

Ciências Exatas e da Terra



Túlio Delôgo Tavares

**PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR
DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS
NO SINCLINAL DE BUENÓPOLIS (MG)**

PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA
FORMAÇÃO TRÊS MARIAS NO
SINCLINAL DE BUENÓPOLIS/MG



UFOP

Universidade Federal
de Ouro Preto

Reitora

Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Hermínio Arias Nalini Jr.



editora**UFOP**

Diretor Executivo

José Rubens Lima Jardimino

Coordenador Editorial

Daniel Ribeiro Pires

Assessor da Editora

Alvimar Ambrósio

Diretoria

Francisco José Daher Jr (Coord. de Comunicação Institucional)
Paulo de Tarso Amorim Castro (Presidente do Conselho Editorial)

Marcos Eduardo Carvalho Golçalves Knupp (PROEX)

Sérgio Francisco Aquino (PROPP)

Tânia Rossi Garbin (PROGRAD)

Daniel Ribeiro Pires (Representante TAE)

Conselho Editorial

Prof. Dr. Adriano Medeiros da Rocha

Prof. Dr. Douglas da Silva Tinti

Prof. Dr. Flávio Pinto Valle

Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro

Túlio Delôgo Tavares

PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA
FORMAÇÃO TRÊS MARIAS NO
SINCLINAL DE BUENÓPOLIS/MG

Ouro Preto
2024



© EDUFOP

Coordenação Editorial

Daniel Ribeiro Pires

Capa

Editora UFOP

Diagramação

Propagare Ltda.

Ficha Catalográfica

(Elaborado por: Elton Ferreira de Mattos - CRB6-2824, SISBIN/UFOP)

T231p Tavares, Delôgo Tavares.

Proveniência sedimentar da formação Três Marias no Sinclinal de Buenópolis/MG [recurso eletrônico] / Túlio Delôgo Tavares. –1. ed. – Ouro Preto : Editora UFOP, 2024.

1 recurso online.

Publicação digital (e-book) no formato PDF

1. Geologia estratificada. 2. Geocronologia. 3. Geologia. I. Título.

CDU: 551.7

ISBN 978-65-83410-02-3

Todos os direitos reservados à Editora UFOP. Nenhuma parte desta obra poderá ser reproduzida, arquivada ou transmitida por qualquer meio ou forma sem prévia permissão por escrito da Editora. A originalidade dos conteúdos e o uso de imagens são de responsabilidade dos autores da obra.

“Obra aprovada no Edital Discente 03/2020 e publicada apenas no ano de 2024 em decorrência dos prejuízos operacionais causados pela PANDEMIA DO COVID-19.”

EDITORA UFOP

Campus Morro do Cruzeiro

Centro de Comunicação Institucional, 2º andar

Ouro Preto / MG, 35400-000

www.editora.ufop.br / editora@ufop.edu.br

(31) 3559-1463

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida e tudo que ela traz consigo.

A todas as pessoas e instituições que contribuíram na concretização deste trabalho, em especial:

À minha família, sobretudo à minha mãe, pelo apoio incondicional, ainda que muitas vezes sem terem a compreensão do significado geológico desta obra e por compreenderem o motivo da minha distância física;

Aos orientadores, Fernando Flecha Alkmim e Maximiliano de Souza Martins, pela oportunidade e pela orientação nos estudos, além dos estímulos constantes e por se dedicarem a transmitir seus conhecimentos em discussões geológicas ao longo destes últimos anos;

Ao programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais e Evolução Crustal do Departamento de Geologia, à Escola de Minas, à UFOP e a todos os seus servidores, pelo ensino público e de excelência;

À CAPES, pela concessão da bolsa e à Petrobrás (Petróleo Brasileiro S.A.), pelo apoio financeiro às despesas deste projeto;

Aos colegas do DEGEO/UFOP, pela amizade;

Por fim, agradeço ainda a um incontável número de pessoas que indiretamente, embora sem perceberem e de forma tão sutil, contribuíram muito em todos os aspectos para que eu chegasse até aqui.

*“How many roads must a man walk down
Before you can call him a man?
(...) how many years can a mountain exist
Before it's washed to the sea?
(...) the answer, my friend, is blowin' in the wind
The answer is blowin' in the wind”*
Bob Dylan - Blowin' in the wind

“Mestre não é quem sempre ensina, mas quem de repente aprende”
Guimarães Rosa – Grande sertão veredas

Esta obra foi selecionada pelo Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da Universidade Federal de Ouro Preto, a partir do Edital n° 003/2020 da Editora UFOP, para editoração eletrônica de trabalhos originados de teses e dissertações.

Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação

Pró-Reitor Prof. Dr. Sérgio Francisco Aquino

Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais

Coordenadora Profa. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga

Orientador Prof. Dr. Fernando Flecha Alkmim

Comissão Editorial

Profa. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga

Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira

Prof. Dr. Humberto Siqueira Reis

SUMÁRIO

17 PREFÁCIO

CAPÍTULO 1

19 INTRODUÇÃO

19 1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

19 1.2 NATUREZA DO PROBLEMA E RELEVÂNCIA DO ESTUDO

22 1.3 OBJETIVOS

23 1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO

24 1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

29 1.6 ESTRUTURAÇÃO DO LIVRO

CAPÍTULO 2

31 GEOLOGIA REGIONAL

31 2.1 INTRODUÇÃO

33 2.2 GRUPO BAMBUÍ

45 2.3 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO ESTÁGIO ANTEPAÍS DA BACIA DO
SÃO FRANCISCO

CAPÍTULO 3

49 GEOLOGIA LOCAL DO SINCLINAL BUENÓPOLIS

50 3.1 ESTRATIGRAFIA LOCAL

51 3.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL LOCAL

CAPÍTULO 4

57 ESTRATIGRAFIA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA FORMAÇÃO
TRÊS MARIAS NO SINCLINAL DE BUENÓPOLIS

57 4.1 ESTRATIGRAFIA

71 4.2 PETROGRAFIA MICROSCÓPICA

73 4.2.2 Composição mineral

89 4.3 GEOCRONOLOGIA

CAPÍTULO 5

99 DISCUSSÕES

99 5.1 ESTRATIGRAFIA

100 5.2 PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

103 5.3 IDADE DE MÁXIMA DEPOSIÇÃO

107 5.4 PETROGRAFIA E HISTÓRIA PÓS-DEPOSICIONAL

CAPÍTULO 6

111 CONCLUSÕES

113 REFERÊNCIAS

145 SOBRE O AUTOR

LISTA DE FIGURAS

- 22 **Figura 1. 1** - Mapa geológico esquemático da porção sul da Bacia do São Francisco
- 23 **Figura 1. 2** - Localização da área de estudo.
- 32 **Figura 2. 1** - Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco no cenário do cráton homônimo
- 33 **Figura 2. 2** - Carta estratigráfica da seção pré-cambriana da Bacia do São Francisco
- 44 **Figura 2. 3** - Mapa tectônico simplificado da porção sul da Bacia do São Francisco,
- 47 **Figura 2. 4** - Evolução geotectônica do estágio de antepaís da Bacia do São Francisco
- 49 **Figura 3. 1** - (A) Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco no cenário do cráton homônimo (Modificado de REIS et al., 2017). (B) Mapa litológico simplificado da região do sinclinal de Buenópolis
- 50 **Figura 3. 2** - Mapa geológico da área de estudo
- 53 **Figura 3. 3** - Estereograma de polos dos acamamentos (S_0).
- 54 **Figura 3. 4** - Estereograma de polos da foliação ($S1$).
- 55 **Figura 3. 5** - Estereograma da lineação de interseção (Li).
- 56 **Figura 3. 6** - Estereograma de polos da clivagem espaçada.
- 59 **Figura 4. 1** - Fácies Cg.
- 60 **Figura 4. 2** - Fácies AmS.
- 61 **Figura 4. 3** - Fácies Aca.
- 62 **Figura 4. 4** - Fácies Act.
- 63 **Figura 4. 5** - Fácies Ahs.
- 64 **Figura 4. 6** - Fácies App.
- 65 **Figura 4. 7** - Fácies Acba.
- 66 **Figura 4. 8** - Fácies Spp.

- 68 **Figura 4. 9** - Empilhamento vertical das associações de fácies da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis
- 73 **Figura 4. 10** - Fotomicrografias demonstrando as características texturais dos arenitos, demonstrando baixa maturidade textural.
- 74 **Figura 4. 11** - Classificação dos arenitos segundo Folk (1974).
- 75 **Figura 4. 12** - Fotomicrografias dos constituintes detríticos.
- 76 **Figura 4. 13** - Fotomicrografias dos constituintes detríticos
- 77 **Figura 4. 14** - Fotomicrografias dos tipos de grãos detríticos de minerais acessórios
- 80 **Figura 4. 15** - Evolução temporal das fases diagenéticas dos arenitos da Formação Três Marias
- 82 **Figura 4. 16** - Fotomicrografias dos processos diagenéticos dos arenitos da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis
- 85 **Figura 4. 17** - Fotomicrografias dos processos diagenéticos dos arenitos da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis
- 88 **Figura 4. 18** - Fotomicrografias dos processos diagenéticos dos arenitos a Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis
- 89 **Figura 4. 19** - Fotomicrografias dos processos diagenéticos dos arenitos da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis.
- 91 **Figura 4. 20** - Mapa geológico detalhado da área de estudo com localização de perfis estratigráficos e amostras para geocronologia.
- 92 **Figura 4. 21** - Imagens de catodoluminescência de alguns grãos de zircão detríticos das amostras da Formação Três Marias. Os pontos de medição U – Pb indicados.
- 93 **Figura 4. 22** - Diagramas de distribuição de densidade e probabilidade das idades.
- 94 **Figura 4. 23** - Clusters $YC2\sigma$ (3+) de cada amostra com as respectivas idades médias ponderadas das amostras.
- 102 **Figura 5. 1** - Mapa geológico esquemático da porção sul da Bacia do São Francisco e de prováveis fontes de sedimentos localizado no orógeno Araçuaí

- 106 **Figura 5. 2** - Seções geológicas esquemáticas da interface entre Orógeno Araçuaí e Bacia do São Francisco na região do Sinclinal de Buenópolis
- 109 **Figura 5. 3** - Perfil geológico esquemático das fases diagenéticas segundo Choquette & Pray (1970)

LISTA DE TABELAS E QUADROS

- 37 **Quadro 2. 1** - Comparativo da divisão litoestratigráfica e ambientes de sedimentação das unidades do Grupo Bambuí.
- 67 **Quadro 4. 1** - Fácies sedimentar identificadas no estudo.
- 68 **Quadro 4. 2** - Associação de fácies e interpretações dos ambientes de deposição.
- 71 **Quadro 4. 3** - Lâminas delgadas descritas.
- 73 **Quadro 4. 4** - Composição mineralógica das amostras dos arenitos da Formação Três Marias.
- 95 **Quadro 4. 5** - Idades máximas deposição obtidas de acordo com quatro métricas (vide texto para explicação).

PREFÁCIO

As idades do Grupo Bambuí, uma das questões críticas para uma melhor compreensão da história da bacia do São Francisco e de suas correlações globais, ainda é assunto de debate na literatura. Para contribuir com este debate, o estudo ora apresentado investiga uma ocorrência singular da Formação Três Marias, unidade superior do Grupo Bambuí, localizada próxima à borda leste da bacia intracratônica do São Francisco. Nele são abordados os aspectos desta formação como o balizamento de uma idade máxima de deposição e as possíveis fontes dos sedimentos baseado em datações com U/Pb de zircões detríticos, bem como as relações estratigráficas associadas ao(s) ambiente(s) de deposição e a história pós deposicional. Temas que trazem implicações às discussões acerca da fase final da evolução pré-cambriana da Bacia do São Francisco e de sua relação geotectônica com do Orógeno Araçuai que a limita. A apresentação do estudo está estruturada em seis capítulos, que versam sobre os contextos geológicos regional e local, os resultados obtidos, com as respectivas discussões e considerações sobre a questão científica investigada.

Em suma, este estudo traz dados novos e importantes para o conhecimento sobre o Grupo Bambuí, adequando-se ao interesse de leitores diversos das Geociências, principalmente da Geologia. Além disso, considerando a localização geográfica da área do estudo no âmbito do Cerrado, um dos mais ameaçados biomas do território brasileiro, também pode apresentar interesse aos estudos geomorfológicos, hidrogeológicos, pedológicos e ambientais.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Neste estudo são apresentados os resultados de análises litoestratigráficas, petrográficas e geocronológicas obtidos em uma ocorrência singular da Formação Três Marias, situada na porção extremo-leste da Bacia do São Francisco, especificamente no interior da estrutura conhecida como Sinclinal de Buenópolis em Minas Gerais. Os resultados obtidos trazem à tona novos dados sobre as fontes dos sedimentos, os ambientes deposicionais e a idade máxima de deposição desta unidade.

O trabalho de pesquisa foi financiado pelo projeto “*Relações entre tectônica e sedimentação em bacias rifte e orogênicas*” PETROBRÁS-FEOP (2015-2018).

1.2 – NATUREZA DO PROBLEMA E RELEVÂNCIA DO ESTUDO

As unidades de preenchimento da Bacia do São Francisco têm sido objeto de diversos estudos desde o século XIX (DERBY, 1880; RIMANN, 1917; COSTA; BRANCO, 1961; BRAUN, 1968; PFLUG; RENGER, 1973; SCHÖLL, 1973; MENEZES-FILHO et al., 1977; DARDENNE, 1978, 1981; ALKMIM et al., 1993; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001, 2012; MARTINS-NETO, 2009; MARTINS-NETO et al., 2001; PIMENTEL et al., 2011). Recentemente, trabalhos com diferentes abordagens têm se dedicado a ampliar o conhecimento da história geológica desta bacia

(ALKMIM; MARTINS-NETO 2012; WARREN et al., 2014; PAULA-SANTOS et al., 2015, 2017, 2018; REIS; ALKMIM, 2015; REIS; SUSS 2016; UHLEIN *et al.*, 2016; 2017). Muitos desses esforços surgem, em parte, pelo fato de que as unidades de preenchimento constituem um registro poli-histórico de eventos geológicos e climáticos, alguns de escala global, que ocorreram no interior do paleocontinente São Francisco, do Paleoproterozóico ao Cretáceo (BABINSKI et al., 2007; VIEIRA et al., 2015; UHLEIN et al., 2011a; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012; ALVARENGA et al., 2014; REIS; SUSS, 2016).

Depositada no topo do Grupo Bambuí, a Formação Três Marias é entendida como produto da sedimentação sin-orogênica do estágio de antepaís da Bacia do São Francisco, caracterizando a fase final do assoreamento da bacia (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001). Deste modo, a determinação de sua idade máxima de deposição e da proveniência sedimentar apresenta grande relevância no contexto da história geológica da Bacia do São Francisco.

Em razão da ausência - ou do atual desconhecimento - de registro *proxy* fossilífero, assim como a inexistência de atividade magmática sin-sedimentar na Formação Três Marias, a aplicação de técnica de geocronologia isotópica em zircões detríticos se mostra uma ferramenta importante para o conhecimento da idade máxima de deposição desta unidade. As análises geocronológicas U-Pb de zircões detríticos da Formação Três Marias obtidas por Rodrigues (2008) indicam a área-fonte dos sedimentos clásticos da Formação Três Marias como proveniente da faixa Brasília e limitam a idade máxima de deposição de ca. 610 Ma. Kuchenbecker *et al.* (2015) obtiveram populações de zircões detríticos com idades superiores a 630 Ma que possuem áreas de fonte potencial tanto no Cinturão de Brasília quanto no Orógeno Araçuaí. No entanto, segundo os autores, a presença de zircões com idades de ca. 580 Ma sugere que o Orógeno Araçuaí também tenha contribuído como área-fonte e limitam a idade máxima de deposição em ca. 575 Ma.

Embora os estudos de Rodrigues (2008) e de Kuchenbecker *et al.* (2015) representem avanços em relação ao entendimento da proveniência

cia dos sedimentos, algumas questões continuam incertas sobre esta unidade, especialmente, em relação às idades do preenchimento bacinal, uma vez que as determinações das idades de máxima deposição feitas por estes autores foram estimadas a partir da idade de um único grão de zircão detrítico. Esta prática, sem fazer uma abordagem mais ampla comparando-a com outras métricas, é um método menos rigoroso.

Apesar da sua distribuição regional (Figura 1.1) e de sua importância para o entendimento da história deposicional da Bacia do São Francisco, ainda são escassos os estudos de proveniência sedimentar baseados em dados geocronológicos combinados a levantamentos estratigráficos sistemáticos na Formação Três Marias ao longo da borda oriental da Bacia do São Francisco. Não obstante a região do sinclinal de Buenópolis dispor de estudos geológicos regionais (SOUZA-FILHO, 1995; LOPES et al., 2013; KUCHENBECKER et al., 2016), a natureza sedimentar da Formação Três Marias nesta área é pouco entendida, dado que não foram realizados estudos estratigráficos em escala de detalhe que incluam a investigação de proveniência e o reconhecimento de ambientes deposicionais vinculado a análises geocronológicas.

Exposto tal cenário, este estudo se propõe a abordar os seguintes questionamentos: *i)* qual a proveniência dos sedimentos da Formação Três Marias na borda oriental da Bacia do São Francisco, especificamente no Sinclinal Buenópolis? *ii)* qual idade de máxima deposição da unidade nesta área, julgando-se uma idade máxima de deposição fundamentada nas idades de um conjunto de grãos e não apenas na idade de um único grão de zircão detrítico? *iii)* quais sistemas deposicionais estão registrados nesta unidade?

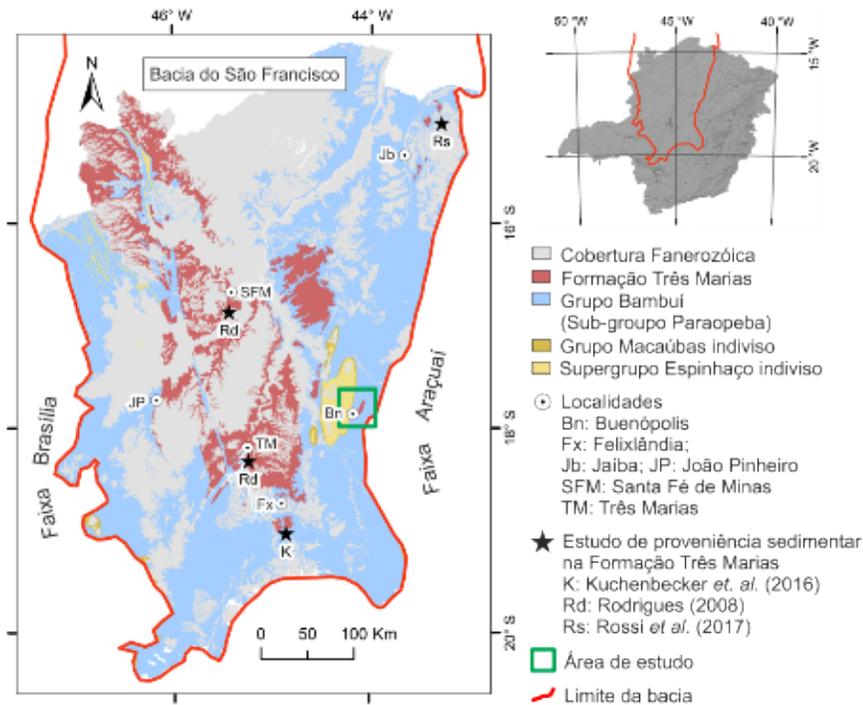


Figura 1. 1 - Mapa geológico esquemático da porção sul da Bacia do São Francisco (Confeccionado com base em HEINECK et al. 2003).

1.3 – OBJETIVOS

Com a prerrogativa de responder os questionamentos acima e, conseqüentemente, atingir o objetivo geral deste estudo, que consiste em contribuir para o avanço do conhecimento geológico da Formação Três Marias, definem-se como objetivos específicos:

- Estabelecer as relações estratigráficas associadas ao(s) ambiente(s) de deposição da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis;
- Determinar as possíveis fontes dos sedimentos;

- Estabelecer uma idade máxima de deposição baseada em abordagens amplas e robustas de idades U/Pb dos zircões detriticos.

1.4 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada na região centro-norte do Estado de Minas Gerais, entre os meridianos 44° 00' W e 44° 10' W e entre os paralelos 17°40' S e 17°55'S. Abrange parte dos municípios de Buenópolis e Joaquim Felício, entre as serras do Cabral, a oeste, e Espinhaço, a leste (Figuras 1.1 e 1.2), compondo parte do Sinclinal de Buenópolis, inserido na Folha Serra do Cabral (SE.23-X-C-V, 1:100.000; Martins *et al.*, 2011).

O acesso à área pode ser feito por rodovias estaduais e federais e também por vias secundárias não pavimentadas e não oficiais, pelo trajeto: Ouro Preto – Belo Horizonte – Buenópolis (através das rodovias BR-356, BR-040 e BR-135, respectivamente), a partir de Buenópolis segue-se por 15 quilômetros, em direção a distrito de Curimataí, por uma estrada municipal não pavimentada. O percurso total tem aproximadamente 380 quilômetros (Figura 1.2).

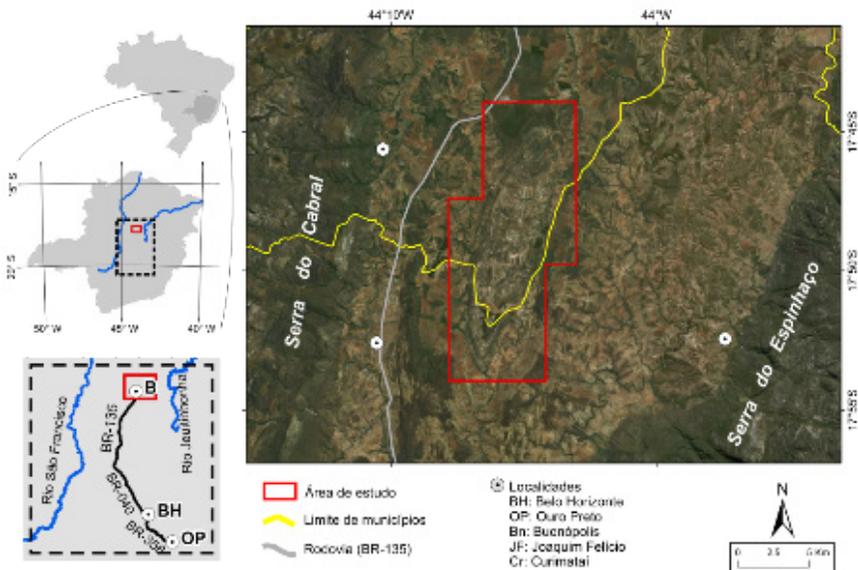


Figura 1. 2 - Localização da área de estudo.

1.5 – MATERIAIS E MÉTODOS

O roteiro metodológico deste estudo foi conduzido com o emprego de múltiplas ferramentas, de acordo com as seguintes etapas:

1.5.1 - Revisão bibliográfica

Esta etapa consistiu na ampla pesquisa e consulta bibliográfica em dezenas de estudos disponíveis acerca dos temas aqui tratados, como aspectos do arcabouço estratigráfico, tectônico e geocronológico da Bacia do São Francisco, além de trabalhos que dão ênfase ao Grupo Bambuí e a Formação Três Marias, topo estratigráfico deste grupo. Foram utilizados também trabalhos sobre método de datação geocronológica de zircões detríticos via LA-ICP-MS e guias de campo para classificação de

rochas sedimentares. Os principais materiais utilizados foram relatórios (projetos de pesquisa, dissertações de mestrado e teses de doutorado) e artigos, destacando-se: Dardenne (1978; 1981), Gomes (1988), Chiavegatto (1992), Souza-Filho (1995), Chiavegatto & Dardenne (1997), Chiavegatto *et al.* (1997; 2003), Alkmim *et al.* (2001), Alkmim & Martins-Neto (2001; 2012), Martins-Neto & Alkmim (2001), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007), Rodrigues (2008), Dickinson & Gehrels (2009), Alkmim *et al.* (2011), Lopes *et al.* (2013), Kuchenbecker *et al.* (2015) e Reis *et al.* 2017.

1.5.2 – Trabalhos de campo

De maneira a dar suporte aos trabalhos de campo foram utilizadas técnicas de interpretação em aerofotogeologia e geoprocessamento baseadas em ortofotos, imagens de satélite disponibilizadas pelo software Google Earth Pro (versão 7.3.2.5487) e imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Nos trabalhos de campo foram levantados perfis estratigráficos e sedimentológicos de detalhe (escala 1:1.00) perpendiculares à estruturação NNE-SSW, ao longo do Sinclinal Buenópolis. Os perfis foram pré-estabelecidos de acordo com as interpretações aerofotogeológicas e levantados conforme a disponibilidade de afloramentos. O contato litológico entre a Formação Serra da Saudade, na base, e a Formação Três Marias, no topo, foi estabelecido como *datum* para início dos levantamentos dos perfis.

Os levantamentos sedimentológicos e estratigráficos foram fundamentados na caracterização de fácies sedimentar individuais, por meio de descrições dos afloramentos, suas associações e atributos (segundo Reading, 1996, Stow, 2011 e Miall, 1996). A nomenclatura das fácies foi adaptada utilizando como modelo a nomenclatura de Miall (1996). Após os levantamentos, os dados de cada perfil foram tratados conforme as seguintes etapas: i) análises das fácies sedimentar apoiadas nas descrições dos atributos sedimentares (i.e. composição mineralógica,

granulometria, textura, estruturas sedimentares, geometria dos corpos, etc), conforme Tucker (1996) e Stow (2011); ii) agrupamento das fácies sedimentar correlatas em associações ou assembleias de fácies congêntas; iii) caracterização dos sistemas deposicionais; iv) definição dos ambientes deposicionais baseada nos trabalhos de Collinson & Thompson (1982) e Reading (1996) e v) correlação dos diversos perfis.

Para auxiliar os levantamentos de campo foram utilizados os seguintes materiais:

- Mapas geológicos regionais: Folha Serra do Cabral, 1:100.000 (SE-23-X-A-V), Martins *et al.* (2011); Carta geológica ao milionésimo do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000 (SE.23-Belo Horizonte), Heineck *et al.* (2003).
- Fotos-aéreas (1:30.000), CEMIG (Divisão de Topografia e Aerofotogrametria), Mapa índice 15. Imagem SRTM (SE-23-X-A). Imagem de satélite *Geoeye* em escala 1:10.000.
- Guia geológico de campo: “*Sedimentary Rocks in the Field: A Colour Guide*” de Stow (2011) e “*Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide*” de Tucker (1996).
- Material convencional de campo: GPS; martelo; lupa de mão (aumento de 10x e 20x); bússola; ímã; etc.

Por fim, as coletas das amostras para análises geocronológicas U-Pb em zircões detríticos foram realizadas em afloramentos específicos ao longo dos perfis levantados, adotando-se padrões sistemáticos de coleta, desde a precisão do local através de coordenadas geográficas, bem como do volume de material rochoso amostrado, além da identificação, armazenamento e organização das amostras.

1.5.3 – Preparação das amostras

As amostras coletadas foram processadas no Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia (LOPAG) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP) pelos métodos tradicionais de separação de minerais pesados conforme os seguintes procedimentos: *i*) redução granulométrica das amostras por meio de cominuição em britador com mandíbulas de aço e pulverização em moinho de disco de tungstênio seguido de peneiramento para separação de frações de granulometria areia (menor que 500 μm); *ii*) concentração de minerais pesados na fração de 80 a 120 # em bateia; *iii*) seleção manual dos grãos de zircões feita em lupa binocular; *iv*) preparação das pastilhas de resina *epoxy* (*mount*) contendo entre 200 e 220 grãos de zircão por amostra, em seguida as pastilhas foram lixadas e polidas para expor o centro dos grãos; *v*) imageamento dos grãos nas pastilhas por catodoluminescência (CL) por microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL 6510 do Laboratório de Microanálises do DEGEO/UFOP, a fim de reconhecer as estruturas internas dos zircões. Tal procedimento permitiu selecionar o melhor ponto em cada grão para obtenção das idades U-Pb via LA-ICP-MS.

1.5.4 – Análises isotópicas U-Pb

Foram analisados para a datação U-Pb aproximadamente 120 grãos de zircão por amostra. As análises foram realizadas utilizando-se o aparelho *Thermo-Finnigan Element II* (*sector field- SF*) ICP-MS, acoplado a um *laser* ultravioleta CETAC Nd:YAG 213nm com célula de ablação *Helix* (LA-SF-ICP-MS), instalado no Laboratório de Geoquímica Isotópica, também do DEGEO/UFOP. A aquisição de dados se deu em modo *peak jumping* usando furos de 20 μm de diâmetro. As análises U-Pb seguiram a ordem: dois brancos, dois padrões externos, 20 grãos de zircão, dois

brancos, dois padrões externos. Os zircões padrões utilizados como referência foram GJ1, 602 ± 1 Ma, (Jackson *et al.*, 2004) e BB (560 ± 1 Ma (Santos *et al.*, 2017), como primário e secundário respectivamente.

1.5.5 – Redução e tratamento dos dados isotópicos U-Pb

Os dados foram reduzidos utilizando-se o programa *Glitter Shortcut 2.01*. Os grãos de zircão que apresentaram anomalias - i) ^{204}Pb em padrões elevados; ii) erros individuais das razões do par isotópico elevados; iii) discordâncias maiores que 3%; e iv) idades isoladas de apenas um grão, sugerindo contaminação (esses casos, quando ocorrentes, são destacados nos resultados por amostra) - foram descartados e não utilizados. Portanto, esses zircões não estão presentes nos dados suplementares. Os dados referentes a todos os zircões estão descritos nas tabelas suplementares.

Para a obtenção de idade máxima de sedimentação com maior segurança, foram utilizadas para cada amostra quatro métricas distintas à luz do que é discutido em Dickinson & Gehrels (2009). Estas foram: i) YSG: idade de um único zircão detrítico mais jovem; ii) YPP: idade do pico mais jovem da curva de frequência de idades; iii) $\text{YC}1\sigma$ (2+): idade média ponderada dos conjuntos de duas ou mais idades dos grãos mais jovens ($n \geq 2$), sobrepondo-se na idade em 1σ ; e iv) $\text{YC}2\sigma$ (3+): idade média ponderada dos conjuntos de três ou mais idades dos grãos mais jovens ($n \geq 3$), sobrepondo-se na idade em 2σ .

