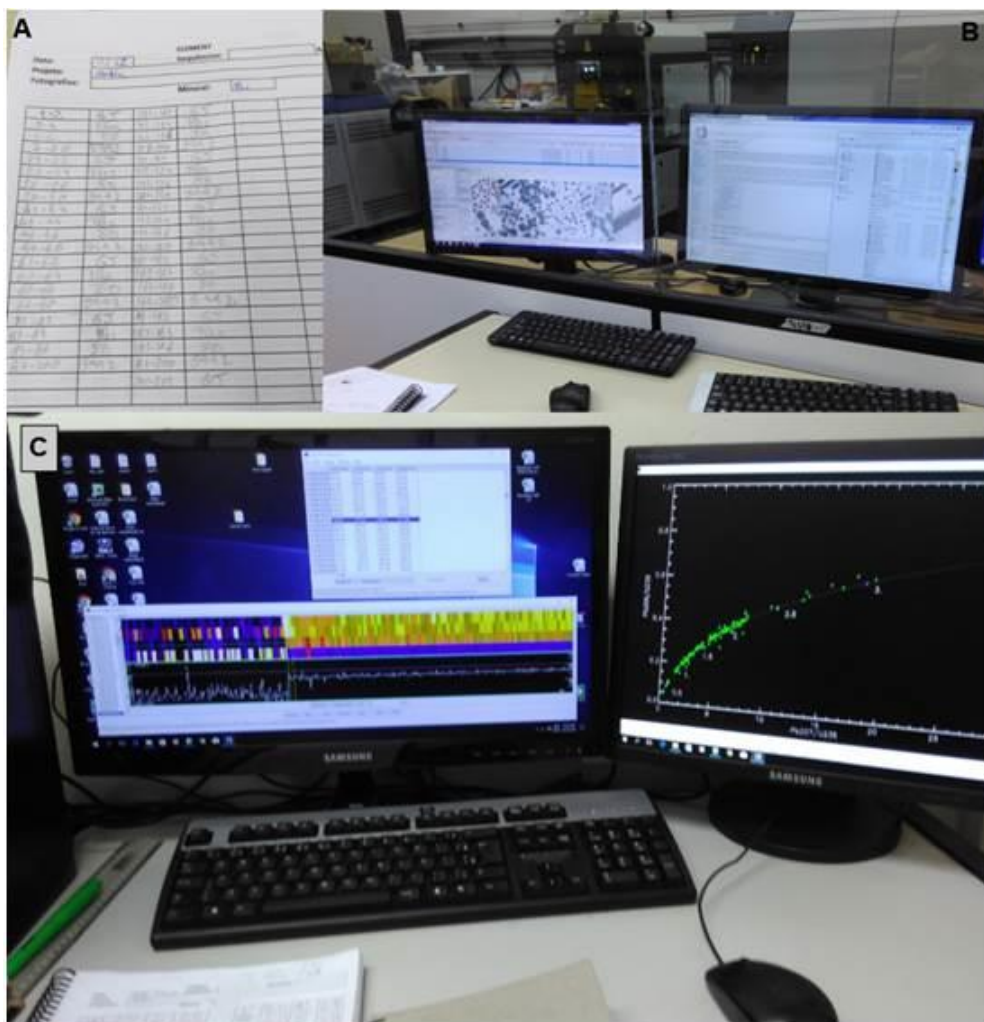


Figura 16. A) Registro identificador de tiros; B) Seleção de local de tiros com *Laser ablation system Photo Machines*; C) Selecionar melhor porção do sinal com *Glitter Program v.4.4.4*.

Anexo B: Preparação para análise isotópica Sm-Nd (SEPURA – UFMG)

Depois de britadas manualmente, 12 amostras foram moídas no laboratório SEPURA (Separação Mineral de Alta Pureza) no CPMTC (Centro de Pesquisa Manuel Teixeira da Costa/IGC-UFMG) num moinho Modelo MPV-1, em panela de tungstênio (Figura 17 A e B). Em cada amostra executou-se o seguinte procedimento. Primeiramente, cria-se ambiente para amostra (contaminar/ambientar a panela com a própria amostra) moendo durante 1 minuto. Nesta etapa requer limpeza apenas de papel. Para a moagem de amostra a ser realmente amostrada, o tempo de moagem foi de 3 minutos. Esta etapa requer limpeza lavagem, secagem e limpeza com álcool. Tratando-se principalmente de pelitos e rochas bastante friáveis, este tempo de moagem algumas vezes foi menor.



Figura 17. Moagem de amostras para Sm-Nd: A) Moinho elétrico Modelo MPV-1; B) Panela de tungstênio.