Os diagramas de distribuição de densidade e probabilidade das idades, além das métricas YPP, e os cálculos da média ponderada da idade (MSWD) dos agrupamentos $\text{YC}1\sigma$ (2+) e $\text{YC}2\sigma$ (3+) foram obtidos com o software *Isoplot/Ex* (Ludwig, 2003, 2008). Para os grãos com idade superior a 800 Ma foram utilizadas as idades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; por outro lado, para aqueles mais jovens que 800 Ma, foram consideradas as idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, a menos que seja indicado de outra forma.

1.5.6 – Descrições petrográficas microscópicas

A caracterização dos arenitos da Formação Três Marias observada ao microscópio petrográfico está focada, sobretudo, nos aspectos texturais e composicionais dos constituintes detríticos e, subordinadamente, dos constituintes autigênicos. A porosidade não será abordada neste estudo. As descrições basearam-se nos livros “*Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*” (Mackenzie, 2005), “*Petrology of sedimentar rocks*” (Boggs Jr., 2011), “*Petrology of Sedimentary Rocks*” (Folk, 1974), “*A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks*” (Scholle, 1979), “*Atlas of sedimentary rocks under the microscope*” (Adams et al., 1984).

Neste trabalho, foi realizada a contagem dos constituintes do arca-bouço a fim de se obter informações a respeito da proveniência sedimentar. Esta análise quantitativa consiste na contagem e descrição de cada grão posicionado no cruzamento do retículo, estes grãos são contabilizados estabelecendo-se um espaçamento uniforme até se chegar ao total de 300 pontos por lâmina.

1.6 – ESTRUTURAÇÃO DO LIVRO

O corpo de texto do livro é estruturado nos capítulos brevemente sumarizados a abaixo:

- Capítulo 1 – Apresenta a área estudada, o problema geológico nela envolvido, os objetivos do projeto de pesquisa e a metodologia adotada.
- Capítulo 2 – Contextualiza a geologia regional abordando aspectos estratigráficos, estruturais, geocronológicos e geotectônicos da Bacia do São Francisco.
- Capítulo 3 – Expõe os dados estratigráficos e petrográficos da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis.

- Capítulo 4 – Apresenta os resultados geocronológicos dos zircões detríticos da Formação Três Marias.
- Capítulo 5 – Integra os dados e faz uma discussão a respeito deles.
- Capítulo 6 – Conclui o estudo.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – INTRODUÇÃO

A Bacia do São Francisco abrange grande parte do cráton homônimo (Figura 2.1). É uma bacia poli-histórica que registra múltiplos episódios de acumulação sedimentar ocorridos no interior do cráton como reflexos de eventos tectônicos e climáticos, alguns de significado global, posteriores a 1,8 Ga (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; BABINSKI et al., 2007; VIEIRA et al., 2007, 2015; UHLEIN et al., 2011a; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2012; ALVARENGA et al., 2014; REIS; SUSS, 2016). Os seus limites coincidem em sua maioria com os limites do cráton, marcados por orógenos Brasileiros (*i.e.* Araçuaí a leste, Brasília a oeste e Rio Preto a norte). Os limites sul e nordeste são dados pelas exposições de rochas do embasamento e pela zona de deformação intracratônica conhecida como Corredor do Paramirim, respectivamente (ALKMIM et al., 1993; ALKMIM, 2004).

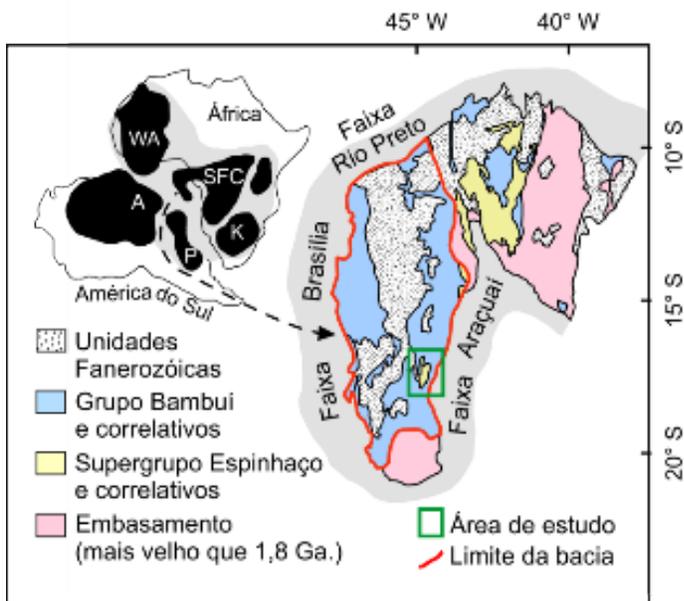


Figura 2. 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco no cenário do cráton homônimo (Modificado de REIS *et al.*, 2017).

A Bacia do São Francisco contém como principais unidades de preenchimento três sequências pré-cambrianas de primeira ordem: i) Sequência Paranoá-Espinhaço Superior, mesoproterozóico superior a neoproterozóico inferior; ii) Sequência Macaúbas, neoproterozóico; e iii) Sequência Bambuí ediacarano, (Figura 2.2). Sobrepostas às unidades pré-cambrianas ocorrem outras unidades fanerozóicas (*i.e.* Grupo Santa Fé, permo-carbonífero, e grupos cretáceos Areado, Mata da Corda e Urucuaia) (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001, 2012; MARTINS-NETO, 2009; CATUNEANU *et al.*, 2012; REIS; SUSS, 2016).

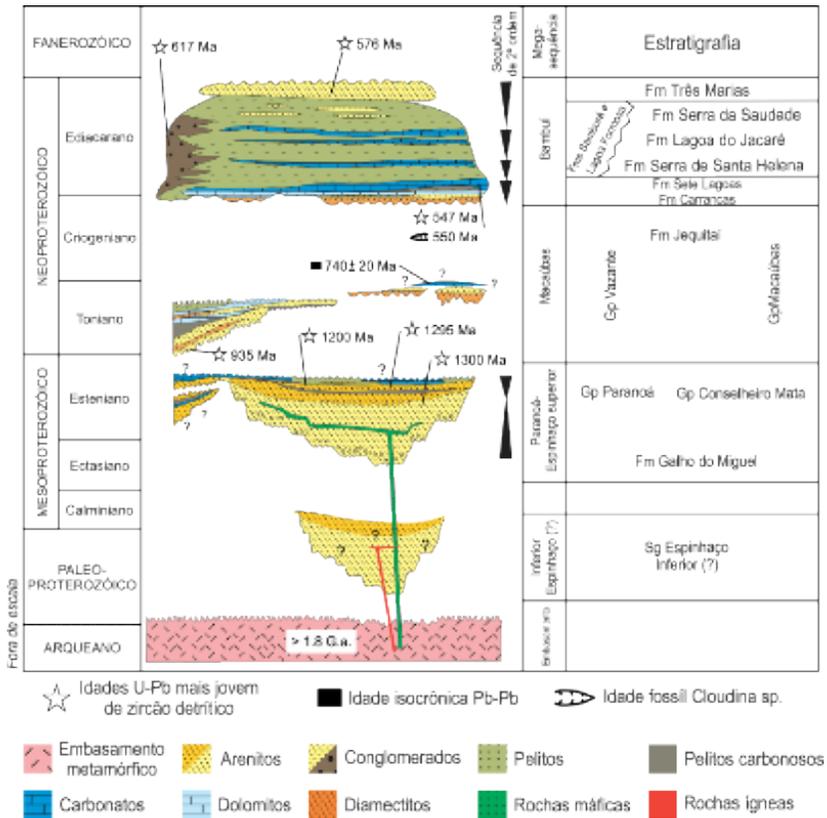


Figura 2. 2 - Carta estratigráfica da seção pré-cambriana da Bacia do São Francisco (Modificado de REIS & ALKMIM, 2015).

2.2 – GRUPO BAMBUÍ

A Sequência Bambuí é composta, essencialmente, pelos depósitos do Grupo Bambuí, sendo a unidade que possui a maior área de exposição na Bacia do São Francisco. O Grupo Bambuí é tido como unidade característica da bacia, estendendo-se pelos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia, e (MARTINS-NETO; ALKMIM, 2001). Os depósitos do Grupo Bambuí são caracterizados por alternâncias de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos assentados diretamente sobre o embasamento

ou fazem contatos, em geral, de natureza tectônica com as unidades pré-cambrianas mais velhas nas bordas da bacia.

As unidades do Grupo Bambuí têm sido amplamente investigadas por trabalhos de mapeamento geológico, de caracterização e interpretação faciológicas e de paleontologia (BRANCO, 1957; COSTA; BRANCO, 1961; BRAUN, 1968; CHAVES et al., 1971; PFLUG; RENGER, 1973; MENEZES-FILHO et al., 1977; SILVA et al., 1978; DARDENNE, 1978, 1981; SEER et al., 1987, 1989; CASTRO, 1997; WARREN et al., 2014). Os estudos mais recentes têm se dedicado à aplicação de técnicas mais sofisticadas, recorrendo-se a ferramentas como estratigrafia de sequência, métodos geofísicos, quimioestratigrafia e geocronologia, além de trabalhos de síntese dos conhecimentos geológicos a cerca deste grupo (ROMEIRO-SILVA; ZÁLAN, 2005; BABINSKI et al., 2007; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001, 2012; MARTINS-NETO, 2009; PIMENTEL et al., 2011; ALVARENGA et al., 2014; VIEIRA et al., 2015; PAULA-SANTOS et al., 2015, 2017, 2018; REIS; ALKMIM, 2015; REIS; SUSS, 2016; REIS et al., 2017; UHLEIN et al., 2016, 2017).

Estudos realizados em diferentes áreas da bacia demonstram que as unidades do Grupo Bambuí apresentam características distintas em relação a estratigrafia e sedimentação conforme a localização geográfica da área de estudo (NOBRE-LOPES, 1995, 2002; LIMA, 1997; SEER et al., 1989; CHIAVEGATTO et al., 1997, 2003; CHIAVEGATTO; DARDENNE, 1997; GUIMARÃES, 1997; CASTRO, 1997). Essas características regionais, de acordo com Uhlein *et al.* (2004), derivam de inúmeras variáveis tectônicas, estratigráficas, eustáticas e climáticas, que atuaram de formas distintas e com intensidades variadas, conforme as diferentes regiões da bacia, refletidas nos tipos de ambientes deposicionais e em suas respectivas fácies sedimentar, assim como nos padrões de empilhamento estratigráfico.

A porção oeste da bacia destaca-se por um importante controle geotectônico sobre a sedimentação, assinalados pelos depósitos conglomeráticos Samburá e Lagoa Formosa encontrados nesta porção da bacia (BRANCO, 1957; SEER et al., 1987; CASTRO, 1997). Assim como pelas

grandes variações faciológicas observadas entre conglomerados, arenitos e siltitos e a pouca expressão regional da sedimentação carbonática.

Ao passo que a porção leste da bacia é caracterizada por menores taxas de subsidência e um forte controle eustático sobre a sedimentação, onde se desenvolveu plataformas marinhas de grande extensão e baixo gradiente, com expressiva sedimentação carbonática. Nesta porção as unidades estratigráficas são mais facilmente identificadas, apresentando grande continuidade lateral de fácies e menor influência de tectonismo sin-sedimentar (UHLEIN et al., 2004).

Dados de subsuperfícies obtidos através de seções sísmicas apresentados por Romeiro-Silva & Zálan (2005), Martins-Neto (2009) e Reis & Alkmim (2015) revelam que o Grupo Bambuí, juntamente com as unidades mais velhas, forma uma cunha tectônica (sistemas de falhas de empurrão e dobras) junto às bordas da Bacia do São Francisco. Na cunha da borda oeste da bacia a espessura do Grupo Bambuí atinge aproximadamente 3.000 metros (ROMEIRO-SILVA; ZÁLAN, 2005; MARTINS-NETO, 2009; REIS; ALKMIM, 2015). Isto contribui para o entendimento de que a porção ocidental da bacia é marcada por maiores taxas de subsidência, que condicionaram uma maior espessura da pilha sedimentar na borda oeste em relação à borda leste.

Quanto aos aspectos metamórficos, as rochas do Grupo Bambuí no centro da bacia são pouco, ou praticamente não metamorfisados. O grau metamórfico tende a aumentar progressivamente em direção à borda leste da bacia, próximo ao limite com faixa de dobramentos marginal, onde atinge as condições da fácies xisto-verde (SCHÖLL, 1973; MAGALHÃES, 1988; OLIVEIRA, 1989; SOUZA-FILHO, 1995; GOMES, 1988; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; MARTINEZ, 2007).

2.2.1 – Estratigrafia do Grupo Bambuí

A divisão litoestratigráfica aqui considerada é aquela utilizada por Martins-Neto & Alkmim (2001), segundo a qual o Grupo Bambuí é

dividido da base para o topo nas seguintes formações (Figura 2.2): i) Carrancas (diamictitos, arenitos e pelitos); ii) Sete Lagoas (calcários e dolomititos, com intercalações pelíticas); iii) Serra de Santa Helena (pelitos com lentes de calcários); iv) Lagoa do Jacaré (calcários e siltitos); v) Serra da Saudade (siltitos com intercalações de arenitos e calcários) e vi) Três Marias (arenitos, arcósios, conglomerados) (Quadro 2.1). Outras unidades de ocorrência restritas à porção oeste da bacia são as formações Samburá (conglomerado e arenito, Castro & Dardenne, 2000) e Lagoa Formosa (conglomerado, siltito, calcário e jaspilito, UHLEIN et al., 2011b). As unidades estratigráficas do Grupo Bambuí são interpretadas como registro de uma transgressão marinha em uma bacia de antepaís ocorrida no interior do paleocontinente São Francisco como consequência à sobrecarga litosférica gerada pelo soerguimento das cadeias de montanhas de Brasília e Araçuaí, durante o período Ediacarano (CHANG et al., 1988; CASTRO; DARDENNE, 2000; MARTINS-NETO; ALKMIM, 2001; ALKMIM et al., 2011).

A estratigrafia do Grupo Bambuí indica sucessões de quatro ciclos transgressivos-regressivos do tipo *shallowing upward* de segunda ordem ocorridos no interior da Bacia do São Francisco. Cada ciclo inicia-se com depósitos de ambiente marinho profundo, sobrepostos por depósitos plataformais de ambiente marinho-raso dominados por tempestades (DARDENNE, 1981, 2000; MARTINS-NETO; ALKMIM, 2001; REIS et al., 2017).

Quadro 2. 1 - Comparativo da divisão litoestratigráfica e ambientes de sedimentação das unidades do Grupo Bambuí.

| Formação | Principais características | Ambiente deposicional | Principais referências |
|-----------------------|---|---|---|
| Três Marias | Arenitos arcossianos finos, com intercalações de lentes e camadas de siltitos, argilitos e conglomerados associados a arenitos grosseiros | Marinho raso dominado por tempestades, associado com ambientes deltaicos. Sistemas fluvial entrelaçado. | COSTA; BRANCO (1961); DARDENNE (1978, 1981); UHLEIN (1991); CHIAVEGATTO (1992); CHIAVEGATTO et al. (1997, 2003) |
| Serra da Saudade | Siltitos e argilitos, com intercalações de camadas de arenitos e de calcirruditos/ calcarenitos | Marinho profundo | COSTA; BRANCO (1961); BRAUN (1968); DARDENNE (1978, 1981) |
| Lagoa do Jacaré | Calcarenitos grossos, oolíticos e pisolíticos, formando grandes lentes carbonáticas de extensões quilométricas | Plataforma siliciclástica-carbonática de alta energia intercalada com períodos de quietude, as vezes com exposição subaérea | COSTA; BRANCO (1961); DARDENNE (1978); UHLEIN (1991); LIMA (2005); MARTINEZ (2007); UHLEIN et al. (2004); LOPES et al. (2013). |
| Serra de Santa Helena | Ritmitos silto-argilosos, ocasionalmente, ocorrem lentes carbonáticas e intercalações de camadas de arenitos finos | Marinho profundo | COSTA; BRANCO (1961); DARDENNE (1978); UHLEIN (1991); IGLESIAS; UHLEIN (2009) |
| Sete Lagoas | Calcários e dolomitos retrabalhados, contendo microbialitos e estruturas estromatolíticas colunares e, subordinadamente, pelitos margosos | Extensa plataforma carbonática com alternância entre períodos de quietudes e de maior energia | COSTA; BRANCO (1961); DARDENNE (1978, 1981); NOBRE-LOPES (1995); PERRELLA et al. (2017); LIMA (1997); VIEIRA (2007); IGLESIAS; UHLEIN (2009) |
| Carrancas | Conglomerados, siltitos e ritmitos, restritos a algumas áreas na porção meridional da bacia | Canais fluviais e aluviais, depositados em calhas de grábens no embasamento cratônico | COSTA; BRANCO (1961); FIUMARI et al. (1982); VIEIRA et al. (2007); RIBEIRO et al. (2008); TULLER et al. (2008, 2010); CAXITO et al. (2012); UHLEIN et al. (2013); ULHEIN (2014) |

O primeiro ciclo *shallowing upward* começa com os depósitos diamicíticos glaciogênicos e tilitos da Formação Carrancas (Romano, 2007), sobrepostos por carbonatos pós-glaciais e uma sucessão de calcários estromatolíticos e dolomitos correspondentes aos depósitos basais da Formação Sete Lagoas (NOBRE-LOPES, 1995, 2002; VIEIRA et al., 2007; IGLESIAS; UHLEIN, 2009). O ciclo seguinte inicia-se com os depósitos de calcarenitos e calcissilitos de águas rasas do topo da Formação Sete Lagoas e os depósitos argilosos da Formação Serra de Santa Helena, que apresenta tendência de aumento progressivo para o topo, com retrabalhamento por ondas de tempestade e da proporção siltítica com intercalações de lentes e camadas silto-arenosas (COSTA; BRANCO, 1961; DARDENNE, 1978, 1981). O terceiro ciclo é marcado pelos depósitos de calcarenitos oolíticos e oncolíticos de águas rasas intensamente retrabalhadas da Formação Lagoa do Jacaré e pelos depósitos pelíticos da Formação Serra da Saudade (COSTA; BRANCO, 1961; DARDENNE, 1978, 1981). O quarto ciclo *shallowing upwards* é estabelecido pelos depósitos arenosos finos de origem marinha sobrepostos por depósitos de águas rasas dominadas por tempestades da Formação Três Marias (CHIAVEGATTO, 1992). Martins-Neto & Alkmim (2001) consideram cada ciclo transgressivos-regressivos *shallowing upward*.

Formação Três Marias

Correspondendo a fase final de sedimentação da Bacia Bambuí, a Formação Três Marias aflora principalmente em áreas na porção centro-ocidental da Bacia do São Francisco (Figura 1.1). Ocorre ainda em áreas relativamente pequenas da sua porção leste, especificamente, na região de Buenópolis, e das serras da Jaíba e Gurutuba no norte de Minas Gerais. É composta essencialmente por arenitos finos, arcossianos ou líticos, que mostram intercalações de lentes e camadas de silitos e argilitos. As principais estruturas sedimentares são caracterizadas por laminações e estratificações planares e cruzadas, estruturas *hummocky*, marcas ondu-

ladas, e dobras convolutas, ocorrendo subordinadamente intercalações lenticulares de siltitos e argilitos, localmente com gretas de contração, além de conglomerados associados a arenitos grosseiros (COSTA; BRANCO, 1961; DARDENNE, 1978, 1981; UHLEIN, 1991; CHIAVEGATTO, 1992; CHIAVEGATTO et al., 1997; IGLESIAS; UHLEIN, 2009). Chiavegatto (1992) reconhece, na porção meridional da bacia, dois conjuntos principais de fácies sedimentar, sendo o primeiro um conjunto heterolítico, dominado por siltitos e com arenitos subordinados, considerado como registro de ambiente de baixa energia. Já o segundo conjunto é composto essencialmente por arenitos, considerados como sucessões tempestíticas de alta energia. A relação de contato basal com a Formação Serra da Saudade é gradacional, na porção central da Bacia do São Francisco, caracterizada por recorrências de ritimitos da unidade sotoposta no intervalo basal da Formação Três Marias (CHIAVEGATTO, 1992). Diferentemente nas ocorrências da porção oriental da Bacia do São Francisco, a passagem para a Formação Serra da Saudade se dá por contato brusco e erosivo, caracterizando uma discordância (CHIAVEGATTO et al., 1997; KUCHENBECKER et al., 2016).

Em sua área-tipo na porção centro-ocidental da Bacia do São Francisco, a Formação Três Marias é interpretada como sendo registro de ambiente marinho raso plataformar siliciclástico, dominado por tempestades cíclicas locais, associados com ambientes deltaicos (CHIAVEGATTO, 1992; LIMA, 2005). Ao passo que, na região do Sinclinal Buenópolis, Uhlein (1991), Lopes *et al.* (2013) e Kuchenbecker *et al.* (2016) sugerem uma sedimentação em sistema fluvial do tipo entrelaçado para os depósitos de conglomerados e arenitos arcóianos grosseiros da Formação Três Marias, contrastando com a sedimentação marinha-deltaica na porção oriental da Bacia do São Francisco. No mesmo sentido, na região das serras da Jaíba e Gortuba, a ocorrência de conglomerados híbridos e brechas também é interpretada como produto de sedimentação fluvial por Chiavegatto *et al.* (2003), Kuchenbecker *et al.* (2016) e Rossi *et al.* (2017).

2.2.2 – Proveniência sedimentar e idades de deposição

Os estudos de proveniência sedimentar para o Grupo Bambuí, realizados na porção ocidental da Bacia do São Francisco, apontam para as rochas da Faixa Brasília como fontes principais dos sedimentos. Castro & Dardenne (2000) e Uhlein *et al.* (2017) correlacionam, respectivamente, a distribuição espacial dos conglomerados das formações Samburá e Lagoa Formosa como provenientes de fontes situadas naquela faixa. Na porção central da bacia, Chiavegatto (1992) obteve dados de paleocorrentes que indicaram aporte sedimentar de noroeste para sudeste, também possivelmente relacionados a áreas-fontes da Faixa Brasília. Além disso, em algumas áreas ao longo da bacia oriental, os conglomerados de calcário (brechas), parte dos depósitos proximais, sugerem a proveniência dos sedimentos intrabacinais, com transporte de sedimentos de leste para oeste (CHIAVEGATTO *et al.*, 1997, 2003; kuchenbecker *et al.*, 2016; ROSSI *et al.*, 2017).

As determinações geocronológicas U-Pb em zircões detríticos obtidas por Rodrigues (2008), Lima (2011) e Uhlein *et al.* (2017) revelaram uma importante contribuição de fontes relacionadas à Faixa Brasília nos depósitos do Grupo Bambuí na porção ocidental da Bacia do São Francisco e também uma contribuição subordinada de rochas mais antigas do embasamento do Cráton do São Francisco. Kuchenbecker *et al.* (2015) obtiveram populações de zircões detríticos de 2850 Ma a 620 Ma para a Formação Serra de Santa Helena, e de 1920 Ma a 575 Ma para a Formação Três Marias na porção centro-sul da Bacia do São Francisco. Segundo estes autores, os grãos de zircões com idades superiores a 630 Ma teriam como áreas-fonte potenciais tanto a Faixa Brasília, quanto o orógeno Araçuaí. Já os zircões com idades entre 630 Ma e 575 Ma implicariam que o Orógeno Araçuaí tenha contribuído como área-fonte exclusiva a partir de 600 Ma. Rossi *et al.* (2017) também obtiveram idades correlacionáveis as rochas do Orógeno Araçuaí.

As idades deposicionais das principais unidades de preenchimento do Grupo Bambuí ainda são um tema em aberto. Diversos trabalhos li-

mitam as idades de máxima deposição para as unidades estratigráficas do Grupo Bambuí apoiados em estudos geocronológicos de zircão detríticos. Rodrigues (2008) propõe idades de aproximadamente 610 Ma, 612 Ma e 616 Ma para as formações Sete Lagoas, Serra da Saudade e Três Marias, respectivamente. Lima (2011) estabelece idade em torno de 600 Ma para a Formação Serra de Santa Helena. Já Kuchenbecker *et al.* (2015) sugerem para a Formação Três Marias uma idade máxima de deposição próxima de 575 Ma. Uhlein *et al.* (2017) restringiram a idade de máxima deposição para as formações Samburá e Lagoa Formosa em cerca de 630 Ma e 560 Ma, respectivamente. Por outro lado, a descoberta de fósseis *Cloudina sp* e a presença de grãos de espectro de idades do Ediacarano tardio nos depósitos da Formação Sete Lagoas indicam idade máxima de deposição inferiores a 550 Ma (WARREN *et al.*, 2014; PAULA-SANTOS *et al.*, 2015).

2.2.3 – Arcabouço estrutural

Os aspectos tectônicos do Grupo Bambuí estão intimamente ligados ao desenvolvimento e estruturação das faixas móveis Brasília e Araçuaí, situadas, respectivamente, nas bordas ocidental e oriental do Cráton do São Francisco edificadas no decorrer da aglutinação de Gondwana Ocidental, no final do Neoproterozóico (ALKMIM *et al.*, 2001; MARTINS-NETO; ALKMIM, 2001; REIS *et al.*, 2017). As séries de colisões entre as placas São Francisco-Congo, Paranapanema, Rio de La Plata e Amazônia resultaram no desenvolvimento dos orógenos Brasília e Araçuaí às margens oeste e leste do Cráton do São Francisco, respectivamente, e consequentemente na subsidência flexural do paleocontinente São Francisco em resposta à sobrecarga das cadeias de montanhas circundantes, que foi responsável pela sedimentação dos depósitos do Grupo Bambuí (BRITO-NEVES *et al.*, 1999; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; BRITO-NEVES, 2004; CAXITO *et al.*, 2014; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2007; VALERIANO *et al.*, 2004A; REIS *et al.*, 2017).

Sob influência da propagação da deformação causada pela tectônica Brasileira (ALMEIDA, 1977; ALKMIM et al., 1993) desenvolveram-se, respectivamente nas bordas oeste e leste da bacia, as estruturas de cinturões de dobramentos e cavalgamentos de antepaís Brasília e Araçuaí. Estas estruturas de antepaís equivalem-se ao prolongamento das zonas externas dos orógenos homônimos. Ambos os cinturões de antepaís apresentam-se alinhados aproximadamente na direção N-S e vergentes de maneira oposta com padrão centrípeto para o interior da Bacia do São Francisco (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001). A deformação nestes cinturões de antepaís envolve, predominantemente, as unidades das coberturas proterozóicas-cambrianas da Bacia do São Francisco, sendo mais intensa nas bordas e tendendo a suavizar conforme se avança para o interior da bacia, até passar lateralmente para acamamentos sub-horizontais livres de deformação (ALKMIM et al., 1993; 1996; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001)

Em vistas às estruturas de cinturões de antepaís, a Bacia do São Francisco é dividida em domínios com aspectos estruturais distintos e alinhados em direção norte-sul: *i*) domínio oeste; *ii*) domínio leste; e *iii*) domínio central (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; REIS et al., 2017; Figura 2.3).

Separando os dois domínios periféricos, o domínio central abrange a porção da bacia na qual as rochas da cobertura pré-cambriana encontram-se praticamente indeformadas. Ele é dividido em duas partes, uma a norte e outra a sul, onde nas proximidades da cidade de Três Marias as frentes de deformação, oriental e ocidental, quase se tocam. As partes norte e sul são estruturas de grande porte do embasamento da bacia, representados pelos altos estruturais, Sete Lagoas e Januária, ao sul e norte respectivamente, separados pelo Aulacógeno de Pirapora (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; REIS et al., 2017; Figura 2.3).

Os domínios periféricos, leste e oeste, correspondem aos dois cinturões de antepaís, adjacentes às faixas Araçuaí e Brasília respectivamente. Nestas porções as rochas da cobertura pré-cambriana apresentam-se deformadas, relacionadas à deformação do evento Brasileiro. Ocorrem

dobras em todas as escalas, falhas de empurrão, além de sistemas de transcorrência, com traços estruturais orientados variando segundo a direção N-S (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001).

O domínio leste corresponde ao cinturão de dobramentos e cavalgamentos de antepaís Araçuaí, que representa a zona externa da faixa homônima. As principais estruturas deste domínio são falhas de empurrão e dobras em duplex e leques imbricados, vergentes para oeste, além de fraturas conjugadas NE e NW, gerado por uma deformação epidérmica nos depósitos da base do Grupo Bambuí devido à propagação das frentes de deformação orogênicas no interior da Bacia do São Francisco (OLIVEIRA, 1989; D'ARRIGO, 1995; MUZZI-MAGALHÃES, 1989). Associada à deformação compressional, o metamorfismo aumenta progressivamente de grau até alcançar as condições da fácies xisto verde em direção a Faixa Araçuaí onde é acompanhado da abundante migração de fluidos hidrotermais indicada pela ocorrência expressiva de veios de quartzo e calcita. O metamorfismo e as ocorrências de veios tendem a diminuir gradativamente em direção a oeste até tornar-se ausente no centro da Bacia do São Francisco (SCHÖLL, 1973; MAGALHÃES, 1988; OLIVEIRA, 1989; SOUZA-FILHO, 1995; D'ARRIGO, 1995). Segundo Alkmim & Martins-Neto (2001) o domínio leste apresenta algumas características marcantes, uma delas é descolamento basal existente que isolou a deformação das coberturas em relação ao embasamento, aflorante em algumas janelas estruturais no interior do cinturão e ao longo de todo o limite sul do compartimento (MAGALHÃES, 1988; D'ARRIGO, 1995). Outra peculiaridade é a presença de clivagem de plano axial cuja expressão e penetratividade aumentam em direção a leste (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001).

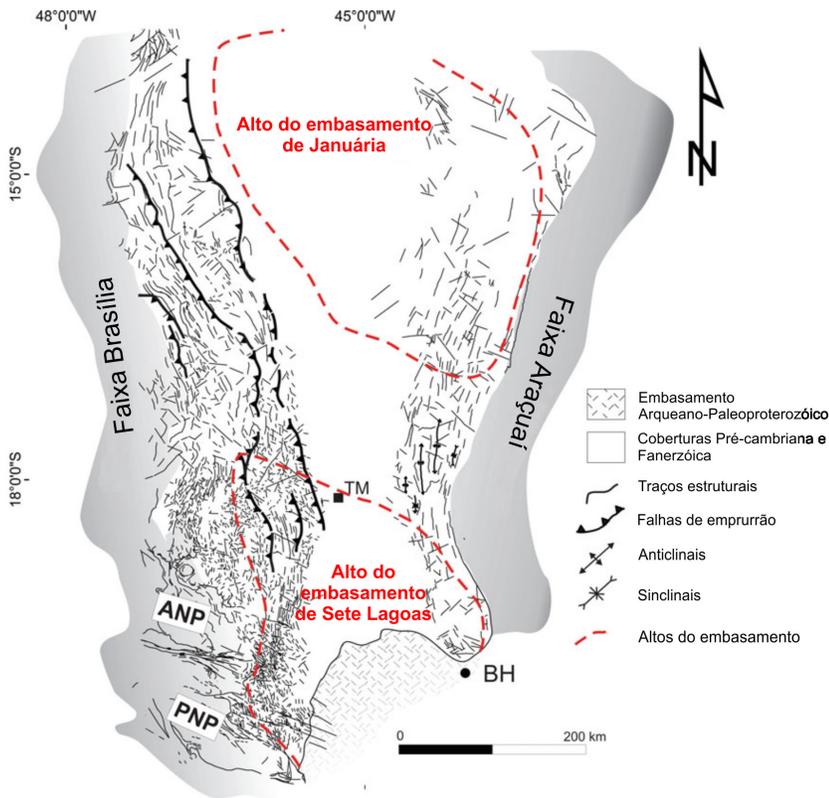


Figura 2. 3 - Mapa tectônico simplificado da porção sul da Bacia do São Francisco, destacando-se os cinturões de antepaís Brasília e Araçuaí. (Modificado de REIS & ALKMIM, 2015).

O domínio oeste abrange o prolongamento do cinturão de antepaís Brasília, que representa as zonas externas das faixas Brasília e Rio Preto. Este domínio é marcado pela ampla ocorrência de dobras de diversas escalas, grandes falhas de empurrão, vergentes para leste, associadas a um descolamento na base dos depósitos do Grupo Bambuí, além de sistemas transpressivos destrais e sinistrais. O descolamento basal tende a ser progressivamente mais raso em direção ao interior da Bacia do São Francisco, com algumas falhas de empurrão limitando áreas deformadas por dobras de intensidade decrescentes. Diferentemente do outro domínio periférico, este é marcado pela ausência de metamorfismo e clivagem penetrativa nas rochas do Supergrupo São Francisco e ainda

pela pouca ocorrência de veios (FONSECA et al., 1995; ALKMIM et al., 1996; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; COELHO, 2007; ZALÁN; ROMEIRO-SILVA, 2007; REIS; ALKMIM, 2015).

2.3 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO ESTÁGIO ANTEPAÍS DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

A evolução geológica do estágio antepaís Bacia do São Francisco está intimamente associada ao desenvolvimento de um conjunto de colisões entre as placas São Francisco-Congo, Amazônia, Paranapanema, Rio de la Plata e África Ocidental que resultaram na assembleia de Gondwana Ocidental durante o final do neoproterozóico e início do cambriano, quando as margens do paleocontinente São Francisco-Congo foram transformadas em cinturões orogênicos Brasileiros (Figura 2.4) (ALMEIDA, 1977; ALKMIM et al., 2001; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; REIS et al., 2017).

Por volta de 630 Ma ocorreu a primeira destas colisões (Figura 2.4 B), entre as placas Paranapanema e São Francisco-Congo, que foi responsável pela edificação da porção sul da Faixa Brasília e a consequente subsidência flexural no interior do Cráton São Francisco como resposta a sobrecarga das cadeias de montanhas adjacentes (PIMENTEL et al., 2004; VALERIANO et al., 2004A, B; REIS et al., 2017). Sendo que a partir deste evento ocorreu transgressão marinha sobre o cráton e no interior da Bacia do São Francisco passa a depositar os sedimentos carbonáticos e siliciclásticos da sequência Bambuí, torna-se uma bacia de antepaís (CHANG et al., 1988; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001, 2012; REIS et al., 2017).

Entre 650 Ma e 620 Ma iniciaram-se os processos de fechamento do Oceno Adamastor (Figura 2.4 C), que separava a península do São Francisco do continente do Congo, resultando no desenvolvimento do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, na borda leste, entre 580 e 540 Ma

(Figura 2.4 D). (PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2007; ALKMIM et al., 2006; MARTINS-NETO; ALKMIM, 2001). Após a elevação de seus terrenos, a cordilheira Araçuaí também passa a contribuir com sedimentos para os depósitos do Grupo Bambuí (PAULA-SANTOS et al., 2015; KUCHENBECKER et al., 2015), colaborando para a manutenção do caráter de antepaís da bacia. O avanço da deformação orogenética da Faixa Araçuaí propaga-se adentro na Bacia do São Francisco e atinge as unidades do Grupo Bambuí (MARTINS-NETO; ALKMIM, 2001).

A organização final de Gondwana Ocidental é marcada pela colisão entre os paleocontinentes São Francisco e Amazônia, iniciada aproximadamente em 600 Ma., período no qual se desenvolveu a porção norte da Faixa Brasília (TOHVER et al., 2006; ARAUJO-FILHO, 2000), e quando, de modo sincrônico, formou-se um extenso sistema *strike-slip* dextral de antepaís no limite norte do cráton, caracterizado pelos domínios da Faixa Rio Preto e adjacências (CAXITO et al., 2014). A Bacia do São Francisco configurou-se como uma depressão completamente circundada por cadeias de montanhas, sendo esta fase de desenvolvimento marcada por fornecimento de sedimento bacinal centrípeto, notada nos litotipos de topo da Formação Três Marias. Também nesta porção da bacia os pacotes de sedimentos depositados no interior do cráton são afetados pela deformação da faixa orogenética adjacente, dando origem aos *fold-thrust belt* Brasília de antepaís (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; CHIAVEGATTO, 1992; CHIAVEGATTO et al., 1997).ffq

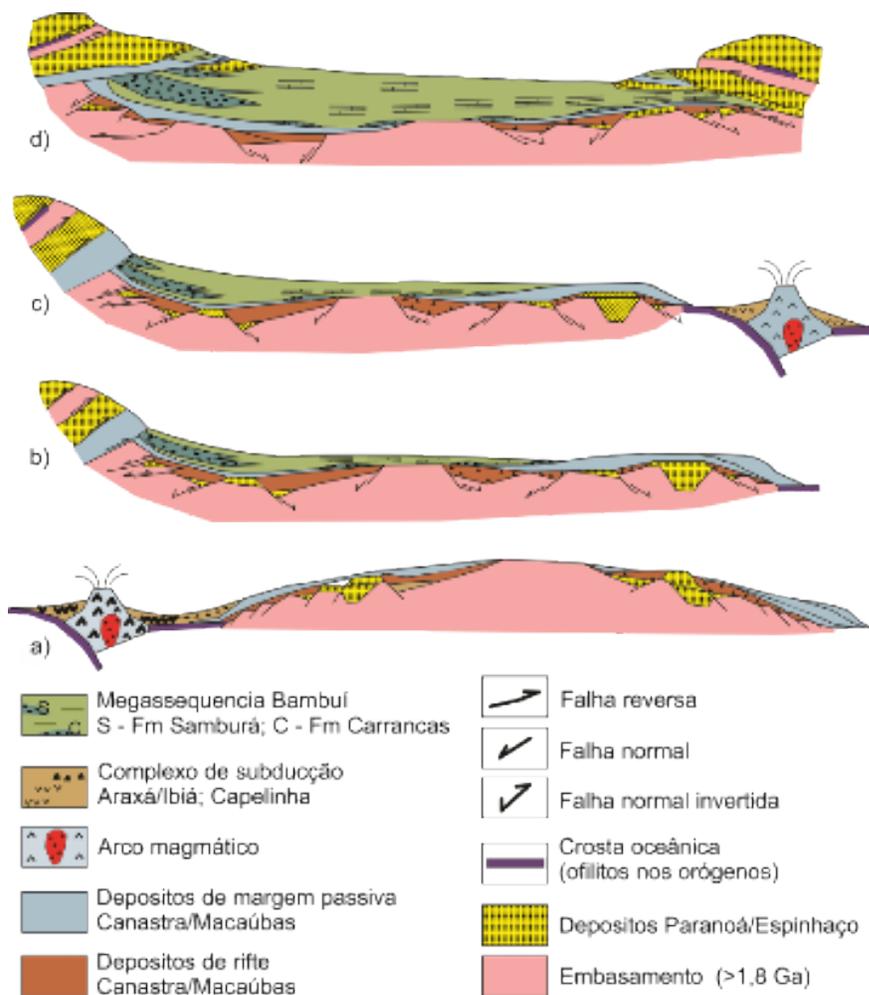


Figura 2. 4 - Evolução geotectônica do estágio de antepaís da Bacia do São Francisco (Modificado de MARTINS-NETO & ALKMIM et al., 2001).

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA LOCAL DO SINCLINAL BUENÓPOLIS

O sinclinal corresponde a uma depressão sinformal com aproximadamente 33 km de extensão e 12 km de largura, localizada no limite da porção oriental da Bacia do São Francisco (Figura 3.1).

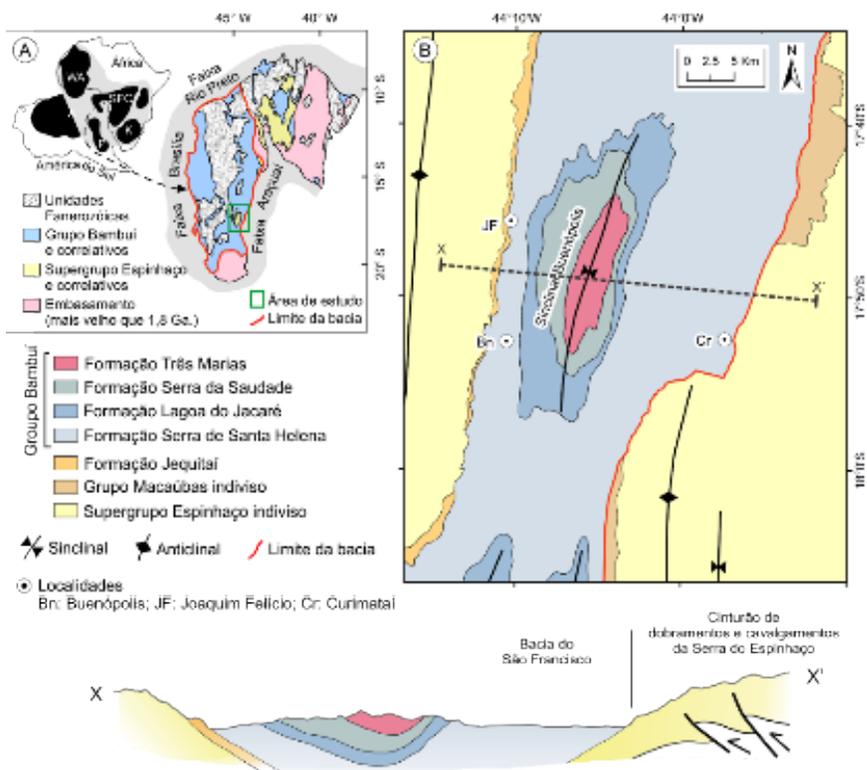


Figura 3. 1 - (A) Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco no cenário do cráton homônimo (Modificado de REIS et al., 2017). (B) Mapa litológico simplificado da região do sinclinal de Buenópolis (Confeccionado com base em HEINECK et al., 2003).

3.1 – ESTRATIGRAFIA LOCAL

No núcleo do Sinclinal de Buenópolis afloram as formações Serra da Saudade e Três Marias, que assim como as demais unidades do Grupo Bambuí, apresentam-se estruturadas em grandes dobras ligeiramente vergentes para oeste (Figura 3.2). O contato entre as duas unidades é brusco, marcado pelo contato dos pelitos do topo da Formação Serra da Saudade com os arcósios, e localmente conglomerados, da base da Formação Três Marias.

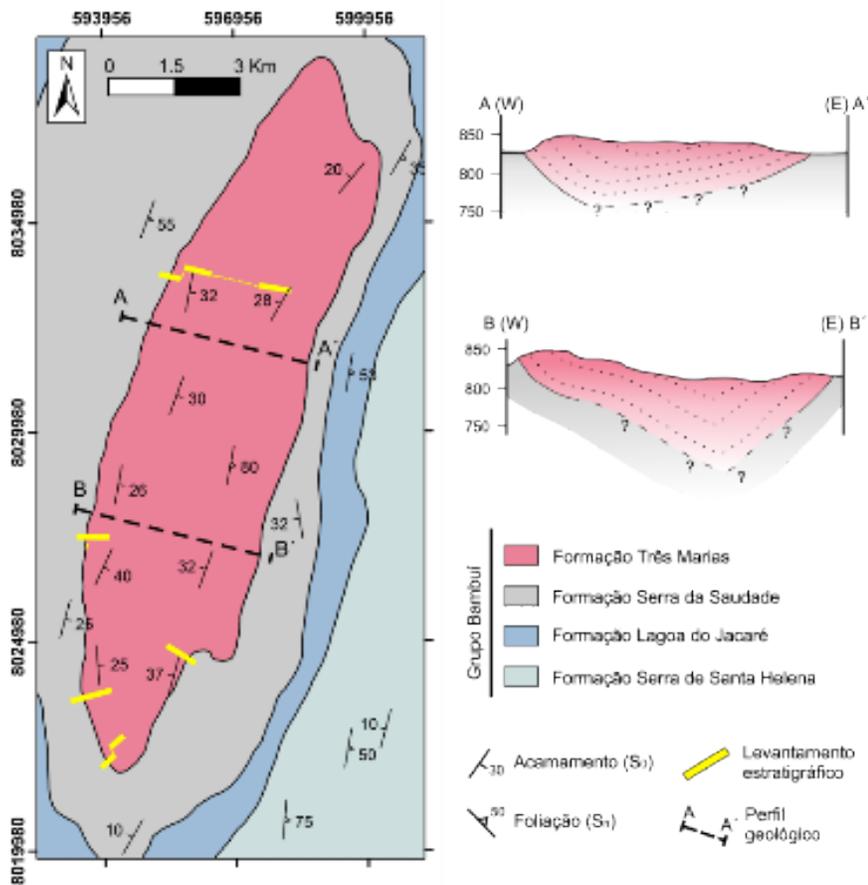


Figura 3. 2 - Mapa geológico da área de estudo (confeccionado com base em HEINECK et al., 2003).

3.1.1 – Formação Serra da Saudade

Esta unidade aflora nas partes de baixa altitude nas encostas dos morros da área estudada. É constituída por um pacote de siltitos e argilitos laminados, esverdeados a acinzentados quando frescos. Por serem pouco resistentes ao intemperismo, estes siltitos apresentam-se na maioria das vezes alterados. Subordinadamente, ocorrem arenitos finos com laminações plano-paralelas e marcas onduladas assimétricas. O acamamento é reconhecido pela variação gradacional da granulometria de argila a silte e a feição estrutural observada é a típica com clivagem ardosiana.

3.1.2 – Formação Três Marias

Esta unidade é composta predominantemente por arenitos arcóseanos maciços e arenitos com estratificações planares e estratificações cruzadas de porte métrico, variando de granulometria fina a grossa. Localmente, estes arenitos apresentam clastos esparsos do tamanho seixo, subarredondados, de quartzo e/ou quartzito. Subordinadamente é composta de conglomerados, que ocorrem na maioria das vezes na base, em contato com a Formação Serra da Saudade. Esta unidade pode ser identificada em aerofotos e imagem *LANDSAT-TM* por seu contraste de relevo (positivo) e reflectância mais alta que as unidades circundantes.

3.2 – ARCABOUÇO ESTRUTURAL LOCAL

Em um panorama geral, o arcabouço estrutural da Formação Três Marias está inserido no contexto do Sinclinal Buenópolis (Figura 3.2) e, assim como toda esta estrutura sinformal, apresenta fraca vergência para oeste. O acervo de estruturas deformacionais da Formação Três Marias

nesta área é de natureza rúptil-dúctil, e contém foliações, lineações, fraturas e veios de quartzo, bem como estruturas regionais como dobras e lineamentos. Segundo Guedes (2017), estas estruturas podem ser atribuídas a pelo menos duas gerações. As estruturas de primeira geração, que ocorrem com maior frequência, são representadas pela foliação das rochas (S_1), lineações de interseção de direção N-S, dobras de eixo N-S, fraturas de direção E-W. Já as estruturas de segunda geração são representadas por clivagens espaçadas, fraturas em pares conjugados indicando direção de maior esforço (σ_1) N-S e veios de quartzo preenchendo fraturas.

Assim como toda a estruturação do Sinclinal Buenópolis, a deformação da Formação Três Marias está relacionada ao ciclo brasileiro neoproterozóico responsável pela edificação da Faixa Araçuaí e consequentemente do *front* Espinhaço (PEDROSA-SOARES et al., 2007; ALKMIM et al., 2006; 2011).

3.2.1 – Acamamento (S_0)

O acamamento (S_0) é o elemento estrutural mais frequente nos afloramentos da área estudada. Ele é definido pela presença de estratificações, por variações granulométricas nas fácies mais grosseiras, por laminações com variações composicionais nas fácies mais finas, ou em alguns casos, por níveis seixosos. O acamamento da Formação Três Marias apresenta-se moderadamente dobrado e seu mergulho médio tende a ser mais pronunciado em relação às demais unidades que compõem o sinclinal. O estereograma dos acamamentos medidos mostra uma direção predominantemente NNE-SSW, com duplo mergulhos variando de 10° a 65° para ESE e WNW (Figura 3.3). A concentração máxima obtida para (S_0) foi 080/33 (plano) cujo polo é igual a 260/57.

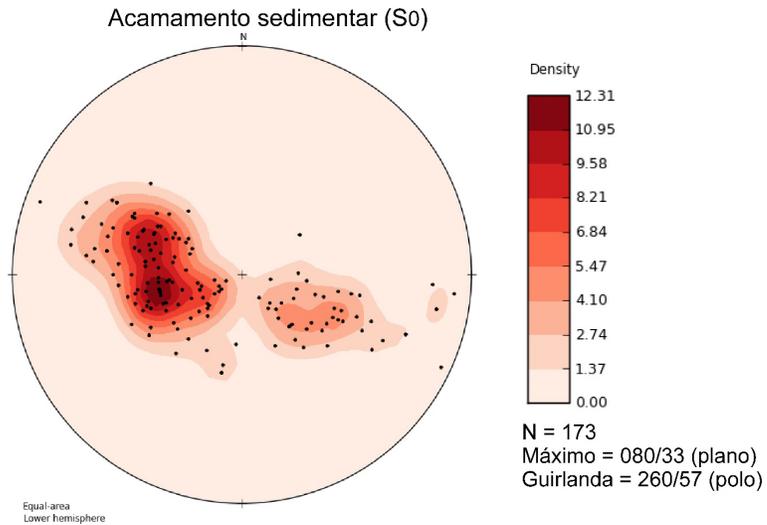


Figura 3. 3 - Estereograma de polos dos acamamentos (S_0).

3.2.2 – Foliação (S_1)

A foliação (S_1) não apresenta planos penetrativos bem desenvolvidos e por isso costuma ser dificilmente observada na Formação Três Marias, muito provavelmente devido ao caráter granular das rochas desta unidade. Em alguns afloramentos, em que as fácies têm maior concentração de granulometria areia fina e minerais filossilicáticos, a foliação apresenta-se ligeiramente mais evidente. O estereograma de projeção polar das foliações medidas na Formação Três Marias mostra uma direção NNE-SSW com duplo mergulho variando em torno de 15° a 90° para E e W, com predomínio dos mergulhos para E (Figura 3.4). A concentração máxima obtida para (S_1) foi 050/33 (plano) cujo polo é igual a 230/57.

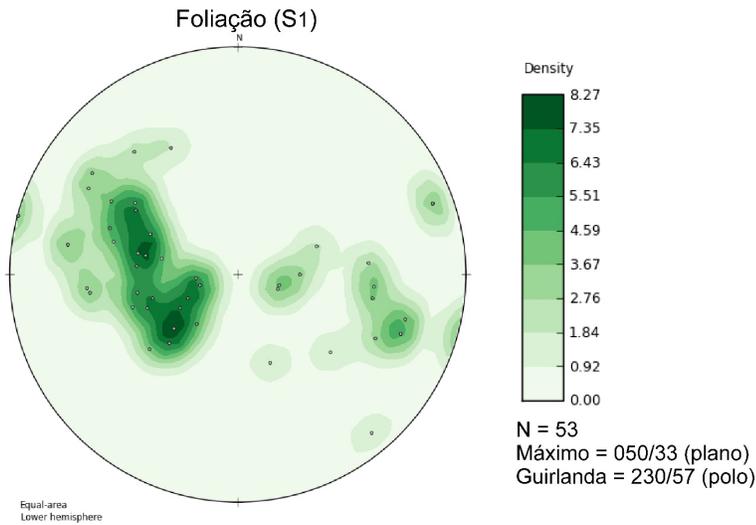


Figura 3. 4 - Estereograma de polos da foliação (S₁).

3.2.3 – Lineação de interseção (L_i)

A lineação de interseção (L_i), formada pela interseção das superfícies planares da foliação (S₁) e do acamamento (S₀), apenas é possível de se observar nos depósitos da Formação Três Marias nos casos em que a presença da foliação (S₁) se torna mais evidente. As lineações de interseção apresentam-se com direção preferencial NNE-SSW, paralela à charneira da estruturação do sinclinal, e com duplo caimento para NNE e SSW, com predomínio do primeiro (Figura 3.5).

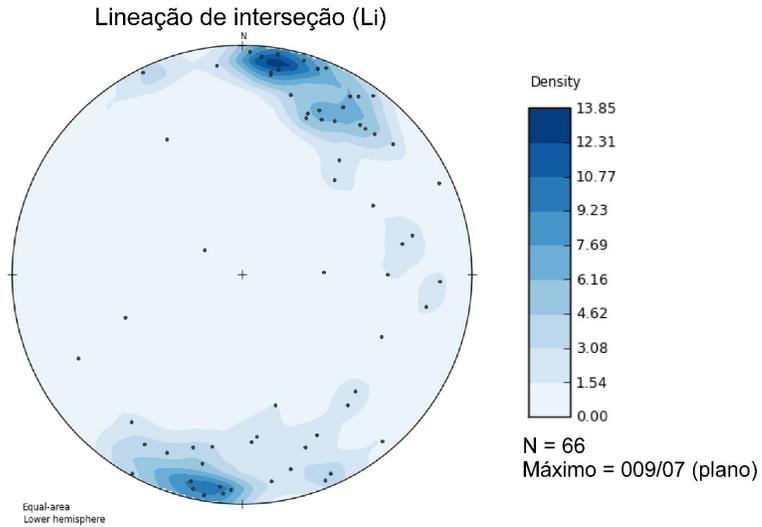


Figura 3. 5 - Estereograma da lineação de interseção (Li).

3.2.4 – Clivagem espaçada

A clivagem espaçada do tipo anastomosada, tipicamente observada em arenitos impuros dobrados e isentos de metamorfismo, também é reconhecida nas rochas da Formação Três Marias, embora não seja frequente em todos os afloramentos. Tal clivagem é posterior a foliação (S_1) e sub-paralela ao plano axial do dobramento regional. Com mergulhos muito elevados estas clivagens, por vezes, se assemelham às fraturas sub-verticalizadas. O estereograma das clivagens espaçadas medidas mostra uma direção predominantemente NNE-SSW, com duplo mergulhos muito elevados variando de 60° a 90° , com mergulho para W e E, embora com predomínio para E (Figura 3.6). A concentração máxima obtida para esta clivagem foi 129/83 (plano). A dispersão dos polos define uma guirlanda cujo polo é igual a 309/07.

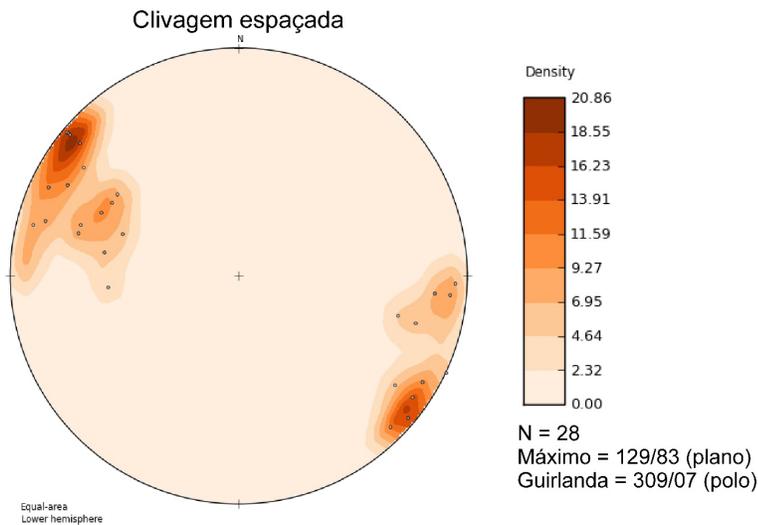


Figura 3. 6 - Estereograma de polos da clivagem espaçada.

3.2.5 – Dobras

Em razão da própria estruturação em sinforme, as dobras são facilmente identificadas por fotointerpretação de imagens aéreas da área estudada.

Na Formação Três Marias as dobras possuem plano axial com direção aproximadamente NNE-SSW, evidenciadas também pelo estereograma de projeção polar do acamamento e com a linha de charneira com duplo caimento bem suave para NNE e SSW. As dobras apresentam vergência para W, concordando com a vergência do sinclinal.

CAPÍTULO 4

ESTRATIGRAFIA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS NO SINCLINAL DE BUENÓPOLIS

4.1 – ESTRATIGRAFIA

Por meio das diversas descrições de afloramentos ao longo de drenagens, escarpas e estradas, realizadas no decorrer dos levantamentos de seções de detalhe - escala 1:100 no núcleo do sinclinal (Figura 3.2). O detalhamento da pilha sedimentar da Formação Três Marias, utilizando os critérios faciológicos (*i.e.*, granulometria, composição mineral, textura, estruturas sedimentares, além de outros atributos como geometria dos corpos (vide *item 1.5.2*), permitiu o reconhecimento de oito fácies sedimentar, descritas abaixo e no Quadro 4.1.

4.1.1 – Fácies sedimentares

Fácies Cg

Esta fácies compõe-se conglomerados suportados por clastos, de composição oligomítica, constituídos de fragmentos de veio de quartzo e quartzitos, embora, raras vezes se observe clastos de pelitos (Figura 4.1). O tamanho máximo dos clastos observados é de 20 centímetros,

entretanto, os diâmetros das classes modais verificadas variam de 05 a 12 centímetros. Os clástos possuem grau de arredondamento elevado e esfericidade moderada, com formatos oblatos a esféricos. A matriz é constituída por quartzo, feldspatos, filossilicatos e minerais pesados, na fração areia fina a média. Esta fácies dispõe-se em conjunto de camadas e lentes de espessura variando de 50 centímetros à 6 metros. Devido à falta de exposição, não foram observadas grandes continuidades laterais destas camadas e lentes. Muito raramente esses conglomerados possuem estruturas sedimentares, entretanto, em alguns locais é observado graduação normal e acamamento incipiente, além de ligeira imbricação dos clástos que se dá pelos eixos maiores. O contato basal com a Formação Serra da Saudade é brusco, e muitas vezes é evidente o caráter erosivo (Figura 4.1 B). Diferentemente, os contatos superiores e laterais raramente são bruscos, sendo quase sempre gradacional para arenitos grossos com seixos dispersos (Figura 4.1 E).

A fácies Cg ocorre com maior expressividade na base da Formação Três Marias e na porção sul da área estudada, todavia, também ocorre, de maneira mais discreta, na porção intermediária da pilha sedimentar da Formação Três Marias e em outras partes da área estudada.

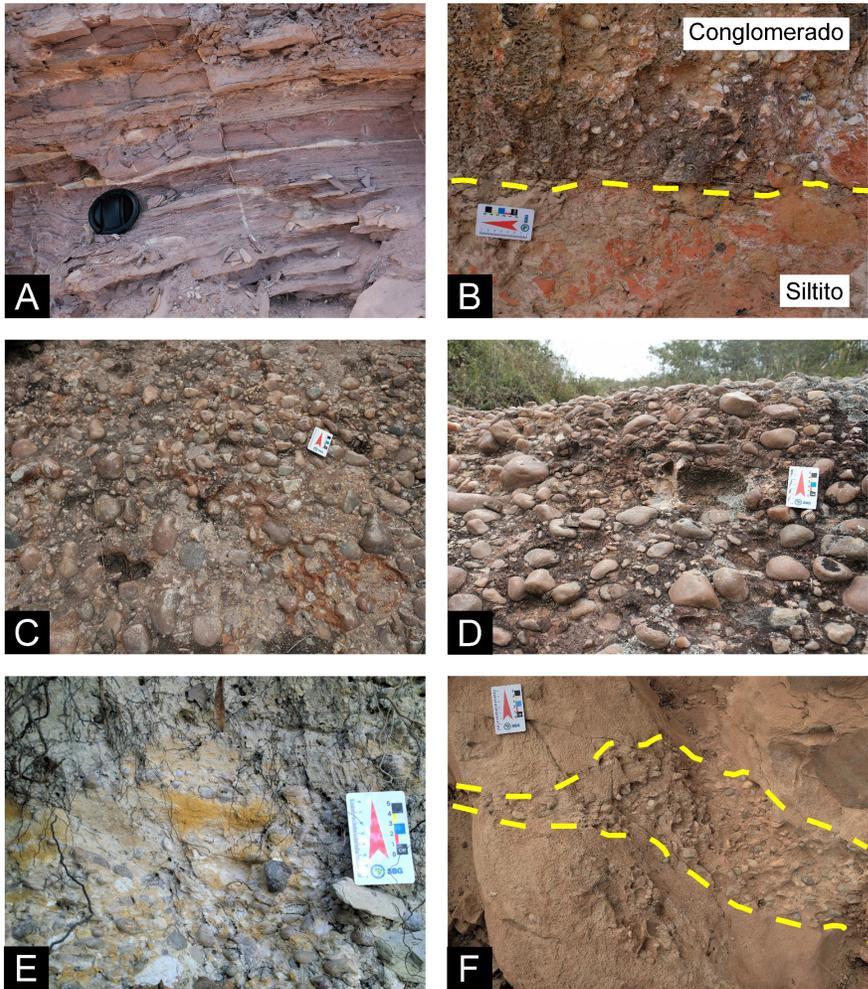


Figura 4. 1 - Fácies Cg.

(A) Siltito da Formações Serra da Saudade; (B) Contato brusco (linha tracejada em amarela) entre as formações Serra da Saudade (base) e Três Marias (topo); (C) Aspecto geral dos conglomerados; (D) Aspecto geral dos conglomerado; (E) Conglomerado gradando para arenito arcossiano grosseiro; (F) Arenito arcossiano grosseiro com lente de conglomerado (linha tracejada em amarelo).

Fácies AmS

A fácies AmS ocorre frequentemente associada aos conglomerados na base da Formação Três Marias, dispondo-se em camadas com espessura decimétricas a métricas. A geometria das camadas é tabular e late-

ralmente contínua, ainda que localmente ocorram camadas lenticulares. É formada por arenitos arcossianos com granulometria média a grossa e baixa maturidade textural, nos quais não foi possível reconhecer estruturas sedimentares (Figura 4.2). Os cláston e grânulos dispersos são essencialmente de natureza lítica, compostos por quartzitos finos, embora, ocorram também raros cláston de pelitos. Os diâmetros das classes modais verificadas variam de 03 a 07 centímetros. Os cláston possuem grau de arredondamento elevado e esfericidade moderada, sendo na maioria das vezes alongados, embora ocorram cláston de pelitos subangulosos.

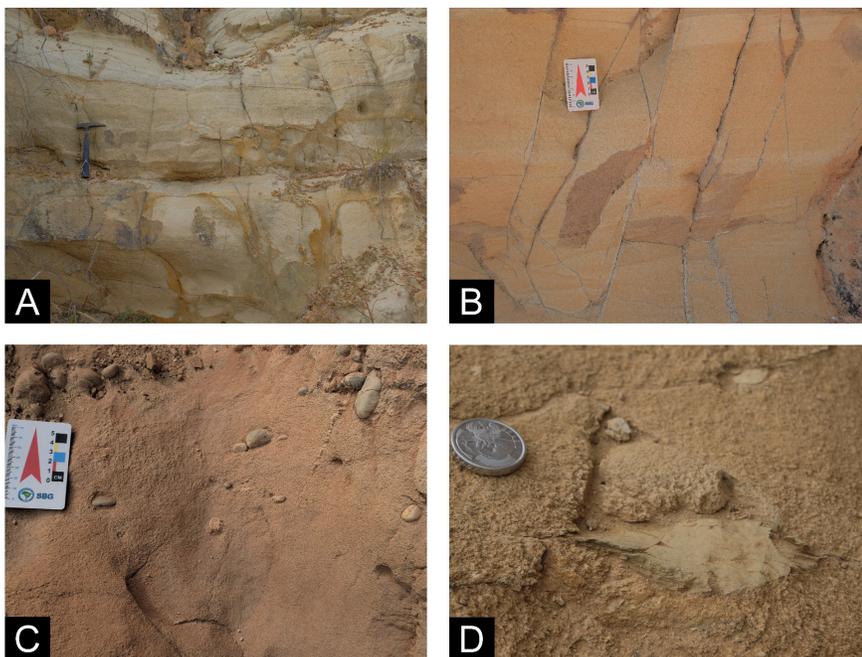


Figura 4. 2 - Fácies AmS.

(A) Arenito maciço; (B) Arenito maciço; (C) Arenito maciço com seixos dispersos; (D) Arenito maciço com seixos dispersos.

Fácies Aca

A fácies Aca é marcada pela presença de *sets* de estratificações cruzadas, isoladas ou agrupadas, cujo *sets* possuem 15 a 40 centímetros de espessura (Figura 4.3). As camadas apresentam pouca continuidade la-

teral e geometria levemente ondulada e lenticular, que se sobrepõem. A presença de superfícies de reativação é bastante comum, afetando várias estratificações cruzadas, muitas vezes truncando um *set* repetidas vezes. As superfícies de erosão em vários casos são marcadas por grânulos. É formada por arenitos arcossianos com granulometria média a grossa e baixa maturidade textural. Localmente, podem ocorrer clástos dispersos.

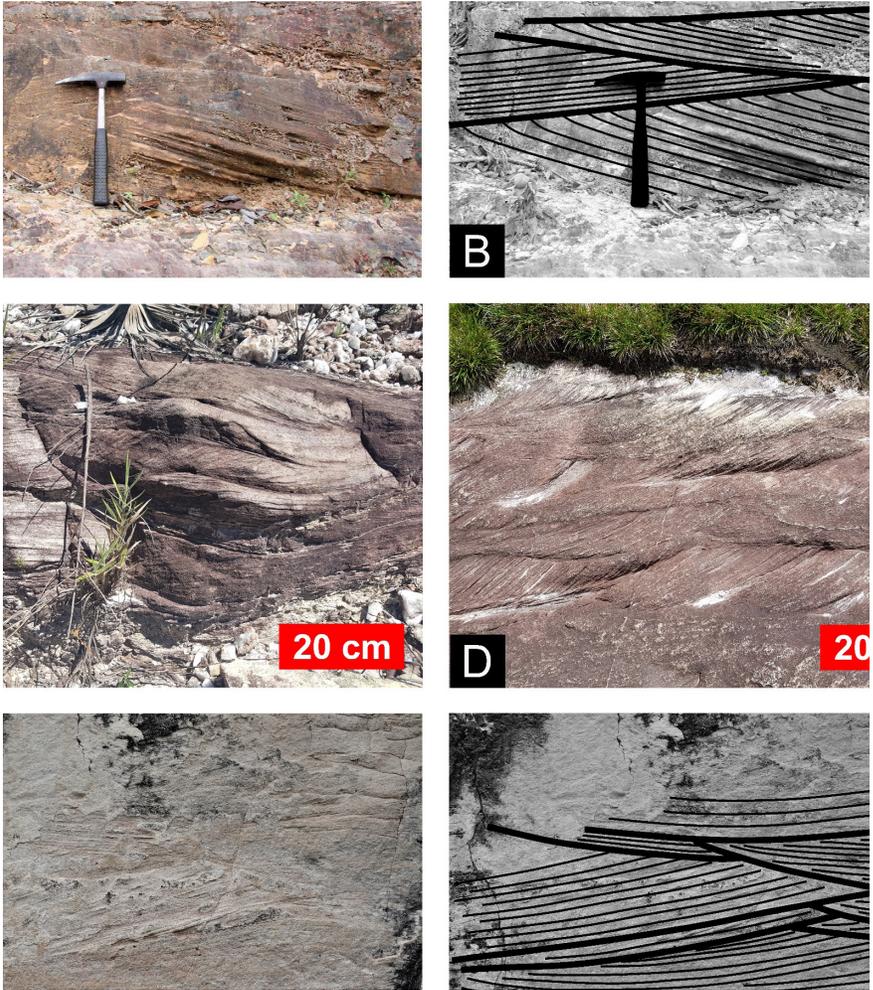


Figura 4. 3 - Fácies Aca.

(A) Arenito com estratificação cruzada acanalada; (B) Destaque das estratificações cruzadas acanaladas; (C) Arenito com estratificação cruzada acanalada (barra vermelho equivalente a 20

centímetros); (D) Arenito com estratificação cruzada acanalada (barra vermelho equivalente a 20 centímetros); (E) Arenito com estratificação cruzada acanalada; (F) Destaque das estratificações cruzadas acanaladas.

Fácies Act

A fácies Act é caracterizada pela presença de *sets* de estratificação cruzada tabular, isoladas ou agrupadas, cujo *sets* possuem 10 a 60 centímetros de espessura, formando camadas tabulares com espessura decimétrica a métrica que se sobrepõem (Figura 4.4). Geralmente, é observado acúmulo de grãos grossos e de minerais pesados concentrados na base dos *sets*. É constituída por arenitos arcossianos com granulometria fina a grossa e baixa maturidade textural. Localmente, podem ocorrer clastos dispersos.

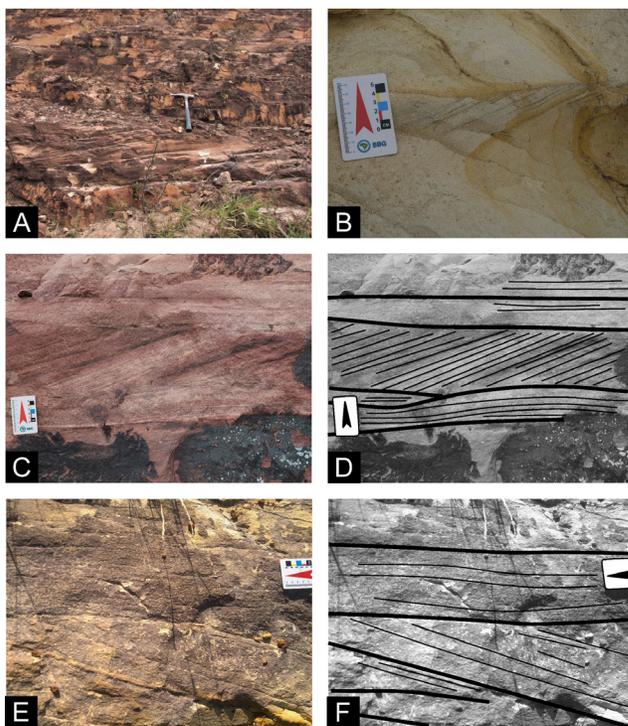


Figura 4. 4 - Fácies Act.

(A) Arenito com estratificação cruzada tabular; (B) Arenito com estratificação cruzada tabular; (C) Arenito com estratificação cruzada tabular; (D) Destaque das estratificações tabulares; (E) Arenito com estratificação cruzada tabular; (F) Destaque das estratificações tabulares.

Fácies Ahs

A fácies Ahs ocorre nos depósitos do topo da Formação Três Marias. Ela é marcada pela presença de sets de estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley* de amplitude decimétrica e comprimento de onda de até 3 metros (Figura 4.5). Ocorrem também marcas onduladas assimétricas assim como laminações cruzadas truncadas por ondas. A geometria das camadas é nitidamente ondulada. É formada por arenitos arcossianos com granulometria fina a média e baixa maturidade moderada.

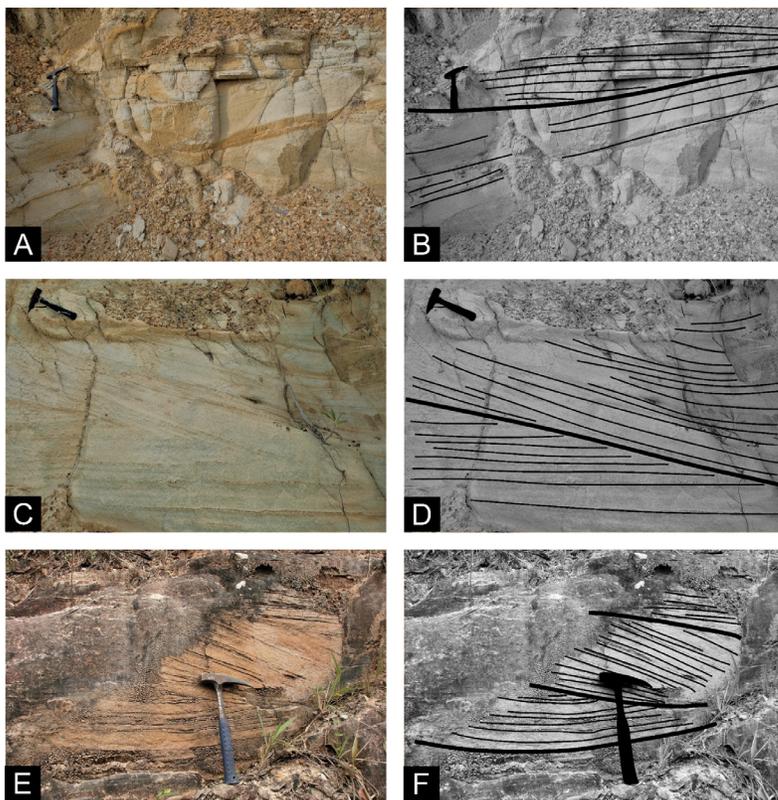


Figura 4. 5 - Fácies Ahs.

(A) Arenito finos com estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*; (B) Destaque das estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*; (C) Arenitos finos com truncamentos de baixo ângulo e estratificações cruzadas *swaley* (laminações côncavas para cima); (E) Arenito finos com estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*; (F) Destaque das estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*.

Fácies App

A fácies App é reconhecida pela presença de camadas com estratificação plano-paralelas conspícuas em *sets* com espessura de até 40 centímetros (Figura 4.6). As camadas apresentam forma tabular com extensa continuidade lateral. É formada por arenitos arcossianos com granulometria fina a grossa e maturidade textural moderada. Na maioria das vezes, esta fácies passa para as demais fácies de forma gradacional, não sendo observada nenhuma mudança brusca. No topo dos depósitos da Formação Três Marias esta fácies ocorre intercalada com camadas de arenito muito fino e siltito arenoso com laminações plano paralelas.

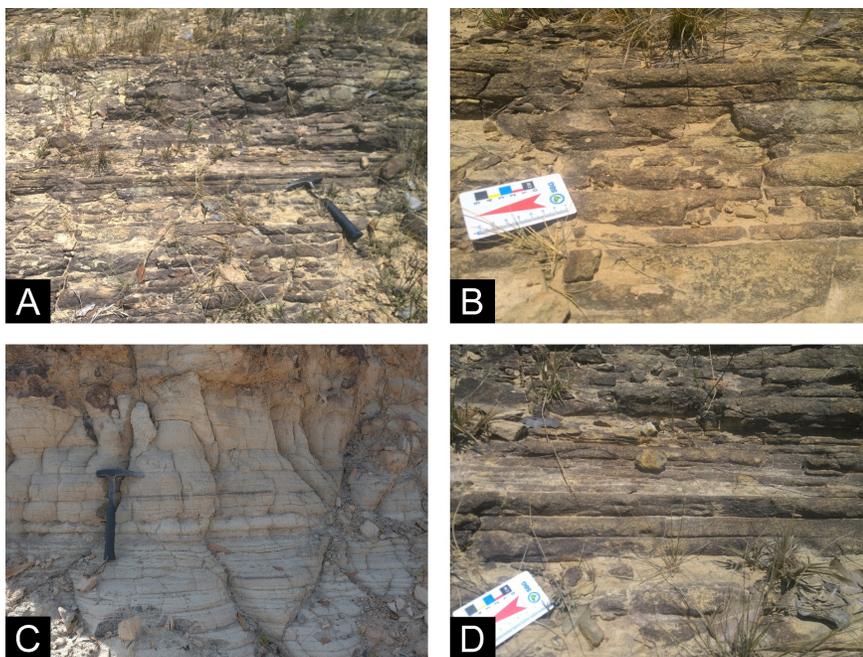


Figura 4. 6 - Fácies App.

(A) Arenito com estratificações plano-paralelas; (B) Arenito com estratificações plano-paralelas; (C) Arenito com estratificações plano-paralelas; (D) Arenito com estratificações plano-paralelas.

Fácies Acba

A fácies Acba é marcada pela presença de *sets* de estratificações cruzadas de baixo ângulo, isoladas ou agrupadas, cujo *sets* possuem até 60 centímetros de espessura (Figura 4.7). As camadas possuem geometria ondulada com espessuras métricas. É formada por arenitos arciosianos com granulometria fina a média e maturidade textural moderada.

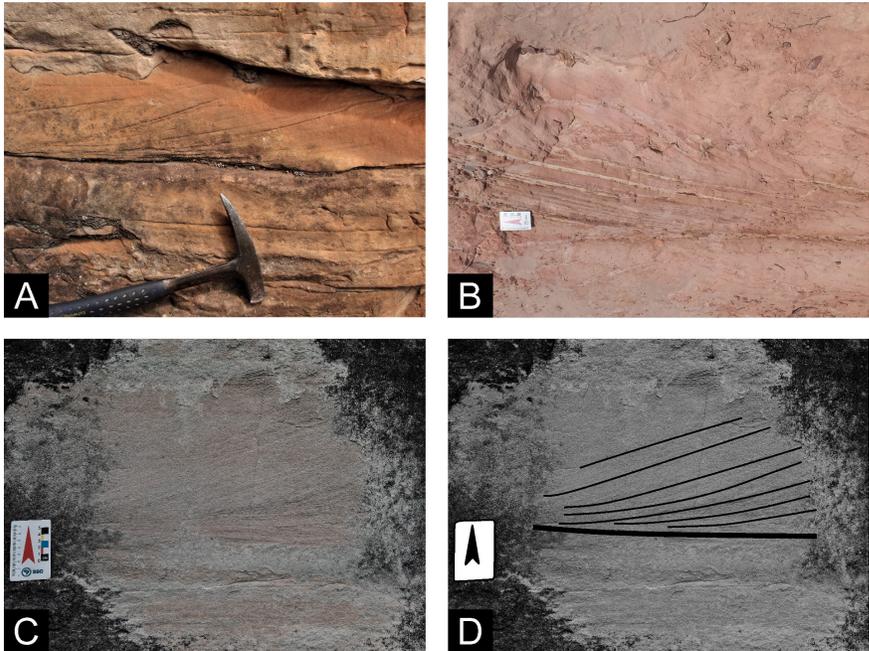


Figura 4. 7 - Fácies Acba.

(A) Arenito com estratificações cruzadas de baixo ângulo; (B) Arenito com estratificações cruzadas de baixo ângulo; (C) Arenito com estratificações cruzadas de baixo ângulo; (D) Destaque para estratificações cruzadas de baixo ângulo.

Fácies Spp

Esta fácies compõe-se de siltitos com laminações plano-paralelas, dispostos em camadas com geometria tabular a levemente ondulada, apresentando espessuras de até 30 centímetros e de grande continuidade lateral (dezenas de metros). Esta fácies tende a ocorrer intercalada com

a fácies App, com contatos, basal e superior, abruptos (Figura 4.8). A fácies Spp ocorre restrita nos depósitos do topo da pilha sedimentar da Formação Três Marias na porção norte e central área estudada.

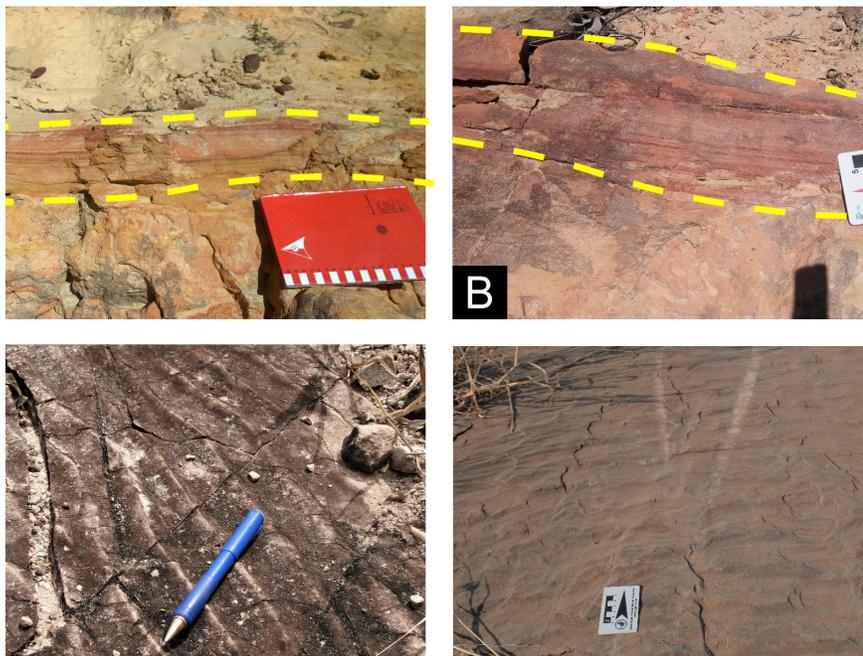


Figura 4. 8 - Fácies Spp.

(A) Siltitos com laminações plano-paralelas (linha tracejada amarela); (B) Siltitos com laminações plano-paralelas (linha tracejada amarela); (C) Arenitos com marcas de ondas, cristas de ripples simétricas; (D) Arenitos com marcas de ondas, cristas de ripples Simétricas.

| Fácies | Descrição | Estrutura sedimentar dominante | Processos sedimentares |
|--------|---|--|---|
| Cg | Conglomerados suportados por clastos. Matriz arenosa arcossiana mal selecionada. Gradação normal incipiente. Imbricações. | Maciça ou com acamamento pouco definido. | Fluxo de detritos pseudoplástico. Formas de leitos longitudinais. Depósitos residuais (<i>lags</i>) |
| AmS | Arenitos arcossianos, algumas vezes seixosos. Granulometria de grossa a média e baixa maturidade textural. | Maciça ou com acamamento pouco definido. | Fluxos hiperconcentrados. Preenchimento de canal. |

| Fácies | Descrição | Estrutura sedimentar dominante | Processos sedimentares |
|--------|---|--|---|
| Aca | Arenitos arcossianos, algumas vezes seixosos. Granulometria média a fina e baixa maturidade textural. | Estratificação cruzada acanalada | Migração de dunas 3D, crista sinuosa ou linguóides. |
| Act | Arenitos arcossianos. Granulometria média e baixa maturidade textural. | Estratificação cruzada tabular | Migração de dunas transversais 2D. |
| App | Arenitos arcossianos. Granulometria grossa a fina e maturidade textural moderada. | Estratificação plano-paralela | Formas de leito plano em regime de fluxo superior. |
| Acba | Arenitos arcossianos com granulometria média a fina e maturidade textural moderada. | Estratificação cruzada de baixo ângulo | Preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>), dunas atenuadas, antiduas. |
| Ahs | Arenitos arcossianos com granulometria média a fina e maturidade textural moderada. | Estratificação cruzada <i>hummocky</i> e <i>swaley</i> | Fluxos oscilatórios subaquosos de tempestades. |
| Spp | Siltitos laminados, com espessuras de até 30 centímetros e grande continuidade lateral. Maturidade textural moderada. | Laminações plano-paralelas | Formas de leito plano em regime de fluxo superior. |

Quadro 4. 1 - fácies sedimentar identificadas no estudo.

4.1.2 – Associação de fácies sedimentares

A análise dos dados estratigráficos coletados permitiu agrupar as várias fácies sedimentares em associações conforme o Quadro 4.2 e a Figura 4.9.

Quadro 4. 2 - Associação de fácies e interpretações dos ambientes de deposição.

| Associação de fácies | Fácies sedimentares | Ambiente deposicional |
|----------------------|------------------------|--|
| A1 | Cg; AmS; Aca; Acp; App | Fluvial entrelaçado |
| A2 | Ahm; Acba; App, Spp | Marinho-raso dominado por ondas de tempestades |

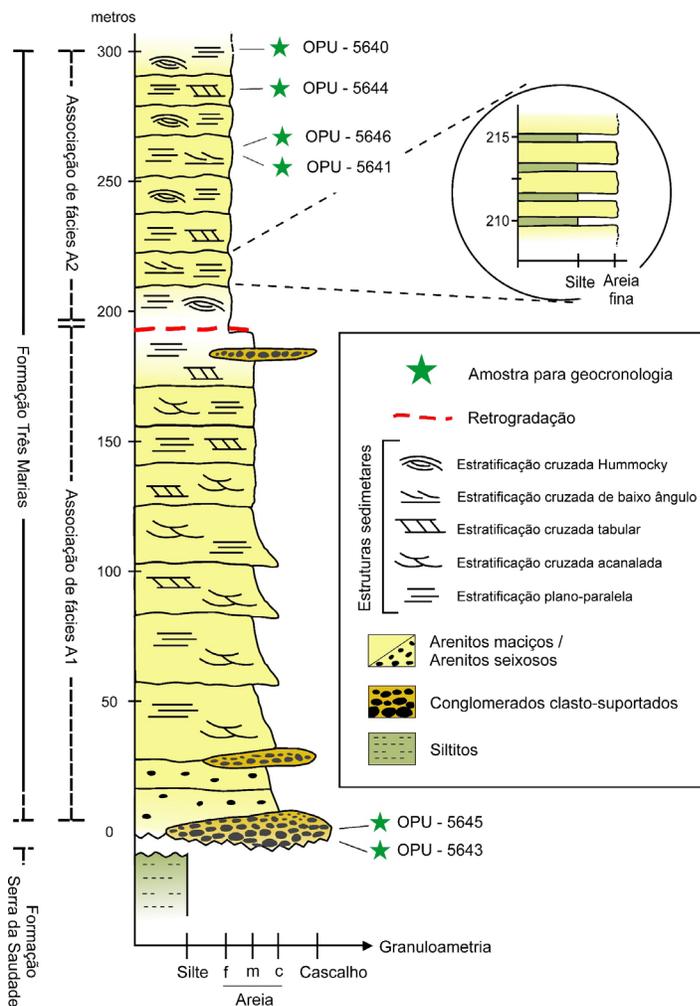


Figura 4. 9 - Empilhamento vertical das associações de fácies da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis com a indicação da posição estratigráfica de cada amostra para análise geocronológica.

Associação de fácies A1

A associação de fácies A1 integra um conjunto de fácies sedimentares composto pelas fácies Cg, AmS, Aca, Acp e App (Quadro 4.2). As lentes das fácies conglomeráticas (Cg) gradam e intercalam ascendente e lateralmente com as camadas, relativamente contínuas, com a fácies arenosa (AmS). Na maioria das vezes estas duas fácies (Cg e AmS) são encontradas em conjunto e com grande expressão na base da Formação Três Marias e, principalmente, na porção sul do núcleo do sinclinal, em um contato abrupto e erosivo logo acima da Formação Serra da Saudade. Não obstante, ocorrem camadas em formas de lentes e de lençóis das fácies (Cg), de maneira localizada e bem menos expressa, na porção intermediária da pilha sedimentar da Formação Três Marias e na região central do núcleo do sinclinal. As fácies sedimentares arenosas (Aca, Acp e App) se intercalam formando um espesso pacote. Estes arenitos são arcossianos e texturalmente imaturos a submaturos. Seus depósitos se dão em camadas com base plana não erosiva a fracamente erosiva, de dimensões decimétricas a métricas e formas geométricas variadas. Este conjunto de fácies sedimentares é o que ocorre com maior frequência e está amplamente distribuído por toda a área do sinclinal. Os contatos com a associação de fácies A2 é gradacional.

Os depósitos da fácies (Cg) seriam o produto de migração e amalgamento de barras longitudinais e lençóis de cascalho, típica de depósitos associados a fluxos unidirecionais de alta energia, podendo estar relacionada a depósitos residual de canal e/ou depósitos de peneiramento. Também possui características de depósitos de correntes de processos associados à movimentação de cascalho no leito de cursos fluviais, preenchendo o fundo de canais entrelaçados (MIALL, 1977). Pela sua baixa maturidade textural, baixo índice de segregação e alto índice de lenticularidade, esta fácies não pode ser considerados depósitos de origem marinha (CLIFTON, 1973; DOBKINS; FOLK, 1970). A falta de estruturas visíveis e o grau de selecionamento dos grãos nos depósitos da fácies (AmS) sugerem deposição em ambiente aquoso por fluxos hiper-

concentrados ou por fluxo gravitacional devido a colapsos de bancos de canal (MIALL, 1996).

A fácies Aca é associada a depósitos de migração de *megaripples* de crista sinuosa ou dunas subaquáticas (dunas 2D e 3D), em regime de fluxo inferior. Estratificações acanaladas são feições típicas de depósitos de barras longitudinais e preenchimento de canal em ambiente fluvial entrelaçado (Miall, 1985). A fácies Acp apresenta uma associação com depósitos de migração de barras arenosas transversais de correntes fluviais de canais entrelaçados. Já a fácies App é associada a correntes trativas em leitos planos, devido mudança das formas de leito de fluxos trativos para leito plano, correspondentes da passagem de regime de fluxo inferior para o superior (ALLEN, 1982; COLLINSON, 1970; MIALL, 1977; TUCKER, 1991; STOW, 2011; BOGGS JR, 2011).

Associação de fácies A2

Já a associação de fácies A2 engloba um outro conjunto de fácies sedimentares (fácies Ahs; Acba; App, Spp; Quadro 4.2) que se intercalam formando um pacote majoritariamente arenoso, embora, ocorra a fácies pelítica (Spp), ainda que de maneira subordinada em alguns afloramentos. Os depósitos desta associação se dispõem em camadas com formas geométricas tabulares a suavemente onduladas e de dimensões decimétricas a métricas. Esta associação de fácies ocorre no topo da pilha sedimentar na Formação Três Marias, com maior frequência e amplamente distribuída por toda a área do sinclinal, no entanto, a fácies (Spp) tende a ocorrer na porção norte.

O padrão de truncamento de baixo ângulo entre os *sets* e ocorrência da fácies (Ahs) em associação com *ripples* de onda de formas simétricas e assimétricas, sugerem depósitos de origem atribuída a fluxos oscilatórios de ondas em ambiente marinho raso, com eventos episódicos de tempestades (HARMS, 1975; HARMS et al., 1982; CHEEL; LEKIE, 1993). Provavelmente estes depósitos são produtos do aporte ou retra-

balhamento de material arenoso em ambiente de transição entre face litorânea (*shoreface*) e costa afora (*offshore transition*), abaixo do limite de ação de ondas de tempo bom (WALKER; PLINT 1979; CHEEL; LEKIE 1993; CLIFTON, 2006; DUMAS; ARNOTT 2006). O truncamento de baixo ângulo entre os *sets* truncamento de baixo ângulo das litofácies (Act) de bases tangenciais e direção de mergulho reversa demonstram ajustes da praia a mudanças no regime de ondas ou ao fornecimento de sedimentos (GALLOWAY; HOBDAY, 1996). A ocorrência de intercalações entre as fácies (Spp) e (App) indica alternância na energia do fluxo durante a deposição. Os depósitos de pelíticos provavelmente foram depositados por suspensão em condições pós-tempestade e de bom tempo (LOWE 1982; JOHNSON; BALDWIN 1996).

4.2 – PETROGRAFIA MICROSCÓPICA

A caracterização petrográfica dos arenitos da Formação Três Marias está focada, sobretudo, nos aspectos texturais e composicionais dos constituintes detríticos e, subordinadamente, dos constituintes autigênicos. A porosidade não será abordada neste estudo. Foram descritas 22 lâminas delgadas (Quadro 4.3).

Quadro 4. 3 - Lâminas delgadas descritas.

| Associação de fácies | Lâminas delgadas |
|----------------------|---|
| A1 | SBU-007; SBU-011; SBU-012; SBU-014; SBU-018; SBU-040; SBU-047; SBU-048; SBU-058; SBU-060; SBU-067; SBU-068; SBU-069; SBU-090; SBU-092 |
| A2 | SBU-010; SBU-017; SBU-031; SBU-032; SBU-045; SBU-093; BN-55 |

4.2.1 – Aspectos texturais

Quando observados ao microscópio petrográfico, os arenitos de ambas as associações de fácies A1 e A2 apresentam aspectos texturais semelhantes.

O arcabouço é sustentado por grãos, sendo o contato entre eles predominantemente dos tipos pontual, côncavo-convexo e longitudinal, embora ocorra, ocasionalmente, contatos do tipo flutuante e suturado (Figura 4.10), caracterizando um empacotamento do caráter do tipo normal a fechado, de acordo com a classificação de Kahn (1956).

Os grãos detríticos são em sua maioria equantes a alongados, comumente angulosos a subarredondados, com baixo grau de esferecidade e arredondamento, embora as rochas da associação de fácies A2 tendam a apresentar graus de arredondamento e esferecidade ligeiramente maiores que os grãos da associação de fácies A1.

As rochas da associação de fácies A1 apresentam granulometria variando desde a fração areia fina até areia grossa, ocorrendo esporadicamente grânulos, sendo a moda areia média, o que confere um grau de selecionamento moderado à mal selecionado, conforme os parâmetros de Pettijohn *et al.* (1987). Já as rochas da Associação de fácies A2 apresentam granulometria variando desde a fração areia muito fina até areia média, sendo a moda areia fina, caracterizando um grau de selecionamento moderado à mal selecionado, conforme os parâmetros de Pettijohn *et al.* (1987). Em ambas Associações de Fácies os arenitos são classificados como submaturados conforme a classificação de Folk (1974).

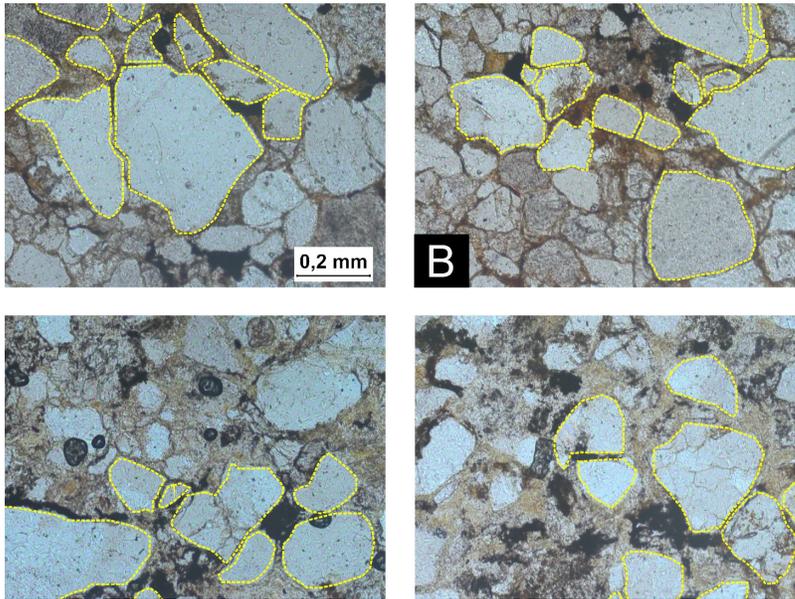


Figura 4. 10 - Fotomicrografias demonstrando as características texturais dos arenitos, demonstrando baixa maturidade textural.
 (A) Lâmina SBU-048, arcabouço sustentado por grãos (linhas tracejadas).
 (B) Lâmina SBU-040, arcabouço sustentado por grãos (linhas tracejas).

4.2.2 – Composição mineral

O Quadro 4.4 apresenta a variação percentual dos constituintes obtidos através da análise modal das 11 lâminas. Baseado nos critérios de Folk (1974), de acordo das porcentagens modais dos principais minerais formadores do arcabouço da rocha, os arenitos são classificados como subarcósios e arcósios (Figura 4.11).

Quadro 4. 4 - Composição mineralógica das amostras dos arenitos da Formação Três Marias.

| Minerais | Associação de fácies A1 | | Associação de fácies A2 | |
|--------------------|-------------------------|------------|-------------------------|------------|
| | Mínimo (%) | Máximo (%) | Mínimo (%) | Máximo (%) |
| Quartzo | 30 | 55 | 45 | 55 |
| K-feldspato | 10 | 22 | 8 | 15 |
| Plagioclásio | 10 | 17 | 8 | 13 |
| Fragmentos líticos | 6 | 15 | 4 | 13 |

| Minerais | Associação de fácies A1 | | Associação de fácies A2 | |
|-----------|-------------------------|------------|-------------------------|------------|
| | Mínimo (%) | Máximo (%) | Mínimo (%) | Máximo (%) |
| Muscovita | 4 | 6 | 3 | 6 |
| Clorita | 3 | 5 | 4 | 5 |
| Biotita | 2 | 3 | 1 | 3 |
| Opacos | 2 | 4 | 2 | 3 |
| Turmalina | < 1 | < 1 | < 1 | 1 |
| Titanita | < 1 | 1 | < 1 | 1 |
| Epidoto | ----- | < 1 | ----- | < 1 |
| Cimento | 1 | 6 | 2 | 12 |

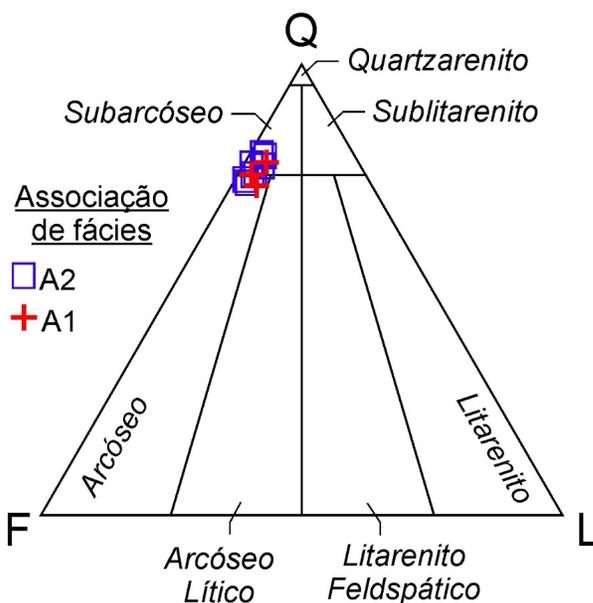


Figura 4. 11 - Classificação dos arenitos segundo Folk (1974).

O quartzo ocorre predominantemente em grãos monocristalinos, com extinção reta a fracamente ondulante. Subordinadamente, ocorrem grãos de quartzo policristalino, formando arranjo em mosaico, cuja presença é mais comum nas fácies mais grossas. Entre os grãos mais grossos ocorrem, por vezes, quartzo de veio policristalino (Figura 4.12 A e B).

Entre os feldspatos, o plagioclásio, notadamente, prevalece em relação aos feldspatos alcalinos, nos quais o microclínio predomina levemente sobre o ortoclásio (Quadro 4.4). As alterações mineralógicas dos grãos de feldspatos variam em tipos e intensidades. É frequente a coexistência de grãos “frescos” com grãos levemente e/ou intensamente alterados (e.g., saussuritizados, vacuolizados e sericitizados, Figura 4.12 C e D), o que sugere que estes processos de alteração se desenvolveram sob condições retrometamórficas, deutéricas ou metassomáticas nas rochas fontes e não sob condições diagenéticas “*in situ*”.

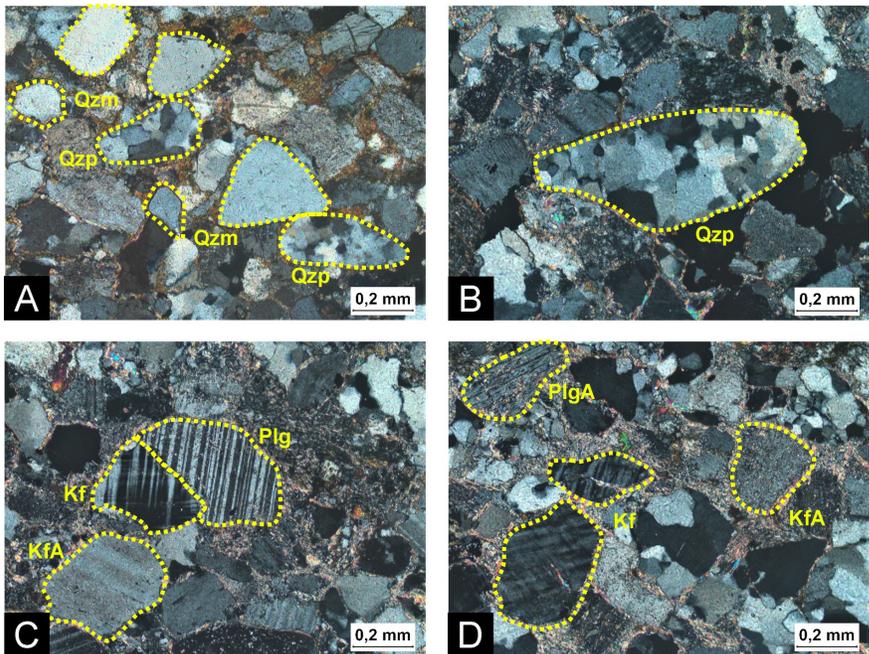


Figura 4. 12 - Fotomicrografias dos constituintes detríticos.

(A) Lâmina SBU-048 - Qzm: quartzo monocristalino; Qzp: quartzo policristalino. (B) Lâmina BN-55 - Qzp: quartzo policristalino. (C) Lâmina SBU-040 - Kf: Feldspatos potássicos; KfA: Feldspatos potássicos alterados; Plg: plagioclásios. (D) Lâmina BN-55 - Kf: Feldspatos potássicos; KfA: Feldspatos potássicos alterados; Plg: plagioclásios; PlgA: plagioclásios alterados.

Os fragmentos líticos ocorrem em quantidades menores em relação aos grãos de quartzo e de feldspatos (Quadro 4.4). As ocorrências mais comuns são dos fragmentos líticos metamórficos (Figura 4.13 A). Os grãos de xistos e filitos, por vezes, ocorrem deformados devido à com-

pactação mecânica, gerando pseudomatriz “*in situ*”. Entre os fragmentos líticos sedimentares ocorrem carbonatos e intraclastos argilosos (Figura 4.13 B). São esporádicas as presenças de fragmentos líticos de rochas plutônicas ácidas, provavelmente granitoides (Figura 4.13 A e C).

Os flossilicatos ocorrem em lamelas tabulares nos quais, frequentemente, observa-se um forte dobramento de palhetas sugerindo compactação mecânica (Figura 4.13 D). Ademais, é notável transformação parcial para clorita na borda dos cristais de muscovita e biotita. São observadas algumas pequenas palhetas de clorita, cuja origem detrítica é duvidosa, pois pode se tratar de uma transformação total da biotita ou muscovita.

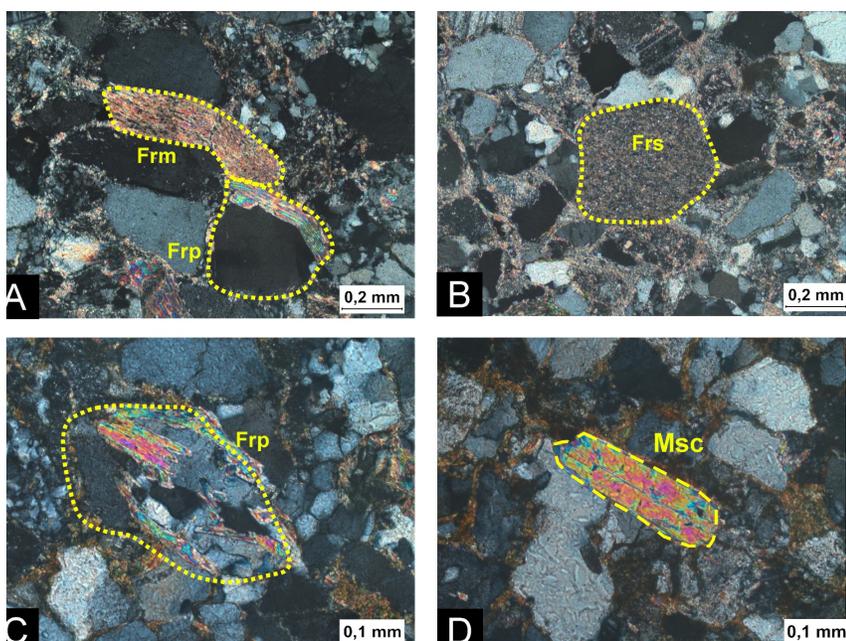


Figura 4. 13 - Fotomicrografias dos constituintes detríticos

(A) Lâmina SBU-045 – Frm: Fragmento de rocha metamórfica. (B) Lâmina BN-55 – Frs: Fragmento de rocha sedimentar (C) Lâmina SBU-048 – Frp: Fragmento de rocha plutônica. (D) Lâmina SBU-031 – Msc: Muscovita.

Constituintes acessórios completam o quadro composicional, representando menos de 1% (Quadro 4.4). A assembleia de minerais acessórios é representada por turmalinas, titanita, epidoto, rutilo, monazita e

zircão, além de minerais opacos (Figura 4.14). Entre os minerais pesados (*e.g.*, turmalina, rutilo e titanita) é interessante observar que alguns apresentam-se em cristais que tendem a ser idiomorfos, o que indica transporte de curtas distâncias ou têm origem autigênica. É relativamente comum a presença de sobrecrescimento de turmalinas.

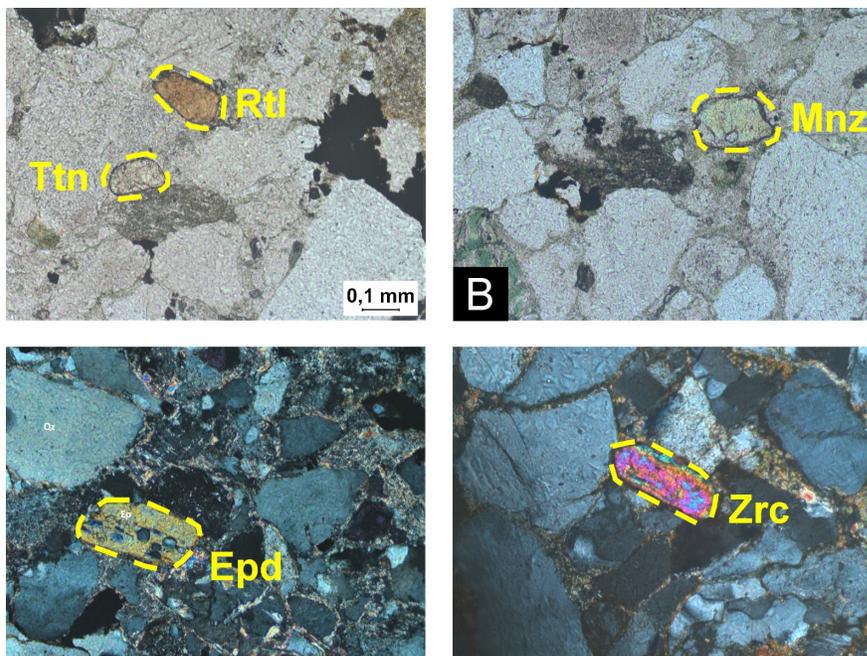


Figura 4. 14 - Fotomicrografias dos tipos de grãos detriticos de minerais acessórios (linhas tracejadas). (A) Lâmina BN-55 – Ttn: Titanita arredondada. (B) Lâmina BN-55 – Ttn: Titanita angulosa, Rtl: Rutilo. (B) Lâmina BN-55 – Mnz: Monazita. (C) Lâmina BN-55 – Epd: Epitodo. (D) Lâmina SBU-048 – Zrc: Zircão.

A matriz é pouco presente ou quase inexistente, ocorre como constituinte acessório, caracterizada por argilas de infiltração. O cimento, diferentemente da matriz, ocupa maior volume do espaço intergranular, embora, não constitua mais que 5% do volume total. Na maioria das amostras é observada cimentação ferruginosa, estando os grãos, às vezes, revestido por uma fina película de coloração acastanhada.

4.2.3 – Processos diagenéticos

O termo diagenese se refere a um amplo conjunto de transformações químicas, físicas e até biológicas (e.g., desidratação, cimentação, compactação, dissolução, precipitação e reações minerais). Os processos diagenéticos são continuamente ativos, na tentativa de alcançar um equilíbrio físico e geoquímico com o ambiente, evoluindo durante os ciclos de deposição, soterramento e soerguimento das rochas sedimentares, excluindo as alterações metamórficas, intempéricas e pedológicas. (CURTIS, 1977; BURLEY et al., 1985; MORAD, 1991).

Diversos fatores exercem influência nos processos diagenéticos, com destaque para os fatores composicionais relativos aos constituintes detríticos e aos fluidos intersticiais. Também se destacam os fatores não composicionais, como textura e trama da rocha, temperatura, pressão, fluxo de fluidos, além do período de atuação dos processos diagenéticos e da história geológica pós deposicional dos sedimentos (PETTIJOHN et al., 1987; DE ROS, 1996).

Ao estudarem a história deposicional de rochas carbonáticas, Choquette & Pray (1970) subdividiram o campo da diagenese utilizando os seguintes termos para classificar os eventos diagenéticos: i) eodiagenese, ii) mesodiagenese e iii) telodiagenese. Estes termos são aqui utilizados conforme conceito de Morad *et al.* (2000). Embora, não haja uma definição específica em torno dos limites da diagenese, tem se assumido que estas transformações se desenvolvem desde a superfície até ordem de 5 a 7km de profundidade, dentro de variações de 21 a 200°C de temperatura e 1 a 2000 atm de pressão, antes de que se alcance o limite das condições de pressão e temperatura para o início das transformações de anquimetaformismo (SCHMIDT; MCDONALD, 1979; MORAD et al., 2000).

A eodiagenese, termo relativo a diagenese precoce, compreende estágio no qual os sedimentos recém depositados e soterrados encontram-se sob influência de processos atuantes próximos à superfície de deposição, a baixas profundidades (cerca de 2 km de profundidade) e baixas temperaturas (entre 30 e 70 ° C). Estes processos são intensa-

mente controlados pela química das águas intersticiais, que por sua vez são influenciadas pelo clima, além do controle devido as características do ambiente deposicional (CHOQUETTE; PRAY, 1970; MORAD et al., 2000).

A mesodiagênese refere-se ao estágio intermediário de soterramento efetivo, no qual os sedimentos são litificados transformando-se em rochas. Compreende todos os processos que ocorrem em subsuperfície a partir de profundidades onde a rocha está fora do alcance de influência dos processos superficiais e ainda não atingiu condições metamórficas. Este estágio se divide em duas etapas, nas quais o aumento da pressão e da temperatura são os principais agentes controladores das transformações diagenéticas. A etapa da mesogênese superficial desenvolve no âmbito de profundidades entre 2 e 3 km e temperaturas entre 70 e 100 ° C, enquanto a etapa da mesogênese profunda ocorre desde profundidades em torno de 3 km e temperaturas em torno de 100 ° C até o limite de metamorfismo (temperaturas superiores a 200-250 °C) e a profundidades variáveis, dependendo do gradiente geotérmico da região (CHOQUETTE; PRAY, 1970; morad et al., 2000).

A telodiagênese, termo sinônimo a diagênese tardia, também engloba os processos atuantes na superfície de erosão, ou próximas a ela. Porém, tais processos atuam sobre rochas sedimentares, já litificadas após as condições de soterramento efetivo, as quais em decorrência de eventos geológicos foram soerguidas e novamente reexpostas às condições superficiais (CHOQUETTE; PRAY, 1970; MORAD et al., 2000).

O estudo dos arenitos da Formação Três Marias na região do Sinclinal Buenópolis, por meio da descrição de lâminas delgadas, revelou que os processos diagênicos atuaram de forma pouco distinta para as diferentes associações de fácies da Formação Três Marias. A principal diferença observada de processos diagenéticos entre as associações de fácies é a presença de infiltração mecânica de argilominerais na associação de fácies A1 e a ausência deste processo diagenético na associação de fácies A2. Os demais processos diagenéticos observados ocorrem em ambas as associações de fácies.

A evolução temporal das diferentes fases diagenéticas ao longo da história diagenética dos arenitos é apresentada na Figura 4.15.

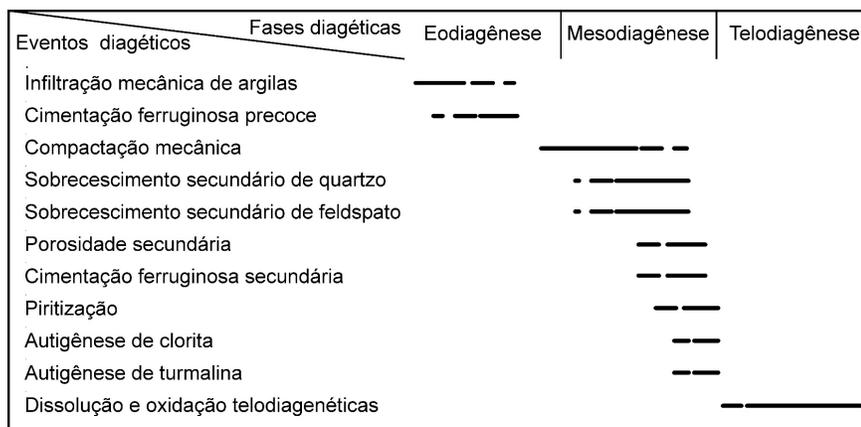


Figura 4. 15 - Evolução temporal das fases diagenéticas dos arenitos da Formação Três Marias

A **infiltração mecânica de argila** é reconhecida nas amostras descritas sob a forma de películas e aglomerados de argilominerais que se concentram ao redor dos grãos detríticos do arcabouço (Figura 4.16 A e B). Sendo de ocorrência muito comum nas amostras da associação de fácies A1, dominada por sistemas aluviais. Conforme Wilson & Pittman (1977) este processo é de origem estritamente física, provocado pela entrada de águas torrenciais ricas em partículas argilosas preenchimento do espaço intergranular durante a eodiagênese. A infiltração mecânica de argilominerais alogênicos pode ocorrer sin-deposicional e/ou também pode ser após a deposição dos sedimentos. Este processo é muito efetivo em regiões de clima árido, nos quais ocorre grande concentração de sedimentos em suspensão e flutuações do nível freático, e em ambientes em que o retrabalhamento de sedimentos seja o menor possível (MATLACK et al., 1989; CRONE, 1975). Segundo Molenaar (1986), quanto maior a permeabilidade maior a capacidade de penetração das águas torrenciais com essas partículas de argilas em suspensão e, consequentemente, maior a probabilidade de êxito deste processo. Entretanto Moraes & De Ros (1988; 1992), ao estudarem a influência da argila de infiltração mecânica em arenitos fluviais, observaram que, embora, o

processo de infiltração mecânica de argila seja mais eficaz em sedimentos aluviais grosseiros, em especial em climas áridos e semi-áridos, este mecanismo também pode ocorrer em outros ambientes, porém, com escalas e grau de eficiência limitadas.

A **cimentação ferruginosa precoce** é identificada nas amostras descritas através da observação de películas de óxidos de ferro que envolvem os grãos detríticos e preenchem a porosidade primária nos interstícios granular (Figura 4.16 C e D). A precipitação deste cimento se desenvolve, geralmente, nos estágios iniciais de soterramento durante a eodiagenese. As condições de altas taxas de oxidação e de baixa concentração de matéria orgânica, o que dificulta a formação de piritas e permite a precipitação de cimento ferruginoso (LU et al., 1994). A origem desta cimentação varia conforme o ambiente deposicional e as condições diagenéticas, dependendo de aspectos litológicos, como porosidade e permeabilidade, além da composição geoquímicas dos fluidos circulantes e das interações entre o fluido e a rocha. A dissolução de minerais ricos em Fe, em condições próximas àquelas da superfície de sedimentação, pode ser a principal fonte de elementos para este tipo de cimentação em arenitos (WALKER, 1967, 1974; WALKER et al., 1981).

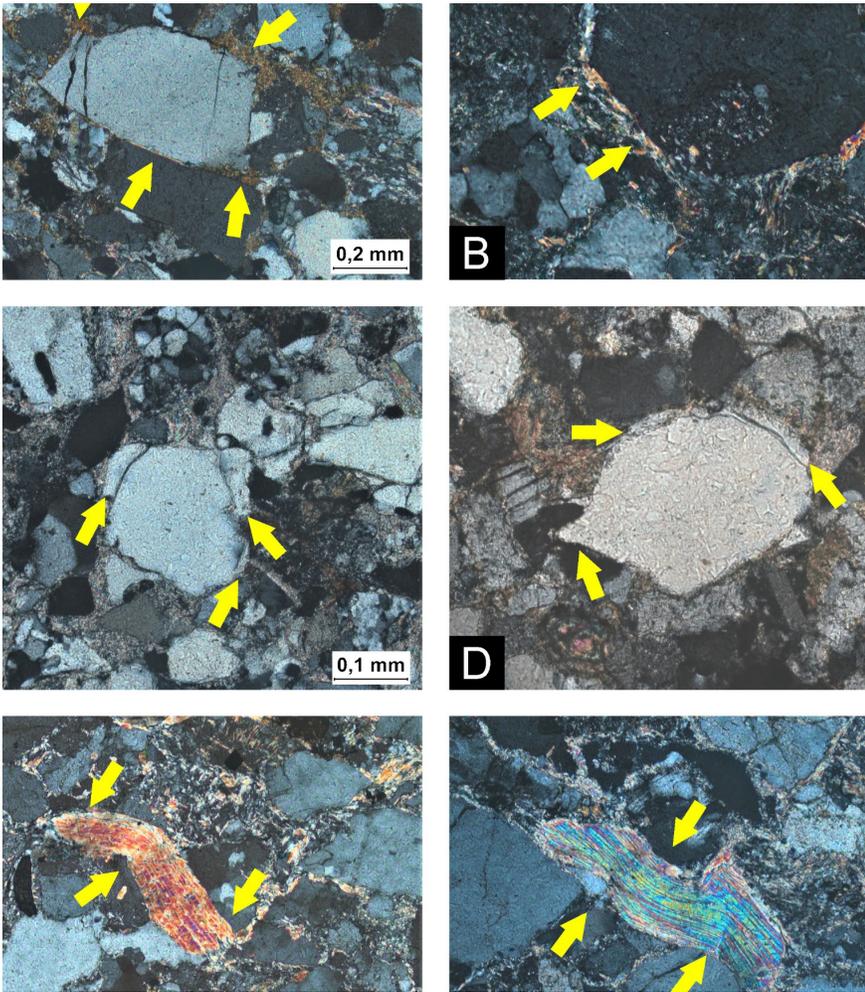


Figura 4. 16 - Fotomicrografias dos processos diagenéticos dos arenitos da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis

(indicado por setas amarelas). (A) Lâmina SBU-040 – Argilominerais mecanicamente infiltrados preenchendo espaços intergranulares. (B) Lâmina SBU-048 – Argilominerais mecanicamente infiltrados concentrados tangencialmente ao redor de grãos detrítico.

(C) Lâmina SBU-010 – Cimentação ferruginosa precoce e sobre crescimento secundário de quartzo (indicado por setas amarelas) envolvendo grão detrítico.

(D) Lâmina BN-55 – Cimentação ferruginosa precoce sobre crescimento secundário de quartzo (indicado por setas amarelas) envolvendo grão detrítico. (E) Lâmina SBU-007 – Compactação mecânica evidenciada por cristal de moscovita dobrado.

(F) Lâmina SBU-045 – Compactação mecânica evidenciada por cristal de moscovita dobrado

A **compactação mecânica** é provocada pelo soterramento dos sedimentos que se inicia tão logo os sedimentos sejam depositados durante a eodiagênese. Em virtude da baixa maturidade mineralógica das amostras descritas, a compactação mecânica é frequentemente notada pelo dobramento de grãos dúcteis em especial, os cristais dos filossilicatos, fragmentos de filitos e intraclastos argilosos (Figura 4.16 E e F). A presença de grãos com contatos do tipo côncavo-convexo e suturados, também é um indicativo de processos de compactação mecânica.

Crescimento secundário de quartzo é reconhecido em lâminas através da observação do sobrecrecimento de quartzo autigênico em torno dos grãos de quartzo detríticos, em continuidade óptica, de modo que o grão detrítico e o sobrecrecimento se extinguem juntos sob polarizadores cruzados (Figura 4.16 C e D). Entretanto, algumas vezes, só é possível distinguir esse sobrecrecimento quando na junção entre o sobrecrecimento e o próprio grão detrítico ocorrem películas muito finas de argilominerais ou de óxidos, ou ainda, quando o cimento exhibe faces cristalinas bem definidas. Segundo Pittman (1972), os cristais de quartzo autigênico inicialmente não apresentam faces bem formadas, e apenas quando há espaço suficiente nos poros do arcaço da rocha, que a quantidade de cimento aumenta envolvendo os grãos detríticos, dando origem a faces cristalinas bem definidas. Este processo se desenvolve tanto na interface eo-mesodiagênese, quanto no estágio da mesodiagênese, sendo com maior intensidade entre as profundidades de 1 a 2 km com temperatura na ordem de 70 °C a 150°C (MCBRIDE, 1989; WALDERHAUG, 1994; PRIMMER et al., 1997). Conforme os estudos de Bjørlykke & Egeberg (1993) e Blatt (1979), as fontes de sílica necessárias para formação desse tipo de cimentação podem ter origem tanto interna, devido a dissolução por pressão de quartzo e por reações químicas de minerais envolvendo a liberação de sílica, quanto externa, por percolação de águas saturadas em sílica. Segundo James *et al.* (1986), além do tamanho dos grãos de quartzo, outros fatores importantes controlam o desenvolvimento deste cimento, como o tipo de quartzo (monocristalino ou policristalino) de extinção ondulante ou reta. Grãos de

quartzo monocristalinos exibem até três vezes mais sobrecrecimento de quartzo em relação aos policristalinos, enquanto os grãos de quartzo com extinção reta apresentam duas vezes mais sobrecrecimento do que aqueles com extinção ondulante.

Crescimento secundário de feldspato é identificado nas rochas descritas através da observação do sobrecrecimento de feldspato, de caráter límpido e inalterado, em torno de grãos de feldspatos detríticos com núcleo parcialmente alterado (Figura 4.17 A e B). Tal processo ocorre geralmente de forma sintaxial. As albitas apresentam limpidez e maclas interrompidas, cruzadas em xadrez, ou polissintéticas “apagando-se” para longe do núcleo detrítico. Entre os feldspatos potássicos autigênicos incluem os microclínios, comumente com macla cruzada, como também os ortoclínios. A geração deste sobrecrecimento pode estar situada na interface entre a eo- e a mesodiagênese, sob temperaturas inferiores a 70°C (BASKIN, 1956; KASTNER; SIEVER, 1979). De Ros *et al.* (1994) considera que a temperatura não parece ser o principal controlador da formação de sobrecrecimento de feldspatos, mas sim a composição química das soluções presente nos poros intergranulares. Fluidos ricos em Na^+ , K^+ , Al^{3+} e Si^{4+} , derivados em grande parte devido a hidrólise e/ou dissolução de grãos menos estáveis no interior dos sedimentos, tendem a favorecer este processo. Segundo Kastner & Siever (1979), as estruturas cristalográficas dos feldspatos autigênicos são mais compactas em relação aos feldspatos detríticos, cristalizados em altas temperaturas, o que implica na ausência de catodoluminescência e na maior resistência às alterações disgenéticas naqueles autigênicos.

Porosidade secundária é evidenciada nas rochas descritas pela presença de **cimentação ferruginosa secundária** preenchendo os grãos parcial ou totalmente dissolvidos (poros moldicos), as margens de grãos corroídas, assim como os poros intergranulares e as fraturas (Figura 4.17 C e D). Nas lâminas descritas a **cimentação ferruginosa secundária** é um processo diagenético localmente abundante, porém, em outras partes pouco presente. McBride (1977) e Schmidt & McDonald (1979a;b) consideram que a dissolução de grãos de feldspato detríticos é um fator

relevante para o desenvolvimento da porosidade secundária em arenitos. Segundo Bjørkum *et al.* (1984) o desenvolvimento da porosidade secundária está muito mais relacionado ao gradiente térmico do que o da pressão. O autor considera que a idade da rocha é outro fator que exerce um forte controle na redução dos espaços porosos, pois, tanto a dissolução por pressão quanto a cimentação são controladas por fatores cinéticos e, desta forma, dependentes do tempo de atuação.

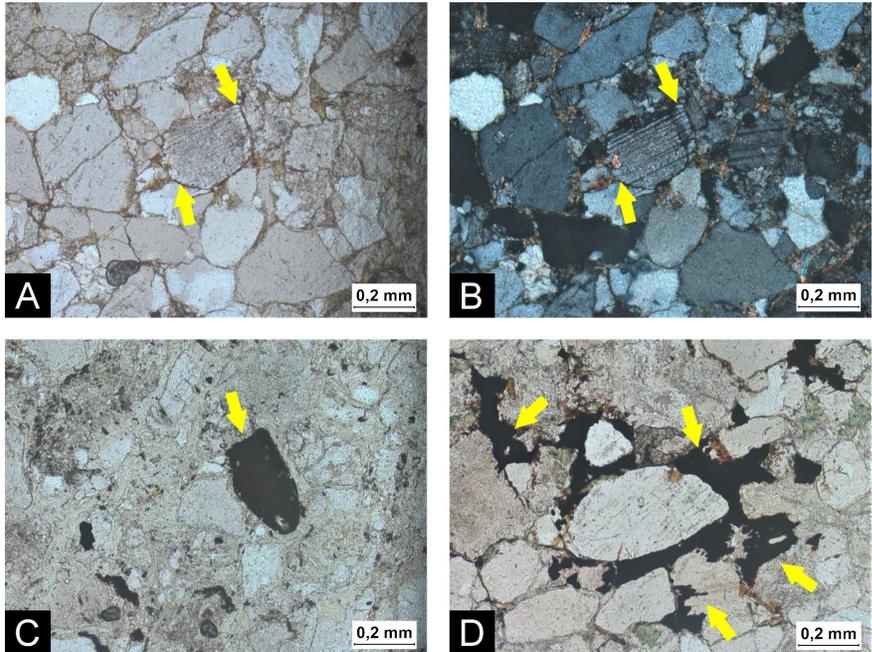


Figura 4. 17 - Fotomicrografias dos processos diagenéticos dos arenitos da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis (indicado por setas amarelas). (A) Lâmina BN-55 – Sobrecrescimento de feldspato. (B) Lâmina SBU-031 – Sobrecrescimento de feldspato. (C) Lâmina SBU-032 – Cimentação ferruginosa secundária preenchendo poros moldicos de um grão totalmente dissolvidos. (D) Lâmina BN-55 – Cimentação ferruginosa secundária preenchendo a porosidade secundária nos interstícios granulares e no interior de grãos parcialmente dissolvidos.

Piritização ocorre nas lâminas descritas como formação incipiente de pirritas autigênicas preenchendo espaços porosos de origem secundária e fraturas, apresentando habitus prismáticos idiomorfos, quando em associação com argilas autigênicas apresentam textura framboidal (Figura 4.18 A e B).

Segundo Morad (1990) o desenvolvimento de pirita tardia está relacionado com reações de íons de S produzidos pela redução termal de sulfatos com Fe dissolvidos, durante as fases finais da mesodiagenese. Para Berner (1969) a formação de piritas com textura framboidal se dá de maneira inorgânica no decorrer de reações de monossulfetos de Fe com S elementar. Segundo este autor a composição das águas dos espaços porosos e dos sedimentos influenciam a extensão e a origem dos sulfetos de Fe, os quais podem determinar a textura das piritas.

A **formação autigênica de clorita** ocorre com relativa frequência nos arenitos da Formação Três Marias, sendo reconhecida por processos de cloritização de flossilicatos, principalmente nas bordas dos cristais de mica e nos aglomerados de argilominerais infiltrados, embora, também seja registrado neoformação de clorita entre as palhetas de muscovita (Figura 4.18 C e D). Conforme Hutchon *et al.* (1980), este processo ocorre durante as fases tardias da mesodiagenese, em condições de temperaturas mínimas na ordem de 120 °C, embora, um enriquecimento de autigênica clorita a partir de temperaturas superiores a 135 °C tenha sido observado por Boles & Franks (1979). As cloritas formadas em ambientes diagenéticos, de temperatura relativamente menores, no limite com o metamorfismo de baixo grau possuem composição química diferente em comparação aquelas formadas em terrenos de alto grau metamórficos e hidrotermais. As diagenéticas contêm teores mais elevados de sílica e teores baixos em (Fe + Mg), mas conforme a temperatura aumenta, essa situação se inverte: diminuem os teores de sílica e elevam-se os de (Fe + Mg) (CURTIS *et al.*, 1985). Segundo De Ros (1985), estes fatores – temperatura no decorrer do soterramento efetivo e a disponibilidade química de Mg e Fe – controlam a formação de clorita autigênica. Todavia, Geneuse (1991) considera que a composição da clorita autigênica é influenciada apenas pelas condições geoquímicas.

A **formação autigênica de turmalinas** é um processo relativamente frequente nos arenitos da Formação Três Marias, sendo reconhecido pelo sobrecrecimento secundário em torno dos próprios grãos de turmalina detrítica. Os sobrecrecimentos são coloridos, em tons pálidos

de verde e azul, e apresentam pleocroísmo típico de turmalinas, porém, com menor intensidade que os núcleos detríticos (Figura 4.18 E e F). Este processo de formação de turmalinas autigênica se dá desde as condições mesodiagênese tardia até as condições de grau metamórfico baixo (HENRY; DUTROW, 2012). Segundo Henry *et al.*, (1993, 1994) os sobrecrecimentos de turmalina possuem íntima correlação com a clorita autigênica, semelhante à registrada nos pares clorita-turmalina em rochas metamórficas, o que sugere que desde as condições de baixas temperaturas o equilíbrio químico local é alcançado. Ainda segundo Henry *et al.* (1994), os sobrecrecimentos de turmalina tendem a apresentar uma ampla variação na sua composição química em resposta às condições locais, o que fornece grandes informações acerca da história diagenética das rochas sedimentares. As possíveis fontes de Boro, um dos elementos essenciais na estrutura cristalina das turmalinas, necessárias para o desenvolvimento do sobrecrecimento podem ter origens diversas. Entre elas estão a liberação deste elemento devido à dissolução por pressão de grãos detríticos de turmalinas, assim como à decomposição de outros minerais e hidróxidos de ferro, além de partículas de argilas, portadores de Boro. Outras fontes possíveis podem ser a circulação de soluções intersticiais ou fluidos hidrotermais com altas concentrações de Boro (DIETRICH, 1985).

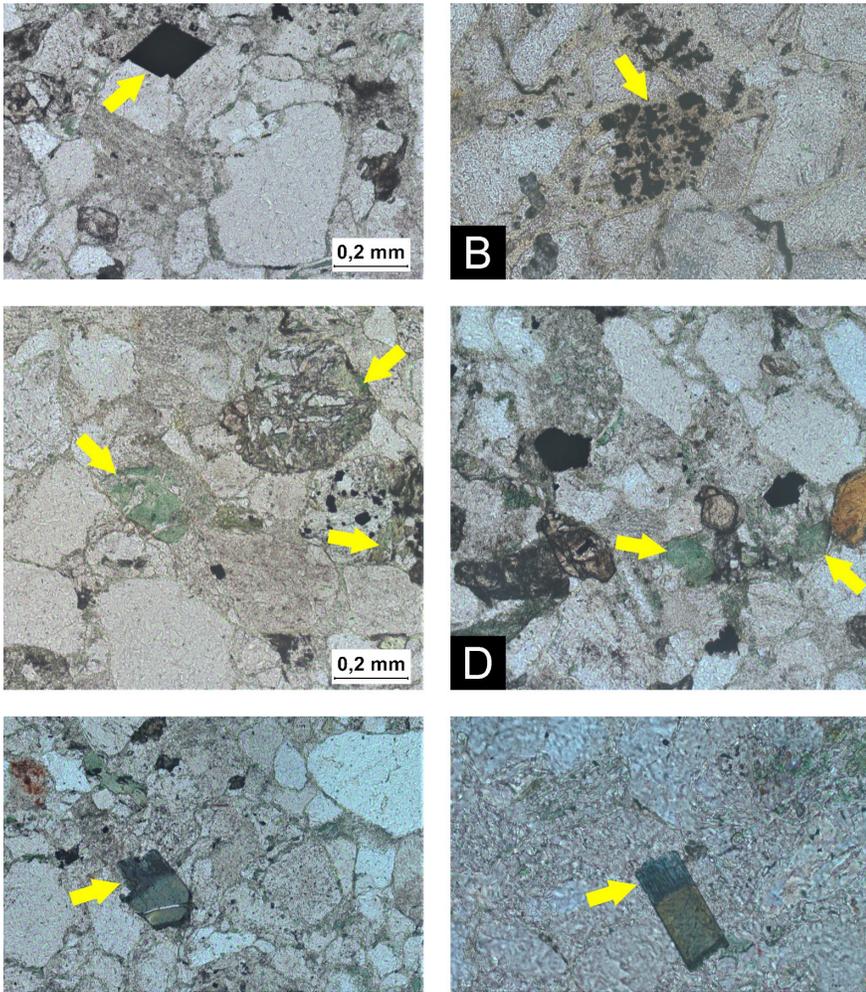


Figura 4. 18 - Fotomicrografias dos processos diagenéticos dos arenitos a Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis

(indicado por setas amarelas). (A) Lâmina BN-55 – Cristal de pirita autigênica preenchendo a porosidade secundária nos interstícios granular. (B) Lâmina SBU-032 – Cristal de pirita autigênica preenchendo a porosidade secundária em grãos detriticos de feldspatos. (C) Lâmina SBU-031 – Clorita autigênica preenchendo a porosidade em grãos detriticos de feldspatos. (D) Lâmina BN-55 – Clorita autigênica preenchendo a porosidade nos interstícios granular e substituindo grãos detriticos. (E) Lâmina BN-55 – Grão detritico de turmalina mostrando sobrecrecimento autigênico de turmalina em torno do próprio grão. (F) Lâmina BN-55 – Grão detritico de turmalina mostrando sobrecrecimento autigênico de turmalina em torno do próprio grão.

Os efeitos da telogênese observados nas rochas da Formação Três Marias são a oxidação de minerais opacos e de biotitas e a leve dissolução de feldspatos (Figura 4.19). A dissolução de minerais ricos em Fe e da cimentação ferruginosa pode ser a responsável pela cor avermelhada dos arenitos quando intemperizados.

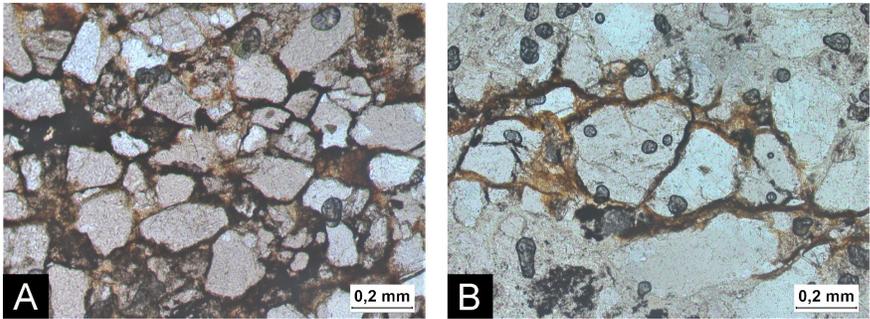


Figura 4. 19 - Fotomicrografias dos processos diagenéticos dos arenitos da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis.
(A) Lâmina SBU-040 – Dissolução telogênica da cimentação ferruginosa.
(B) Lâmina SBU-032 – Dissolução telogênica da cimentação ferruginosa.

4.3 – GEOCRONOLOGIA

A datação isotópica U-Pb de zircões detríticos para restringir as idades deposicionais máximas das unidades sedimentares e avaliar a proveniência sedimentar tem se tornado uma ferramenta relevante para as correlações estratigráficas regionais, particularmente quando se trata de unidades desprovidas de registro *proxy* fóssilífero ou de atividade magmática sin-sedimentares. Este é caso da Formação Três Marias, o que torna a aplicação de técnica de geocronologia isotópica U-Pb em zircões detríticos uma ferramenta importante para esta unidade.

O zircão possui ampla ocorrência na maioria das rochas, ainda que na qualidade de mineral acessório. Ele possui elevada concentração de U, por efeito da afinidade química entre U e Zr que permite a entrada de U no seu retículo cristalino em permuta ao Zr. Além do mais, o zircão não permite a entrada de Pb, conseqüentemente pode-se considerar que praticamente todo o Pb presente é produto do decaimento radiogênico

do U. O zircão é um mineral ultra estável (ou altamente refratário), capaz de resistir a vários processos de intemperismos, erosão e diagenéticos, e até mesmo a eventos metamórficos, não permitindo a perda de Pb. Todas essas características tornam o zircão um geocronômetro recorrentemente utilizado (DEER et al., 1992; GERALDES, 2010; GEHRELS, 2014)

Os estudos de proveniência sedimentar e balizamento de idade máxima de deposição baseados em determinações geocronológicas U-Pb em zircões detríticos são cada vez mais aplicados para responder a uma série de questões, tanto na caracterização do contexto geotectônico de uma unidade, quanto na determinação da sua idade de preenchimento baciaal (NELSON, 2001; DECELLES et al., 2004; DICKINSON; GEHRELS, 2008; ALIZAI et al., 2011; GEHRELS et al., 2011; GEHRELS 2012, 2014; RAMOS et al., 2015; GARZANTI et al., 2007; CAWOOD et al., 2007, 2012). Consorciados com as demais técnicas eles podem fornecer informações reveladoras sobre o ambiente deposicional e sobre o contexto geotectônico da fonte (ABRE et al., 2012; GUADANIN et al., 2015).

4.3.1 – Dados geocronológicos

Foram sistematicamente coletadas seis amostras geocronológicas nos arenitos das Associações de fácies da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis (Figura 4.20).

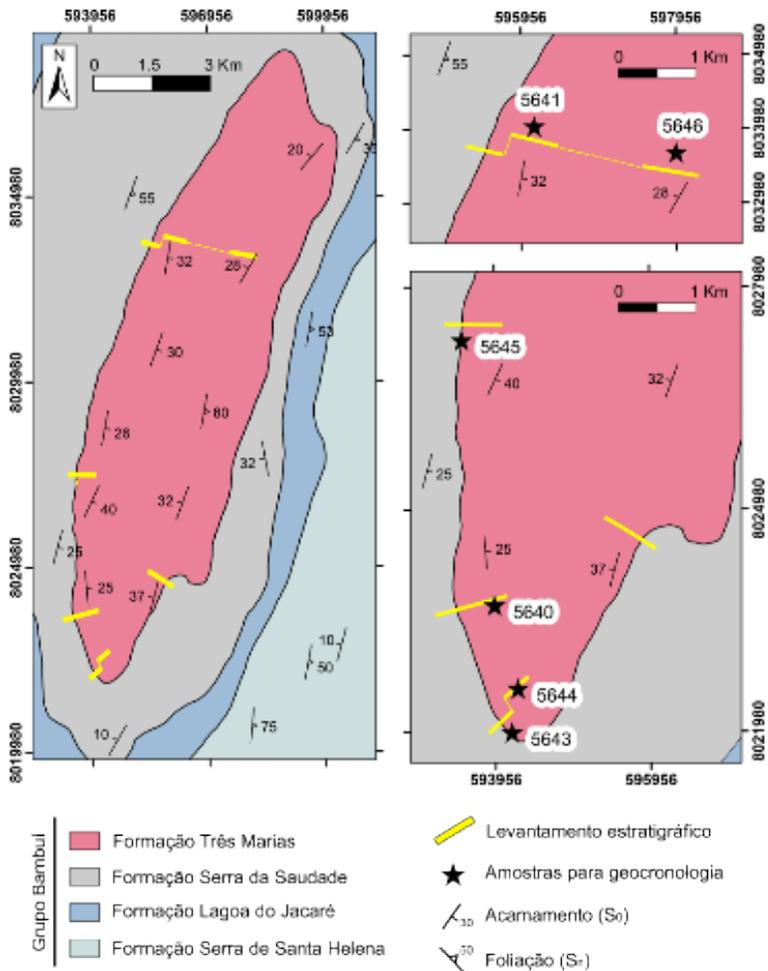


Figura 4. 20 - Mapa geológico detalhado da área de estudo com localização de perfis estratigráficos e amostras para geocronologia.

Os grãos dos zircões são castanhos claros a translúcidos e com forma anédrica a subédrica. Seus comprimentos variam entre 100 μm e 400 μm . Observa-se por meio das imagens de catodoluminescência que alguns dos grãos possuem zoneamento interno, ao passo que outros são destituídos destas estruturas. Nenhuma correlação foi observada entre as formas e estruturas internas com as idades U-Pb. Alguns destes grãos são apresentados na Figura 4.21.

400 μm

| OPU - 5640 | OPU - 5641 | OPU - 5643 |
|--|--|--|
|  134 522 \pm 8 |  157 606 \pm 8 |  045 611 \pm 8 |
|  126 528 \pm 7 |  171 622 \pm 23 |  128 613 \pm 8 |
|  018 528 \pm 6 |  112 626 \pm 12 |  018 615 \pm 8 |
|  127 546 \pm 7 |  127 629 \pm 8 |  173 624 \pm 8 |
|  109 555 \pm 10 |  117 635 \pm 9 |  159 626 \pm 19 |
|  096 566 \pm 7 |  049 666 \pm 7 |  005 630 \pm 9 |
|  027 583 \pm 7 |  070 1828 \pm 15 |  016 1041 \pm 19 |
|  139 1285 \pm 10 |  011 2250 \pm 16 |  051 2083 \pm 14 |
| OPU - 5644 | OPU - 5645 | OPU - 5646 |
|  179 598 \pm 10 |  108 559 \pm 10 |  036 626 \pm 10 |
|  159 601 \pm 9 |  131 583 \pm 9 |  006 626 \pm 9 |
|  116 639 \pm 9 |  116 597 \pm 12 |  008 633 \pm 10 |
|  139 641 \pm 11 |  125 609 \pm 8 |  008 637 \pm 10 |
|  036 686 \pm 11 |  005 617 \pm 8 |  039 637 \pm 10 |
|  078 870 \pm 24 |  147 625 \pm 8 |  083 665 \pm 17 |
|  066 1105 \pm 18 |  030 783 \pm 17 |  128 871 \pm 9 |
|  008 1946 \pm 15 |  083 1685 \pm 14 |  079 785 \pm 8 |
| |  134 2227 \pm 13 |  114 1568 \pm 16 |

Figura 4. 21 - Imagens de catodoluminescência de alguns grãos de zircão detríticos das amostras da Formação Três Marias. Os pontos de medição U – Pb indicados.

Os dados listados por números spot conforme tabela de dados suplementares. Nota-se a variação de características morfológicas dos grãos em tamanhos, formas e estruturas internas.

Após a redução e tratamento dos dados isotópicos U-Pb conforme requisitos descritos no *item 1.5.5* foram obtidas no total 432 idades concordantes de zircões detríticos extraídos de arenitos da Formação Três Marias. As idades estão apresentadas nas Tabelas Suplementares (Apêndices) e na Figura 4.22. Da associação de fácies A1 foram analisadas as amostras 5643 e 5645, ao passo que na associação de fácies A2, foram analisadas as amostras 5640, 5641, 5644 e 5646. Todas as seis amostras apresentam padrão de distribuição das idades similares, caracterizado por notável caráter praticamente unimodal.

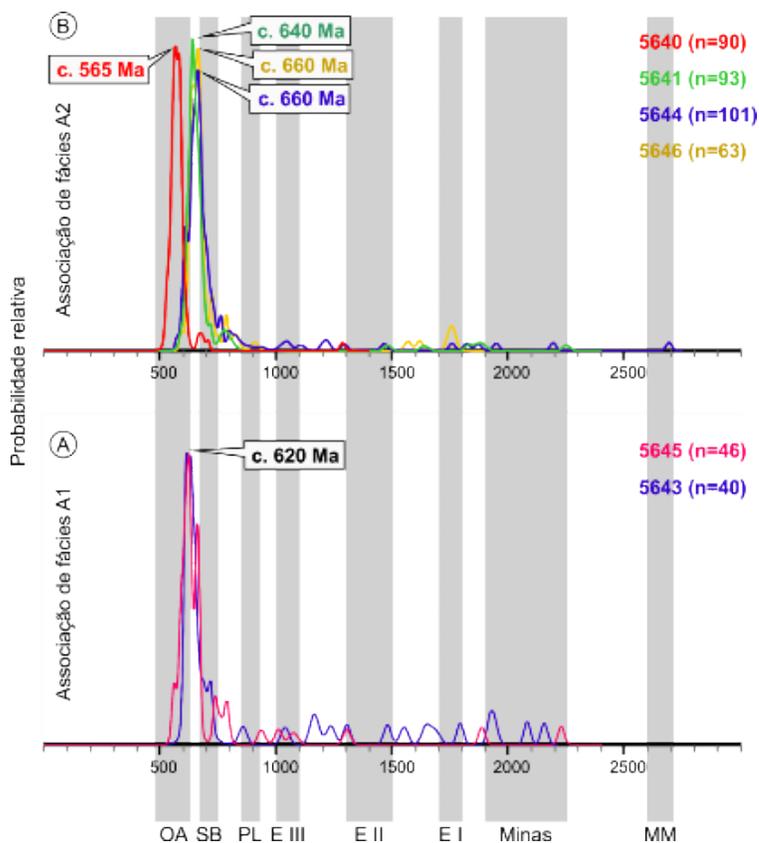


Figura 4. 22 - Diagramas de distribuição de densidade e probabilidade das idades.

OA: Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2007); SB: Provincia Alcalina Sul da Bahia (ROSA *et al.*, 2007); PL: suíte Pedro Lessa (MACHADO *et al.*, 1989); E I, II e III: Eventos Riftes Espinhaço (CHEMALE JR *et al.*, 2012); Minas: Evento Minas (TEIXEIRA *et al.*, 2015); MM: Evento Magmático Mamona (Lana *et al.*, 2013) (A) Amostras da Associação de fácies A1. (B) Amostras da Associação de fácies A2.

A Figura 4.23 apresenta as idades médias ponderadas dos conjuntos de três ou mais idades dos grãos mais jovens $YC2\sigma$ (3+) sobrepondo-se na idade em 2σ para cada uma das amostras analisadas.

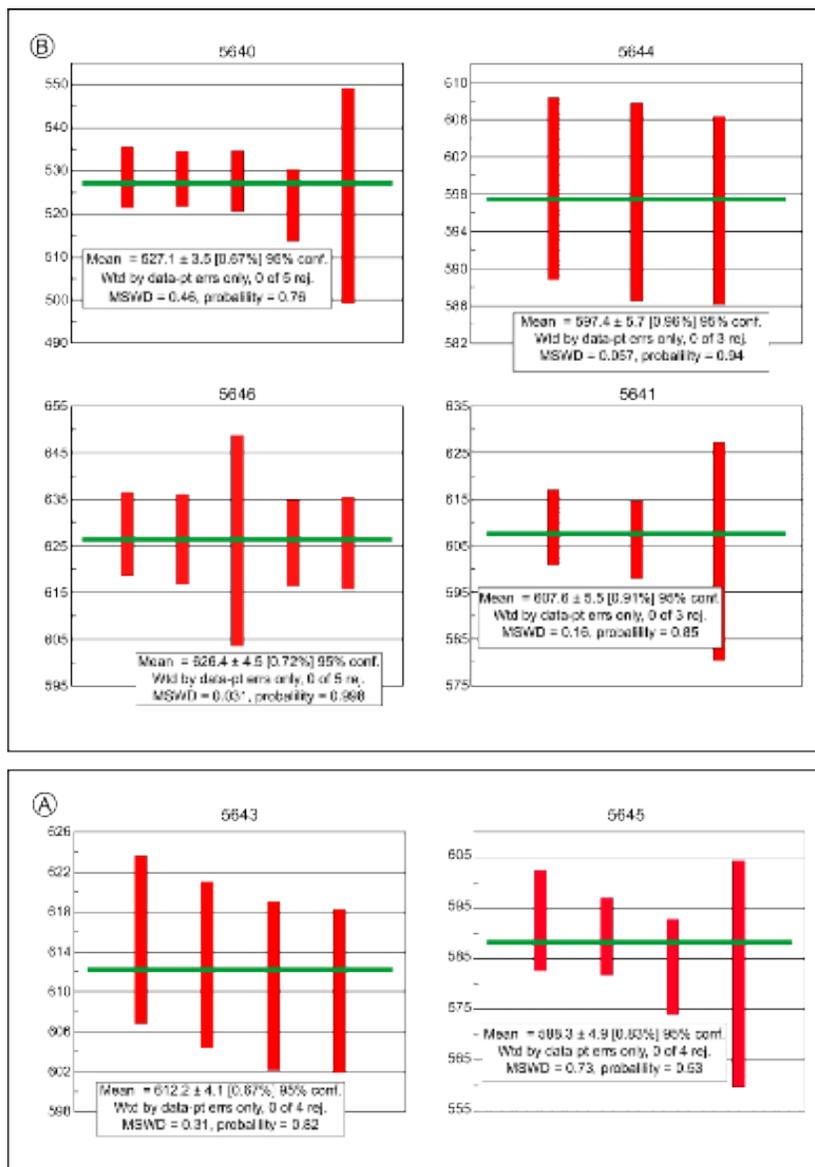


Figura 4. 23 - Clusters $YC2\sigma$ (3+) de cada amostra com as respectivas idades médias ponderadas das amostras.
 (A) Amostras da Associação de fácies A1. (B) Amostras da Associação de fácies A2.

O quadro 4.5 apresenta a comparação das quatro métricas mais comuns usadas (DICKINSON; GEHRELS, 2009; TUCKER et al., 2013; AN et al., 2016) para determinar a idade máxima deposicional dos conjuntos de dados de zircão detrítico, sendo elas: i) YSG: idade de um único zircão detrítico mais jovem; ii) YPP: idade do pico mais jovem da curva de frequência de idades ; iii) YC1 σ (2+): idade média ponderada dos conjuntos de duas ou mais idades dos grãos mais jovens ($n \geq 2$), sobrepondo-se na idade em 1 σ ; e iv) YC2 σ (3+): idade média ponderada dos conjuntos de três ou mais idades dos grãos mais jovens ($n \geq 3$), sobrepondo-se na idade em 2 σ .

Quadro 4. 5 - Idades máximas deposição obtidas de acordo com quatro métricas (vide texto para explicação).

| Amostra | Associação de fácies | YSG (Ma) | YPP (Ma) | YC1 σ (2+) (Ma) | YC2 σ (3+) (Ma) |
|---------|----------------------|--------------|----------|------------------------|------------------------|
| 5640 | A2 | 522 \pm 8 | 565 | 527 \pm 14 | 527 \pm 4 |
| 5644 | A2 | 571 \pm 8 | 660 | 597 \pm 23 | 597 \pm 6 |
| 5646 | A2 | 592 \pm 9 | 660 | 626 \pm 18 | 626 \pm 5 |
| 5641 | A2 | 590 \pm 8 | 640 | 608 \pm 22 | 608 \pm 6 |
| 5645 | A1 | 559 \pm 10 | 620 | 559 \pm 26 | 588 \pm 5 |
| 5643 | A1 | 610 \pm 8 | 620 | 612 \pm 16 | 612 \pm 4 |

Amostra OPU-5643 (Coordenadas UTM / WGS84 / 23K / 594.167 E / 8.021.972 N)

Coletada em um conglomerado que está em contato erosivo com a Formação Serra da Saudade, na porção basal da Associação de fácies A1 (Figura 4.9), esta amostra forneceu um espectro de idades entre 610 e 2156 Ma, com população principal equivalente a 60% do total das idades situadas entre 610 e 722 Ma. O principal pico de idades e o pico de ida-

des mais jovens fica ca. de 620 Ma (Figura 4.22 A). O grão mais jovem é 610 ± 8 Ma. A idade média ponderada dos conjuntos $YC1\sigma$ (2+) e $YC2\sigma$ (3+) são, respectivamente, de 612 ± 16 Ma e de 612 ± 4 Ma (Quadro 4.5; Figura 4.23).

Amostra OPU-5645 (Coordenadas UTM / WGS84 / 23K / 593.538 E / 8.027.269 N)

Coletada em um arenito arcossiano seixoso, também em contato erosivo com a Formação Serra da Saudade, na porção basal da Associação de fácies A1 (Figura 4.9), esta amostra revelou idades compreendidas entre de 559 e 2213 Ma, com população principal equivalente a 76% do total das idades obtidas datada entre 559 e 665 Ma. O principal pico de idades apresentou idades de ca. de 620 Ma e o pico mais jovem de idade ficou em ca. de 560 Ma (Figura 4.22 A). O grão mais jovem é 559 ± 10 Ma. A idade média ponderada dos conjuntos $YC1\sigma$ (2+) e $YC2\sigma$ (3+) são, respectivamente, de 559 ± 26 Ma e de 588 ± 5 Ma (Quadro 4.5; Figura 4.23).

Amostra OPU-5641 (Coordenadas UTM / WGS84 / 23K / 596.128 E / 8.034.017 N)

Coletada de um arenito arcossiano na porção intermediária da Associação de fácies A2 (Figura 4.9), esta amostra exhibe espectro de idades entre 590 a 2250 Ma. A principal população de idades ficou entre 590 e 717 Ma, abrangendo 87% do total das determinações. O principal pico de idades e o mais jovem ficou em ca. de 640 Ma (Figura 4.22 B). O grão mais jovem é 590 ± 8 Ma. A idade média ponderada dos conjuntos $YC1\sigma$ (2+) e $YC2\sigma$ (3+) são, respectivamente, de 608 ± 22 Ma e 608 ± 6 Ma (Quadro 4.5; Figura 4.23).

Amostra OPU-5644 (Coordenadas UTM / WGS84 / 23K / 594.246 E / 8.022.564)

Coletada de um arenito arcossiano na porção intermediária da Associação de fácies A2 (Figura 4.9), esta amostra resultou em um espectro de idades compreendidas entre 571 e 2689 Ma. A principal população está entre 571 e 737 Ma, abrangendo 78% do total das idades obtidas. O principal pico de idades ficou em ca. de 660 Ma e o pico mais jovem de idade ficou em ca. de 610 Ma (Figura 4.22 B). O grão mais jovem é 596 ± 10 Ma. A idade média ponderada dos conjuntos YC1 σ (2+) e YC2 σ (3+) são, respectivamente, de 597 ± 23 Ma e de 597 ± 6 Ma (Quadro 4.5; Figura 4.23).

Amostra OPU-5646 (Coordenadas UTM / WGS84 / 23K / 597.956 E / 8.033.659 N)

Esta amostra, coletada de um arenito arcossiano na porção intermediária da Associação de fácies A2 (Figura 4.9), revelou um espectro de idades entre 592 e 1763 Ma. A principal população de idades está entre 592 e 724 Ma, abrangendo 82% do total das determinações. O principal pico de idades está em ca. de 660 Ma e o pico mais jovem de idade ficou em ca. de 590 Ma (Figura 4.22 B). O grão mais jovem é 592 ± 9 Ma. A idade média ponderada dos conjuntos YC1 σ (2+) e YC2 σ (3+) são, respectivamente, de 626 ± 18 Ma e 626 ± 5 Ma (Quadro 4.5; Figura 4.23).

Amostra OPU-5640 (Coordenadas UTM / WGS84 / 23K / 593.948 E / 8.023.689 N)

Coletada de um arenito arcossiano no topo da associação de fácies A2 (Figura 4.9), esta amostra apresenta espectro de idades de 522 a 1285

Ma, com a principal população compreendida entre 522 e 622 Ma, intervalo que abarca 94% do total das idades obtidas. A principal população definiu o pico mais jovem em ca. 565 Ma (Figura 4.22 B). O grão mais jovem é 522 ± 8 Ma. A idade média ponderada dos conjuntos YC1 σ (2+) e YC2 σ (3+) são, respectivamente, de 527 ± 14 Ma e de 527 ± 4 Ma (Quadro 4.5; Figura 4.23).

CAPÍTULO 5

DISCUSSÕES

5.1 – ESTRATIGRAFIA

A Formação Três Marias ocupa uma grande área na porção central da Bacia do São Francisco e ainda ocorre em áreas relativamente pequenas da sua porção leste, especificamente, na região de Buenópolis, e das serras da Jaíba e Gurutuba no norte de Minas Gerais (Figura 1.1). Seus depósitos predominantemente arenosos distinguem-se da espessa sequência pelito-carbonática característica do restante do Grupo Bambuí, denominado Sub-grupo Paraopeba (COSTA; BRANCO, 1961; DARDENNE, 1978; 1981; MARTINS-NETO; ALKMIM, 2001).

Pesquisas geológicas em diferentes regiões da Bacia do São Francisco têm mostrado características sedimentares diversas para a Formação Três Marias (CHIAVEGATTO, 1992; CHIAVEGATTO et al., 1997; 2003; LIMA, 2005; KUCHENBECKER et al., 2016; ROSSI et al., 2017). Apesar de alguns destes estudos (UHLEIN, 1991; LOPES et al., 2013; KUCHENBECKER et al., 2016) sugerirem uma sedimentação em sistema fluvial entrelaçado para toda a pilha sedimentar para Formação Três Marias na região do Sinclinal Buenópolis, ainda assim a natureza sedimentar destes depósitos é pouco entendida nesta região. Ocorre que, embora estes estudos tenham o mérito de apresentar características gerais, eles são de âmbito regional e, talvez em virtude disso, não tenham percebido os detalhes desta unidade na área estudada.

No presente estudo, em função das características das associações de fácies sedimentares apresentada no *item 4.1.2*, que refletem ambientes deposicionais distintos (Quadro 4.2; Figura 4.9), a Formação Três Ma-

rias no Sinclinal Buenópolis foi subdividida em duas unidades internas informais, uma inferior e outra superior.

A unidade inferior compreende os depósitos conglomeráticos e arenosos grosseiros da associação de fácies A1. Diferentemente das ocorrências da Formação Três Marias expostas na porção oriental da Bacia do São Francisco (CHIAVEGATTO, 1992), a unidade inferior está disposta em discordância sobre a Formação Serra da Saudade. O contato basal é brusco e, por vezes, o caráter erosivo é evidente (Figuras 4.1 B e 4.9). A unidade inferior é interpretada como depósitos de fluxos trativos não oscilatórios, ou seja, depósitos de fácies de canais fluviais arenosos e cascalhosos em um sistema fluvial entrelaçado (MIALL, 1978; READING, 1996), o que corrobora, em parte, as caracterizações realizadas pelos estudos geológicos regionais na região do Sinclinal Buenópolis.

A unidade superior, por sua vez, engloba os depósitos arenosos da associação de fácies A2 (Quadro 4.2; Figura 4.9). Esta unidade é entendida como produto da ação de fluxos subaquosos predominantemente oscilatórios de depósitos marinhos rasos plataformais influenciados por ondas de tempestades, dentro da zona de *shoreface* (HARMS, 1975; HARMS et al., 1982; CHEEL & LEKIE, 1993; READING, 1996).

5.2 – PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

Os primeiros trabalhos relacionados à Formação Três Maria se concentraram predominantemente na porção centro-oeste da Bacia do São Francisco (Figura 5.1). Estudos de proveniência (CHIAVEGATTO, 1992; PIMENTEL et al., 2011; RODRIQUES, 2008) sugerem duas áreas-fonte de sedimentos, uma delas relacionadas a cadeia de montanhas da Faixa Brasília a oeste e as outras fontes internas procedentes de rochas arqueanas-paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco. Já na porção centro-sul da bacia, Kuchenbecker *et al.* (2015) apresentam dados geocronológicos U-Pb em zircões detríticos com picos populacionais com idades superiores a 652 Ma., além de uma população

subordinada mais jovem, em torno de 580 Ma. Para esses autores, as populações com idades superiores a 630 Ma indicam proveniências de sedimentos relacionados a fontes das faixas Brasília e Araçuaí, enquanto as populações de zircões mais jovens teriam a faixa Araçuaí como área fonte exclusiva.

Neste estudo, circunscrito a borda leste da Bacia do São Francisco (Figura 5.1), foi possível obter diagramas de distribuição de densidade e probabilidade das idades, mostrados na figura 4.22, os quais exibem claramente um padrão unimodal com predominância de idades neoproterozoicas. As idades criogenianas a cambrianas, compreendidas entre 717 Ma e 522 Ma, abrangem aproximadamente 82% de toda a população de grãos datados. Zircões arqueanos e paleo/mesoproterozoicos são apenas sub-representados nos diagramas (vide Tabelas Suplementares).

O padrão unimodal é característico de bacias convergentes, sejam elas de antepaís, ante e retro-arco, ou oceânicas residuais (CAWOOD et al., 2012). Este amplo predomínio de grãos de zircão detríticos com idades criogenianas a ediacaranas na porção estudada da Formação Três Marias indica que o Orógeno Araçuaí atuou como principal área-fonte dos sedimentos.

O Orógeno Araçuaí envolve rochas do arco magmático Rio Doce, representados pelos granitoides da supersuíte G1 datados entre 630-580 Ma (PEDROSA-SOARES et al., 2011A; GONÇALVES et al., 2014; TEDDESCHI et al., 2016; Figura 5.1), além da Formação Ribeirão da Folha, entre 660 Ma e 600 Ma (QUEIROGA et al., 2007; QUEIROGA 2010; PEIXOTO et al., 2015). Estas poderiam ser fonte da grande população de zircões com idades no intervalo de 660 Ma a 580 Ma.

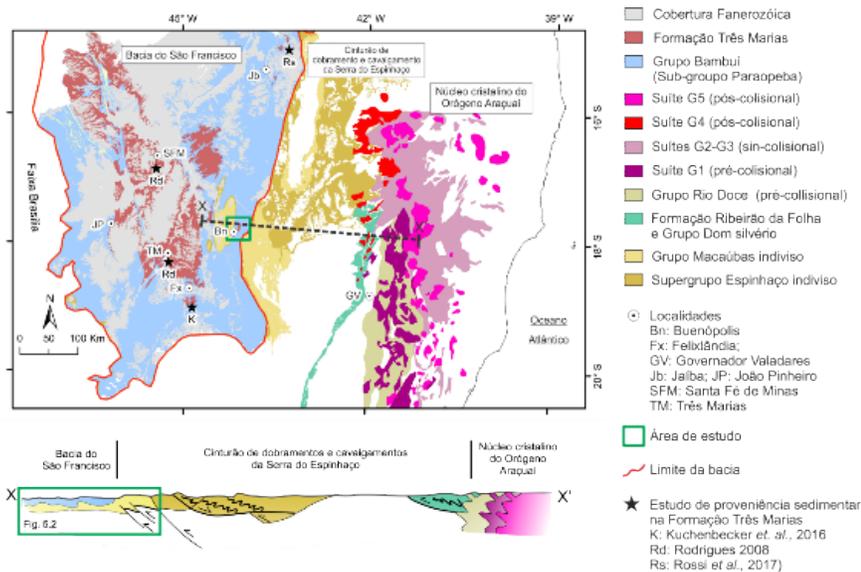


Figura 5.1 - Mapa geológico esquemático da porção sul da Bacia do São Francisco e de prováveis fontes de sedimentos localizado no orógeno Araçuai (Confeccionado com base em HEINECK *et al.*, 2003; Alkmim *et al.*, 2007; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2007).

Nas amostras da unidade superior, são registradas populações de zircões detríticos com idades que indicam fontes correlacionáveis ao estágio sin-colisional do Orógeno Araçuai de entre 580 Ma e 540 Ma, caracterizado pela intrusão de granitos das suítes G2 a G3 (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2007, 2011A; GONÇALVES *et al.*, 2010; NOVO, 2013; TEDESCHI, 2013; Figura 4.22). Destacam-se ainda na sequência superior as populações de zircões detríticos com idades próximas de 528 Ma, evidenciando a proveniência de fontes dos estágios pós-colisionais do Orógeno Araçuai. Nesta fase, foram gerados as supersuítes graníticas G4 e G5 (MEDEIROS *et al.*, 2000; DE CAMPOS *et al.*, 2004, 2016; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011B PEIXOTO *et al.*, 2018; SERRANO *et al.*, 2018; Figura 5.1).

Zircões mais antigos (idades entre 2.689 Ma e 870 Ma) podem ter sido derivados diretamente de rochas do embasamento mais velho que 1,8 Ga e de rochas do Supergrupo Espinhaço (1.800-1.000 Ma) ou da reciclagem de rochas do Grupo Macaúbas, depositadas nos estágios

pré-rifte, rifte e margem passiva continental da bacia precursora ao Orógeno Araçuaí no período Criogeniano (PEDROSA-SOARES et al., 2008; CHEMALE JR et al., 2012). Além disso, dentre as potenciais fontes primárias para os zircões de idades tonianas contam-se as seguintes: i) diques máficos da suíte Pedro Lessa (entre 930 Ma e 905 Ma, MACHADO et al., 1989); ii) os granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa de aproximadamente entre 915 Ma e 875 Ma (SILVA et al., 2008; MENEZES et al., 2012); iii) corpos máficos vulcânicos sin-sedimentares das formações de Capelinha e Planalto de Minas datados em torno de 957 Ma e 889 Ma respectivamente (Castro, 2014; Souza, 2016) e iv) magmatismo anorogênico da Província Alcalina do Sul da Bahia em entre 732 Ma e 696 Ma (ROSA et al., 2007).

Vale, entretanto, mencionar que a Faixa Brasília engloba uma associação de granitoides colisionais datada em aproximadamente 630 Ma (VALERIANO et al., 2004a,b; PIMENTEL et al., 2011). Porém, dada a localização da ocorrência estudada junto ao Orógeno Araçuaí é muito pouco provável que a Faixa Brasília tem contribuído com fontes para a formação na região do Sinclinal Buenópolis.

5.3 – IDADE DE MÁXIMA DEPOSIÇÃO

Tal como argumentado na apresentação da natureza do problema do presente estudo, embora as determinações geocronológicas U-Pb em zircões detríticos obtidas nos arenitos da Formação Três Marias representem avanços na caracterização da proveniência sedimentar, do ponto de vista do balizamento da idade deposicional ainda restam algumas dúvidas. Rodrigues (2008) e Kuchenbecker *et al.* (2015) restringem, respectivamente, a idade máxima de deposição em ca. 616 Ma e ca. 575 Ma, entretanto, estes autores utilizam apenas a idade mais jovem de um único grão de zircão detrítico (YSG), sem fazer uma abordagem mais ampla comparando-a com outras métricas, como YPP, YC1 σ (2+) e YC2 σ (3+). Esta prática é um método menos rigoroso, se comparado com ou-

tros métodos que envolvem mais métricas, e pode levar a interpretações equivocadas, diminuindo a confiança na determinação da idade máxima de deposição de unidades sedimentares.

Com o objetivo de avaliar a idade de máxima deposicional da Formação Três Marias na região do Sinclinal Buenópolis foram comparadas quatro das medidas mais comuns – YSG, YPP, YC1 σ (2+) e YC2 σ (3+) – utilizadas para obter a representação mais precisa e confiável das restrições de idade (DICKINSON; GEHRELS, 2009; TUCKER et al., 2013; AN et al., 2016). As idades YSG podem ser usadas, no entanto, com certa cautela devido à falta de reprodutibilidade e aleatoriedade inerente às idades de apenas um único grão. Em alguns casos, a idade YSG pode ser parte de uma população pequena que, embora potencialmente existente, deve ser confirmada por meio de comparação com outras métricas (DICKINSON; GEHRELS 2009). As idades YPP devem ser vistas como menos aplicáveis para a determinação da idade máxima de deposição, na medida em que tendem a ser ligeiramente mais antigas do que as idades YSGs. Já as idades médias ponderadas dos conjuntos YC1 σ (2+) ou YC2 σ (3+) fornecem uma medida mais robusta e conservadora estatisticamente.

De acordo com exposto acima, pode-se admitir que a idade de 527 ± 4 Ma (Figura 4.23; Quadro 4.5), referente a YC2 σ (3+) da amostra 5640, representa a idade máxima de deposição da porção superior e marinha da Formação Três Marias no Sinclinal de Buenópolis. O grupo YC2 σ (3+) é composto por cinco grãos de zircão com as seguintes idades: 522 ± 8 ; 524 ± 25 ; 528 ± 7 ; 528 ± 6 ; 529 ± 7 Ma (vide Tabela Suplementar; Figura 4.23). Este novo dado possui implicações de caráter fundamental para correlações estratigráficas e para a história evolutiva da Bacia do São Francisco.

A primeira implicação reside justamente no estabelecimento de uma nova idade máxima de deposição mais jovem e confiável para a Formação Três Marias. A idade de máxima deposição até então atribuída a esta unidade é de 575 ± 9 Ma e, além disso, foi obtida a partir de somente um único grão de zircão detrítico (KUCHENBECKER et al., 2015). A idade

aqui obtida, cambriana inferior (Terreneuviana, 527 ± 4 Ma), permite afirmar que os sedimentos da Formação Três Marias foram depositados durante o estágio pós-colisional da evolução do Orógeno Araçuaí, tal como caracterizado por Pedrosa-Soares *et al.* (2007). Além disso, indica que a sedimentação marinha na Bacia do São Francisco, à época já circunscrita por cinturões orogênicos brasileiros, persistiu por um tempo bem maior do que se admitia anteriormente.

É, porém, intrigante a relação entre a idade máxima de deposição aqui obtida e a evolução geotectônica postulada para o Orógeno Araçuaí (Figuras 5.1 e 5.2). Estudos recentes (PEIXOTO *et al.*, 2015, 2018; DE CAMPOS *et al.*, 2016; GONÇALVES *et al.*, 2018; SERRANO *et al.*, 2018), demonstram que o estágio de tectônica colisional deste orógeno esteve em curso até aproximadamente 560 Ma e que, por volta de 530 Ma, as suas porções internas entraram em colapso distensional. Este processo teria sido, por sua vez, sucedido por uma série de eventos magmáticos, hidrotermais e resfriamento progressivo que persistiram até cerca de 490 Ma. O fato de a Formação Três Marias ter sido capturada pelo *front* orogênico Araçuaí na região estudada implica que ele teria atingido a zona de antepaís pelo menos 30 Ma após o seu clímax na porção interna do orógeno, quando esta já teria entrado em regime distensivo. Possíveis explicações para este cenário são as que se seguem.

Em primeiro lugar, a idade máxima de sedimentação de 527 Ma poderia não ser verdadeira, mas um artefato resultante da perda de chumbo em grãos de zircão de idades neoproterozóicas-paleozóicas, situação já descrita na literatura (MEZGER; KROGSTAD, 1997; NELSON 2001; FEDO *et al.*, 2003; MORRIS *et al.*, 2015; KIRKLAND *et al.*, 2018). Zircões neoproterozóicos, ao perderem chumbo, registrariam este processo através de um deslocamento de suas idades sobre a própria linha de concórdia. Desta forma, seriam produzidas idades mais novas pseudo-concordantes e que não poderiam ser levadas em conta. Ainda assim, a idade máxima de sedimentação da Formação Três Marias não poderia ser mais velha que 565 Ma, que é a idade do pico principal obtido na mesma amostra que forneceu a idade aqui discutida. Esta, por sua vez, já

é também algo mais nova do que aquela obtida por Kuchenbecker *et al.* (2015), mais consistente com a evolução história do Orógeno Araçuai. Testar esta hipótese está, entretanto, além dos objetivos do presente trabalho. Pode-se dizer, porém, que ela é pouco provável, uma vez que não se observou uma perda de chumbo significativa em nenhuma das amostras estudadas.

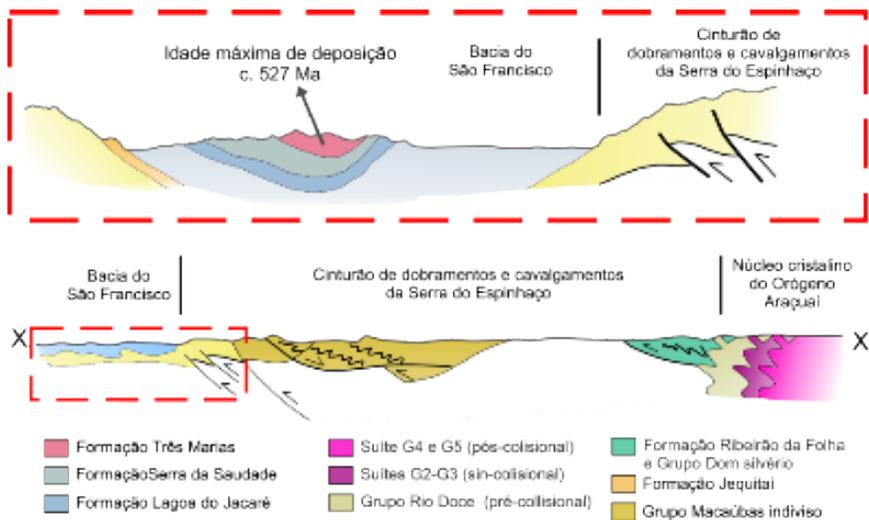


Figura 5.2 - Seções geológicas esquemáticas da interface entre Orógeno Araçuai e Bacia do São Francisco na região do Sinclinal de Buenópolis (Modificado de ALKMIM *et al.*, 2007).

As duas outras possibilidades seriam que: i) por alguma razão, o tempo de propagação do *front* orogênico Araçuai em direção ao seu antepaís deu-se em um intervalo muito superior ao verificado em outros sistemas equivalentes de outras partes do mundo (BURBANK; RAYNOLDS, 1988; MCDUGALL *et al.*, 1993; DEVILLE *et al.*, 1994; QUIDELLEUR *et al.*, 1997; MOUTHEREAU *et al.*, 2001); ii) a etapa colisional do orógeno Araçuai se estenderia por muito mais tempo aproximando-se da sua fase de distensão pós-orogênica, provavelmente iniciada a cerca de 530 Ma.

Outro aspecto intrigante é a ausência de representantes da fauna cambriana nos arenitos marinhos rasos da Formação Três Marias, matéria que vem sendo debatida nos últimos anos. Uma possível explicação

para este fato seria que, durante o Ediacarano e, principalmente na passagem ao Cambriano, a Bacia do São Francisco esteve desconectada dos oceanos, em função do soerguimento progressivo de cadeias orogênicas em suas margens (PAULA-SANTOS et al., 2017; 2018).

5.4 – PETROGRAFIA E HISTÓRIA PÓS-DEPOSICIONAL

As duas unidades internas pertencentes a pilha sedimentar da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis são bastante semelhantes em relação a composição mineral quando observadas ao microscópio petrográfico (Quadro 4.4). O arcabouço é composto essencialmente por grãos de quartzo e feldspatos, além de fragmentos líticos. Os valores modais, quando plotados no diagrama de Folk (1974), classificam estes arenitos como arcósios e subarcósios (Figura 4.11). São também classificados como submaturos segundo os critérios de Folk (1974), com arredondamento variando de angular a subarredondado segundo Powers (1953).

Os arenitos descritos encontram-se em uma ampla faixa granulométrica, variando de areia muito fina a areia grossa, com grânulos esporádicos. Alguns autores (FOLK, 1974; MCBRIDE, 1985) sugerem que em certos casos a composição mineral dos arenitos está relacionada à granulometria, como reflexo das condições hidráulicas atuantes durante a deposição dos sedimentos. Isto parece ocorrer nos arenitos descritos neste estudo. Nos arenitos da Formação Três Marias os intervalos de granulometria predominantemente de areia grossa e de grânulos possuem teores mais elevados de quartzo, principalmente da variedade de quartzo policristalino em relação aos intervalos de granulometria areia média, que exibem teores de mais elevados de quartzo e de feldspatos. Isto provavelmente devido a sua tenacidade e ausência de clivagem. Os feldspatos em virtude à clivagem e a instabilidade química tendem a estar presente em todas as faixas do espectro granulométrico. Os fragmentos líticos tendem a se concentrarem nos intervalos granulométricos mais

finos, provavelmente devido a menor resistência à abrasão, podendo atingir granulometrias mais finas mais facilmente do que o quartzo.

No presente estudo, a análise da evolução diagenética dos arenitos da Formação Três Marias no Sinclinal Buenópolis (*item 4.2.3*) aponta para uma história pós-deposicional interessante pela riqueza e pela complexidade dos processos diagenéticos abrangendo todas as fases diagenéticas (Figura 4.15 e 4.15). Tais processos diagenéticos envolveram modificações químicas e físicas sofridas pelos sedimentos desde o tempo de deposição até o estágio de anquimetamorfismo. As modificações físicas refletem atuação das variáveis temperatura e pressão, causadas pelo gradiente geotérmico, velocidade de soterramento, pressão litoestática e esforços tectônicos – quando houve. Por outro lado, as modificações químicas envolvem a interação entre os constituintes das rochas e os fluidos circulantes.

Os processos diagenéticos nos arenitos da Formação Três Marias têm seu início no começo da eodiagênese (Figuras 4.15 e 5.3), através da infiltração mecânica de argilominerais ocorrida imediatamente abaixo ou na superfície de deposição dos sedimentos. O processo de infiltração de argila está restrito as rochas da unidade inferior. Outra feição observada da fase da eodiagênese é a precipitação precoce de cimento ferruginoso envolvendo os grãos detríticos e preenchendo a porosidade primária nos interstícios granulares. A precipitação deste cimento provavelmente se desenvolveu em condições de altas taxas de oxidação e da ausência (ou baixa concentração) de matéria orgânica, o que segundo Lu *et al.* (1994) dificulta a formação de pirritas e permite a precipitação de cimento ferruginoso.

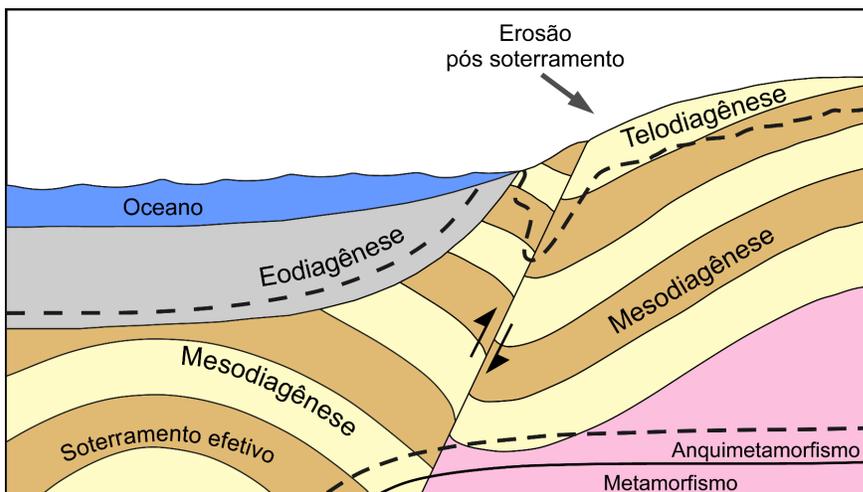


Figura 5.3 - Perfil geológico esquemático das fases diagenéticas segundo Choquette & Pray (1970)

A fase diagenética subsequente, a mesosidagênese, se deu através de uma sequência de diversos processos (Figuras 4.15 e 5.3), os quais demonstram que a pilha sedimentar da formação Três Marias esteve sob condições intensas de soterramento efetivo. Durante a mesosidagênese a porosidade e a permeabilidade das rochas da Formação Três Marias foram reduzidas, tanto pela compactação mecânica, como pela precipitação de cimentos e de minerais autigênicos. De acordo com Folk (1980) e McBride (1985), a porosidade e a permeabilidade originais são fatores que controlam a diagenese química, uma vez que condicionam a circulação da fase fluida, que pode reagir com os constituintes da rocha. Todavia, é comumente observado nas rochas da Formação Três Marias a ocorrência de processos de porosidade secundária devido as dissoluções, tanto por pressão quanto por percolação de soluções solventes ao longo da porosidade residual e dos grãos do arcabouço. A porosidade secundária é evidenciada pela presença de cimentação ferruginosa secundária preenchendo os grãos parcial ou totalmente dissolvidos (poros moldicos), as margens de grãos corroídas, assim como os poros intergranulares e as fraturas. O fato de a cimentação ferruginosa secundária ser um processo diagenético localmente abundante, porém, em outras

partes pouco presente nas lâminas descritas demonstra que os processos de geração porosidade secundária devido as dissoluções, tanto por pressão quanto por percolação de soluções solventes ao longo da porosidade residual, são bastante irregulares.

Outros processos diagênicos observados foram a formação autigênica de piritas, cloritas e turmalinas, gerados nas fases tardias da mesodiagênese. Os minerais autigênicos refletem seu ambiente químico - composição da fase fluida, assim como seu ambiente físico - temperatura e pressão (KAISER, 1984). A presença, ou ausência, destes minerais é basicamente controlada pela composição química da rocha, da fase fluida, assim como pela pressão e pela temperatura.

Segundo Gomes (1988), a presença de processos diagenéticos de cloritização e piritização observados nas rochas da Formação Três Marias, depositadas na porção centro-oeste da bacia, evidenciam que estas foram submetidas a temperaturas mínimas de 120°C durante a mesodiagênicas tardias. Considerando o gradiente geotérmico da Bacia do São Francisco como da ordem de 30°C/Km, o autor estima que a pilha sedimentar da Formação Três Marias atingiu profundidades equivalentes a três quilômetros. Tal cenário é semelhante ao observado nos depósitos da Formação Três Marias na região do Sinclinal Buenópolis, onde também ocorrem estes processos diagenéticos de formação autigênica de cloritas e de piritas, além do sobrecrecimento antigênico de turmalinas.

Por fim, as rochas da Formação Três Marias foram soerguidas e/ou exumadas, e novamente reexpostas a superfície de erosão, experimentando condições telodigenéticas (Figura 4.19 e 5.3). É possível observar a oxidação de minerais opacos e de biotitas e a leve dissolução de feldspatos. Provavelmente a dissolução de minerais ricos em Fe e da cimentação ferruginosas pode ser a responsável pela cor avermelhada dos arenitos quando intemperizados.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Considerando os dados e as discussões expostas nos capítulos precedentes, pode-se tirar as seguintes conclusões acerca da Formação Três Marias na região do Sinclinal Buenópolis:

1. Estudos geológicos regionais (UHLEIN, 1991; Lopes et al., 2013; KUCHENBECKER et al., 2016) apontam para uma sedimentação em sistema fluvial entrelaçado para toda a pilha sedimentar. No entanto, em função das características das associações de fácies sedimentares observadas nos levantamentos estratigráficos, que refletem ambientes deposicionais distintos, esta unidade foi subdividida em duas unidades internas informais: uma inferior e outra superior. A deposição dos sedimentos se deu, inicialmente, em ambiente de sistemas fluviais entrelaçados, assinalado pelos depósitos da unidade inferior. Transgredindo posteriormente para um ambiente a marinho-raso plataformar influenciados por ondas de tempestades, evidenciado pela unidade superior.
2. Os espectros de idades obtidos apontam para um aporte de sedimentos nitidamente em caráter unimodal, característico de bacias em ambientes tectônicos convergentes, conforme Cawood *et al.* (2012). Esta proeminente população de zircões detríticos de idades U-Pb criogenianas-cambrianas (c. 760 – 550 Ma) se correlaciona aos eventos de granitogênese dos estágios pré- a pós-colisionais do Orógeno Araçuaí (c. 630 – 490 Ma). Isto indica que Orógeno Araçuaí atuou como principal área-fonte dos sedimentos.
3. A deposição dos sedimentos ocorreu, muito provavelmente, durante o estágio pós-colisional da evolução do Orógeno Araçuaí, no decurso

do Cambriano inferior, tendo em vista a idade máxima de deposição de 527 ± 4 Ma obtida nos depósitos da unidade superior.

4. Os estudos petrográficos demonstraram que os arenitos da Formação Três Marias podem ser classificados como arcósios e subarcósio submaturos.
5. A análise da evolução diagenética revelou uma história pós-deposicional interessante pela riqueza e pela complexidade dos processos diagenéticos. Tais processos diagenéticos se deram desde o começo da eodiagênese, ocorridos imediatamente abaixo ou na superfície de deposição, persistindo até às condições de mesodiagênese tardia, durante o soterramento efetivo. Estima-se que a pilha sedimentar da Formação Três Marias possa ter atingido profundidades da ordem de até três quilômetros, antes destas rochas serem soerguidas e/ou exumadas, e novamente reexpostas a superfície de erosão, experimentando condições telodigenéticas.

REFERÊNCIAS

ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. 1984. Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope. Longman, Wiley, 110 p.

ABRE, P.; CINGOLANI, C.; CAIRNCROSS, B.; CHEMALE, F. 2012. Siliciclastic Ordovician to Silurian units of the Argentine Precordillera: Constraints on provenance and tectonic setting in the proto Andean margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 40:1–22.

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: MANTES-SO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, CDR.; BRITO-NEVES, B. B de (orgs) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca.

ALKMIM, FF; MARTINS-NETO, M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: C.P. Pinto & Martins-Neto, M.A. (eds). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte, 349p.

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

ALKMIM, F F; BRITO-NEVES, B. B.; CASTRO-ALVES, J. A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: Uma revisão. In: Dominguez JML, Misi A (eds) *O Cráton do São Francisco*. SBG/BA-SE, Salvador.

ALKMIM, F F; CHEMALE, F; ENDO, I. 1996. A deformação das coberturas proterozoicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Revista Escola de Minas*. 49(1): 22–38.

ALKMIM, F F; MARSHAK, S.; FONSECA, M. A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. **Geology**, 29:319-322.

ALKMIM, F F; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P; WHITTINGTON, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogeny in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Res.**, 149:43–64.

ALKMIM, FF; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; CRUZ, S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, 15(1):25–43.

ALKMIM, F F; PEDROSA-SOARES, A. C.; CRUZ, S. C. P; SILVA, C. M. T. 2011. Map-view curves of the Brasiliano/PanAfrican Araçuaí and West Congolian belts: Products of craton-orogen interactions during the assembly of West Gondwana. In: Schmitt RS, Trouw R, Carvalho IS, Collins A (eds) **Gondwana**, 14, Abstracts. Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro.

ALLEN, J. R. L. 1982. Sedimentary structures: Their character and physical basis, v. 1-2. Amsterdam, Elsevier, 664p.

ALIZAI, A.; CARTER, A.; CLIFT, P; VANLANINGHAM, S.; WILLIAMS, J.; KUMAR, R. 2011. Sediment provenance, reworking and transport processes in the Indus River by U–Pb dating of detrital zircon grains. **Global and Planetary Change.**, 76:33-55.

ALMEIDA, F F M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências.*, 7(4): 349–364.

ALVARENGA, C. J. S.; SANTOS, R. V.; VIEIRA, L. C.; LIMA, B. A. F.; MANCINI, L.H. 2014. Meso-Neoproterozoic isotope stratigraphy on carbonate platforms in the Brasília Belt of Brazil. **Precambrian Research**, 251:164–180.

AN, W.; KUANG, H.; LIU, Y.; PENG, N.; XU, K.; XU, H.; ZHANG, P.; WANG, K.; CHEN, S.; ZHANG, Y. 2016. Detrital zircon dating and tracing the provenance of dinosaur bone beds from the Late Cretaceous Wangshi Group in Zhucheng, Shandong, East China. **Journal of Palaeogeography**., 5(1):72-99.

ARAÚJO FILHO, J.O. 2000. The Pirineus Syntaxis: An example of the intersection of two Brasiliano Fold-Thrust Belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, 30(1):144–148.

BABINSKI, M.; VIEIRA, L. C. V.; TRINDADE, R. I. F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. **Terra Nova**. 19:401–406.

BASKIN, Y. 1956. A study of authigenic feldspars. **Jour. Geology**, 64:132-155.

BERNER, R. A. 1969. The synthesis of framboidal pyrite. **Economic Geology**, 64:383-384.

BJØRLYKKE, K.; EGEBERG, P.K. 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**., 77:1536–1548.

BLATT, H. 1979. Diagenetic Processes in Sandstones. In: Scholle, P.A. & Schluger, P.R., eds. Aspects of Diagenesis. Soc. Econ. **Paleontologists and Mineralogists, Special Publication**., 26:141-157.

BOGGS, JR S. 2011. **Principles of sedimentology and Stratigraphy**. New Jersey, Pearson, 585p.

BOLES, J.R.; FRANKS, S.G. 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. **Journal of Sedimentary Petrology**, 49:55–70.

BRANCO, J. J. R. 1957. Conglomerado do Samburá - MG. **Na. Acad. Bras. Ciências.**, 25:295-302.

BRAUN O. P. G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, Anais, 155–166.

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

BRITO-NEVES B. B. 2004. A história dos continentes: trajetórias e tramas tectônicas. In: Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Carneiro CDR, Brito-Neves BB de (orgs) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca.

BURBANK, D. W.; RAYNOLDS, R. G. H. 1988. Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins: Applications to the north-west Himalaya. In: Kleinspehn K. & PAOLA C. (eds.) *New perspectives in basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 453p.

BURLEY, S. D.; KANTOROWICZ, J. D.; WAUGH, B. 1985. Clastic diagenesis. In: *Sedimentology: Recent and Applied Aspects* (Eds P. Brenchley & B.P.B. Williams). **Spec. Publ. Geol. Soc. London.**, 18: 189–226.

CASTRO, P. T. A. 1997. Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí na porção Sudoeste do Cráton do São Francisco: Sedimentologia, Estra-

tigrafia e Implicações Tectônicas. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado. 262p.

CASTRO, M. P. 2014. Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma unidade basal do Grupo Macaúbas em sua área tipo, Minas Gerais. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de mestrado, 116p.

CASTRO, P. T. A.; DARDENNE, M. A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southern boundary of the São Francisco craton, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 30:345–437.

CATUNEANU, O.; MARTINS-NETO, M. A.; ERIKSSON, P.G. 2012. Sequence stratigraphic framework and application to the Precambrian. **Marine and Petroleum Geology**, 33:26–33.

CAWOOD, P. A.; NEMCHIN, A. A.; LEVERENZ, A.; SAEED, A.; BALANCE, P. F. 2007. U/Pb dating of detrital zircons: implications for the provenance record of Gondwana margins. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 111: 1107–1119.

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.

CAXITO, F. A.; DANTAS, E. L.; STEVENSON, R.; UHLEIN, A. 2014. Detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. **Gondwana Research**, 26:741–754.

CHANG, H. K.; MIRANDA, F. P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIM, F. F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da bacia do São Francisco. In:

Proceedings of the 35th Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Belém, Anais, 5:2076–2090.

CHAVES, A. G.; HEINECK, C. A.; TAVARES, W. P. 1971. Projeto Cedro do Abaeté. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. (Relatório Final).

CHEEL, R.J.; LECKIE, D.A. 1993. “Hummocky Cross-Stratification”. *Sedimentology Review*, 1:103-122.

CHEMALE, JR. F.; DUSSIN, I.A.; ALKMIM, FF; MARTINS, M.S.; QUEIROGA, G.; ARMSTRONG, R.; SANTOS, M. N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22(1):200-206.

CHIAVEGATTO, J. R. S. 1992. Análise estratigráfica das sequencias tectônicas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco (MSc thesis) Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 216p.

CHIAVEGATTO, J. R. S.; DARDENNE, M. A. 1997. Contribuição à sedimentologia e estratigrafia do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Belo Horizonte, Anais, 81-82

CHIAVEGATTO, J. R. S.; GOMES, N. S.; DARDENNE, M. A. 1997. Conglomerados oligomíticos da Formação Três Marias na Serra do Gurutuba, norte de Minas Gerais. Belo Horizonte, SBG/MG 83–84. (Boletim 14).

CHIAVEGATTO, J. R. S.; GOMES, N. S.; DARDENNE, M. A.; DELGADO, C. E. R. 2003. Estratigrafia do Grupo Bambuí nas regiões Norte de Minas Gerais: uma nova unidade estratigráfica e um contexto de inversão de bacia. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 12, Ouro Preto, Anais, 24.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 54:207–250.

CLIFTON, H. E. 1973. Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. *Sedimentology*, 20:173-187.

CLIFTON, H. E. 2006, A reexamination of facies models for clastic shorelines, In: Posamentier, H.W., and Walker, R.G., eds, *Facies Models Revisited*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication 84, p.293-337.

COELHO, J. C. C. 2007. Estilos estruturais e evolução tectônica da borda oeste da Bacia do São Francisco, com base na integração de dados de superfície, sub-superfície, litogeoquímica e isótopos. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de mestrado.

COLLINSON, J. D. 1970. Deep channels, massive beds and turbidity current genesis in the Central Pennine Basin. *Proc. Yorks. geo/. Soc.*, 37:495-520.

COLLINSON, J. D.; THOMPSON, D.B. 1982. *Sedimentary structures*. George Allen & Unwin (publ.), 194p.

COSTA, M. T.; BRANCO, J. J. R. 1961. Roteiro de excursão Belo Horizonte-Brasília. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 15, Florianópolis, Anais, 9-25.

CRONE, A. J. 1975. Laboratory and field studies of mechanically-infiltrated matrix clay in the arid fluvial sediments. University of Colorado. Tese de doutoramento. 162 p.

CURTIS, C. D. 1977. Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, 286: 353–372.

CURTIS, C. D.; HUGHES, C. R.; WHITEMAN, J. A.; WHITTLE, C. K. 1985. Compositional variations within some sedimentary chlorites and some comments on their origin: *Mineralogical Magazine.*, 49:375-386.

DARDENNE, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *Proceedings of the 30th Congresso Brasileiro de Geologia vol. 2. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Recife, Anais*, 2:507–610.

DARDENNE, M. A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: *Proceedings of the 1st Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) - Núcleo BA, Salvador, Anais*, 140–157.

DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In.: U.G. Cordani; A.J. Milani; A. Thomaz-Filho & D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro*, 231-264.

D'ARRIGO, H. B. P. 1995. O descolamento basal do Grupo Bambuí e o Alto de Sete Lagoas. *Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de mestrado.*

DE CAMPOS, C.; MENDES, J., LUDKA, I.; DE MEDEIROS, S.; DE MOURA, J.; WALLFASS, C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism. In: Weinberg R., Trouw R., Fuck R., Hackspacher P. (Eds.), *The 750–550 Ma Brasiliano Event of South America. Journal of the Virtual Explorer.*, 17 (Paper 1).

DE CAMPOS, C. P., MEDEIROS, S. R., MENDES, J. C., PEDROSA-SOARES, A. C., DUSSIN I., LUDKA, I. P., DANTAS, E. L. 2016. Cambro- Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event. **Journal of South American Earth Sciences.**, 68:248–268.

DECELLES, P. G. G. E.; GEHRELS, Y.; NAJMAN, A. J.; MARTIN, A. CARTER., E. GARZANTI. 2004. Detrital geochronology and geochemistry of Cretaceous– Early Miocene strata of Nepal: Implications for timing and diachroneity of initial Himalayan orogenesis, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 227:313 –330.

DERBY, O. A. 1880. Contribuições para o estudo da geologia do vale do São Francisco. **Arch. Mus. Nac.**, 4:89-119.

DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J., (2nd Ed) 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Scientific and Technical Press, Essex, UK.

DE ROS, L. F. 1985. Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi, (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 119p.

DE ROS, L. F. 1996. Compositional controls on sandstone diagenesis. Comprehensive summaries of Uppsala dissertations from the Faculty of Science and Technology, 198:1-24.

DE ROS, L. F., SGARBI, G. N. C., MORAD, S. 1994. Multiple authigenesis of K-feldspar in sandstones: evidence from the Cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin, Central Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, A64:778–787.

DEVILLE, E., BLANC, E., TARDY, M., BECK, C., COUSIN, M. & MÉNARD, G. 1994. Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary molasse basin (Alpine foreland). *In*: Mascle, A. (Ed.), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Springer, Berlin, 446p.

DICKINSON, W. R., GEHRELS, G.E. 2008. Sediment delivery to the Cordilleran foreland basin; insights from U-Pb ages of detrital zircons in Upper Jurassic and Cretaceous strata of the Colorado Plateau: *American Journal of Science.*, 308:1041–1082.

DICKINSON, W. R., GEHRELS, G. E. 2009. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth Planet Sci. Lett.*, 288:115–125.

DIETRICH, R. V. 1985. *The Tourmaline Group*. Van Nostrand Reinhold Company, New York. 300p.

DOBKINS, J. E., FOLK, R. L. 1970. Shape development on Tahiti-nui. *Jornaul. Sediment. Petrol.*, 40(4): 1167-1203.

DUMAS, S., ARNOTT, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12):1073-1076.

FEDO, C. M., SIRCOMBE, K. N., RAINBIRD, R. H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Reviews of Mineralogy and Geochemistry.*, 53(1):277–303.

FIUMARI, S. L.; MARQUES NETO, F. P.; FOGAÇA, A. C. C.; CAMPOS, E. G. 1982. Geologia das Folhas de Pedro Leopoldo, Lagoa Santa e Contagem, escala 1:50.000. *In*: Projeto Mapeamento Geológico da Região Metropolitana de Belo Horizonte. Instituto de Geociências Aplicadas – IGA, Belo Horizonte, 88p.

FOLK, R. L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill Publishing.

FONSECA, M. A., DARDENNE, M. A., UHLEIN, A. 1995. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências.*, 25(4):267–278.

GARZANTI, E., DOGLIONI, C., VEZZOLI, G., ANDÒ, S. 2007. Orogenic belts and orogenic sediment provenance. *J. Geol.*, 115:315–334.

GEHRELS, G. E. 2012. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities. In *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, ed. C Busby, A Azor., 47–62. Chichester, UK Wiley-Blackwell.

GEHRELS, G. 2014. Detrital zircon U–Pb geochronology applied to tectonics. *Annu.Rev. Earth Planet. Sci.* 42:127–149.

GEHRELS, G. E, BLAKEY, R., KARLSTROM, K., TIMMONS, M., DICKINSON, W., PECHA, M. 2011. Detrital zircon U-Pb geochronology of Paleozoic strata in the Grand Canyon. *Lithosphere.*, 3:183-200.

GALLOWAY, W. E., HOBDAY, D. K. 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. 2nd ed., Springer Verlag, Berlin, 489 pp.

GENUISE, J. J. 1991. Petrography and geochemistry of autigenic chlorite from Cretaceous and Oligocene sandstone of the Texas/Louisiana Gulf Coast. Austin. Abstract.

GERALDES, M. C. (Eds.) 2010. *Introdução à Geocronologia*. São Paulo, SBG, 148p.

GOMES, N. S. 1988. Contribuição à petrologia e a diagênese dos arenitos da Formação Três Marias, Bacia do São Francisco, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais, 2:961-970.

GONÇALVES, L. E. DA S., ALKMIM, F.F., PEDROSA-SOARES, A.C. 2010. Características geoquímicas da Suíte G1, arco magmático do Orógeno Araçuaí, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. **Revista da Escola de Minas.**, 63:457-464.

GONÇALVES, L., FARINA, F., LANA, C., PEDROSA-SOARES, A. C., ALKMIM, F., NALINI, H.N. 2014. New U-Pb Ages and Lithochemical Attributes of the Ediacaran Rio Doce Magmatic Arc, Araçuaí Confined Orogen, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences.**, 52:1-20.

GONÇALVES, G. O., LANA, C., SCHOLZ, R., BUICK, I. S., GERDES, A., KAMO, S. L., CORFU, F., RUBATTO, D., WIEDENBECK, M.L, NALINI H. A., OLIVEIRA, L C A. 2018. The Diamantina Monazite: A new low-Th reference material for microanalysis. **Geostandards and Geoanalytical Research.**, 42:25-47.

GUADAGNIN, F., CHEMALE, JR F, MAGALHÃES, A.J.C., ALESSANDRETTI, L., BÁLLICO, M.B., JELINEK, A. 2015. Sedimentary petrology and detrital zircon U-Pb and Lu-Hf constraints of Mesoproterozoic intracratonic sequences in the Espinhaço Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic evolution of the São Francisco Craton. **Precambrian Research.** 266:227-245.

GUEDES, F.F. 2017. Comportamento estrutural da Formação Três Marias (Grupo Bambuí) no Sinclinal de Buenópolis, MG. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Monografia, 125p.

GUIMARÃES, E. M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese, com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabaceiras, GO. Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 270p.

HARMS, J.C. 1975. Stratification produced by migrating bed forms. In: Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences, pp. 45-61. Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course, 2, Dallas.

HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., WALKER, R. G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. Tulsa, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Short Course, 9, 249p.

HEINECK, C. A., VIEIRA, V. S., DRUMOND, J. B. V., LEITE, C. A. S., LACERDA FILHO, J. V., VALENTE, C. R., LOPES, R. C., MALOUF, R. F., OLIVEIRA, C. C., SACHS, L. L. B., PAES, V. J. C., JUNQUEIRA, P. A. 2003. Folha SE.23-Belo Horizonte. In: C. Schobbenhaus J. H. Gonçalves J. O. S. Santos M. B. Abram R. Leão Neto G. M. M. Matos R. M. Vidotti (Eds.), Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: CPRM.

HENRY, D., LU G., MCCABE, C. 1993. Authigenic tourmaline growth in sedimentary ironstones: an example from the Silurian Rose Hill Formation, Virginia. *EOS Transactions of the American Geophysical Union.*, 74:168.

HENRY, D., LU, G., MCCABE, C. 1994. Epigenetic tourmaline in sedimentary red-beds: An example from the Silurian Rose Hill Formation, Virginia. *The Canadian Mineralogist.*, 32:599–605.

HENRY, D. J., DUTROW, B. L. 2012. Tourmaline at diagenetic to low-grade metamorphic conditions: its petrologic applicability. *Lythos.*, 154:16-32.

HOUSEKNECHT, D. W. 1984. Influence of grain size and temperature on intergranular pressure dissolution quartz cementation and porosity in a quartzose sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology.*, 54:348–361.

HUTCHEON, I., OLDERSHAW, A., GHENT, E. D. 1980, Diagenesis of Cretaceous sandstones of the Kootenay Formation at Elk Valley (southeastern British Columbia) and Mt. Allan (southwestern Alberta): *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 44:1425-1435.

IGLESIAS, M., UHLEIN, A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geologia*, 39(2):256-266.

JACKSON, S. E., PEARSON, N. J., GRIFFIN, W. L., BELOUSOVA, E. A., 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211:47–69.

JAMES, W. C., WILMAR, G. C., DAVIDSON, B. G. 1986. Role of quartz type and grain size in silica diagenesis Nugget Sandstone, south-central Wyoming. *Jour. Sed. Petrology.*, 56:657-662.

KAHN, J. S. 1956. The analysis and distribution of the proprieties of packing in sand-size sediments: 1 On the measurement of packing in sandstone. *Journal of Geology.*, 64:358-395.

KAISER, W. 1984. Predicting Reservoir Quality and Diagenetic History in the Frio Formation (Oligocene) of Texas. In: McDonald D. A., Surdam R. C. (Eds.) *Clastic diagenesis*. Am. Assoc. of petroleum Geologists, Memoir, 37, 195-215.

KASTNER, M., SIEVER, R. 1979. Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *Am. Jour. Science*, 279:435-479.

KIRKLAND, C. L., SLAGSTAD, T., JOHNSON, T. E. 2018. Zircon as a metamorphic time keeper: a case study from the Caledonides of central. **Gondwana Research.**, 61:63-72.

KUCHENBECKER, M, REIS, H. L. S., SILVA, L. C., COSTA, R. D., FRAGOSO, D. G. C., KNAUER, L. G., PEDROSA-SOARES, A. C., DUSSIN, I. 2015. Age constraints for deposition and sedimentary provenance of the Espinhaço Supergroup and Bambuí Group in eastern São Francisco craton. **Geonomos**, 23:1428.

KUCHENBECKER, M., ATMAN, D., COSTA, R. D., PEDROSA-SOARES, A. C., BABINSKI, M. 2016. A Formação Gorutuba: sedimentação litorânea a continental na margem leste da Bacia Bambuí (MG). **Geologia USP - Serie Científica**. 16: 67-81.

Lana C., Alkmim FF, Armstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini Jr H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. **Precambrian Res.** 231:157–173.

LIMA, O. N. B. 2005. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional do Alto São Francisco e geologia dos corpos fosfáticos da Serra da Saudade – MG. Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. Dissertação de Mestrado, 142 p.

LIMA, O. N. B. 2011. Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicação tectônica e paleo-ambiental. Universidade de Brasília (UnB). Tese de doutoramento, 114p.

LIMA, S. A. A. 1997. Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte

de Minas Gerais, Bacia do São Francisco. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto. Dissertação de Mestrado.121p.

LOPES, T. C., LEITE, M. M., MARTINS, M. S., UHLEIN, A., KARFUNKEL, J., FONSECA, A., UHLEIN, G. J., FREIRE, G. R. 2013. Geologia e recursos minerais da folha Serra do Cabral SE.23-X-C-V, escala 1:100.000, estado de Minas Gerais – Belo Horizonte – CPRM, 2013, 72p.

LU, G., MCCABE, C., HENRY, D.J., SCHEDL, A. 1994. Origin of hematite carrying a Late Paleozoic remagnetization in quartz sandstone bed from the Silurian Rose Hill Formation, Virginia, USA. *Earth and Planetary Science Letters*.126:495-519.

LUDWIG, K. R. 2003. Using Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1. 43p.

LUDWIG, K. R. 2008. User's Manual for Isoplot 3.6. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. In: Special Publication, No. 4. Berkeley Geochronologic Center, Berkeley, USA.

MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F. R., KNAUER, L. G., ALMEIDA-ABREU P. A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais 5, Belo horizonte, Anais, 171-174.

MACKENZIE, F.T., 2005. Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. In *Treatise on Geochemistry*, 1ª edition, ed. H.D. Holland & K.K. Turekian, Vol. 7, 1-425. Oxford, United Kingdom: Elsevier

MAGALHÃES, L. 1988. Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia do São Francisco (Faixa Sete

Lagoas-Serra do Cipó). Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de mestrado.

MARFIL, R., BONHOMME, M.G., DE LA PETIA, J. A., PENHA, DOS SANTOS R., SELL I. 1996. La edad de las lilitas Permicas y Triasicas de la Cordillera Iberica mediante el metodo K/Ar: Implicaciones en la história diagenetica y evolution de la cuenca. *Cuad. Geol. Iberica*, 20: 61-83.

MARTINEZ, M. I. 2007. Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. Dissertação de mestrado. 120 p.

MARTINS, M. S., LOPES, T. C., MARTINS, F. R., LOUREIRO, R., SENA, R. T. 2011. Folha Serra do Cabral, SE.23-X-C-V, escala 1:100.000. Belo Horizonte, CPRM.

MARTINS-NETO, M.A. 2009.; ALKMIM F. F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. *In*: Pinto C. P. & Martins-Neto M.A. (eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*, Belo Horizonte, SBG/MG, 31-54.

MARTINS-NETO, M.A. 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26:163–176.

MATLACK, K. S., HOUSEKNETCH, D. W., APPLIN, K. R. 1989. Emplacement of clay into sand by infiltration. *Journ. Sed. Petrology.*, 59:77-87.

MCBRIDE, E. F. 1977. Sandstones. In Jonas, E.C., and McBride, E.F., (eds.), *Diagenesis of sandstone and shale; Application to exploration for hydrocarbons*: Univ. Texas at Austin Cont. Education Prog. Publ. 1-120p.

MCBRIDE, E. F. 1985. Diagenetic Processes That Affect Provenance Determinations in Sandstone. *In: Zuffa G.G. (Eds) Provenance of Arenites. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), v 148. Springer, Dordrecht, 95-113p.*

MCBRIDE, E. F. 1989. Quartz cementation in sandstones – a review. *Earth-science Reviews.*, 26:69-112.

MCBRIDE, E. F., DIGGS, T. N., WILSON, J. C. 1991. Compaction of Wilcox and Carrizo sandstones (Paleocene-Eocene) to 4420 m, Texas Gulf Coast. *J. Sediment. Petrol.*, 61: 73-85.

MCDUGALL, J. W., HUSSAIN, A., YEATS, R. S. 1993. The Main Boundary Thrust and propagation of deformation into the foreland fold-and-thrust belt in northern Pakistan near the Indus River. *In: P.J. Treloar & M.P. Searle (eds.) Himalayan Tectonics. Geological Society, Special Publications, v.74, London, 630p.*

MEDEIROS, S. R., WIEDEMANN, C. M., MENDES, J.C. 2000. Post-Collisional Multistage Magmatism in the Ribeira Mobile Belt: Geochemical and isotopic study of the Varzêa Alegre Intrusive Complex, Espírito Santo, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:30-34.

MENEZES, R.C.L., CONCEIÇÃO, H., ROSA, M.L.S., MACAMBIRA, M.J.B., GALARZA, M.A., RIOS, D.C. 2012. Geoquímica e geocronologia de granitos anorogênicos tonianos (c.914–899 Ma) da Faixa Araçuaí no Sul do Estado da Bahia. *Geonomos.*, 20:1–13.

MENEZES-FILHO, M. R., MATTOS, G. M. M., FERRARI, P. G. 1977. Projeto Três Marias: Relatório final, vol 6, Brasília, DNPM/CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

- MEZGER, K. KROGSTAD, E. J. 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology.*, 15(1):127-140.
- MIALL, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.* 13:1-62.
- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem 5, 597-604.
- MIALL, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22:261-308
- MIALL, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. New York: Springer-Verlag, 582 p.
- MOLENAAR, N. 1986. The interrelation between clay infiltration, quartz cementation, and compaction in Lower Givetian terrestrial sandstones, Northern Ardennes, Belgium, *Jour. Sed. Petrology.*, 56(5):359-369.
- MORAD, S. 1990. Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. *Clay Clay Miner.*, 38:584-590.
- MORAD, S. 1991. Diagenesis of clastic sedimentary rocks. Department of Mineralogy and -Petrology, Institute of Geology, Uppsala University, 287p.
- MORAD, S., KETZER, J. M. DE ROS, L. F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47:95-120.

MORAES, M. A. S., DE ROS, L. F. 1988. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro. 13-26. (Boletim Geociências Petrobrás, 2).

MORAES, M.A.S. & DE ROS, L. 1992. Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Reconcavo Basin, Northeastern Brazil. In: Houseknecht D. W., Pittman E. D. (Eds). Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, Special Publication 47, Society of Sedimentary Geologists, Tulsa, 197–208.

MORRIS, G. A., KIRKLAND, C. L., PEASE, V. 2015. Orogenic paleofluid flow recorded by discordant detrital zircons in the Caledonian foreland basin of northern Greenland. *Lithosphere*, 7:138–143.

MUZZI, MAGALHÃES P. 1989. Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de mestrado.

MOUTHEREAU, F., LACOMBE, O., DEFFONTAINES, B., ANGELIER, J., BRUSSET, S. 2001. Deformation history of the southwestern Taiwan foreland thrust belt: insights from tectono-sedimentary analyses and balanced cross-sections *Tectonophysics*, 333:293-322.

NELSON, D. R., 2001. An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircons. *Sedimentary Geology*, 141:37-60.

NOBRE-LOPES, J. 1995. Faciologia e gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, estado de Minas Gerais. Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de mestrado.

NOBRE-LOPES, J. 2002. Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januária region-MG. Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Tese de doutoramento.

NOVO, T. A. 2013. Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico mesoproterozóico e unidades neoproterozóicas do sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U–Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS). Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. Tese doutoramento, 211p.

OLIVEIRA, J. R. P. 1989. Comportamento estrutural dos grupos Macaúbas e Bambuí na porção centro-norte de Minas Gerais. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de mestrado.

PAULA-SANTOS, G. M., BABINSKI, M, KUCHENBECKER, M, CAETANO-FILHO, S, TRINDADE, R. I, PEDROSA-SOARES, A. C. 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in Southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research.*, 28(2): 702–720.

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 Res.* 42: 280–305.

PAULA-SANTOS, G. M., CAETANO-FILHO, S., BABINSKI, M., ENZWEILER J. 2018. Rare earth elements of carbonate rocks from the Bambuí Group, southern São Francisco Basin, Brazil, and their significance as paleoenvironmental proxies. *Precambrian Research.* 305: 327-340.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., WIEDEMANN, C. M., PINTO, C. P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a

confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Res.** 110:307–323.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIM, F.F., SILVA, L.C.DA, BABINSKI M., CORDANI, U.G., CASTAÑEDA, C. 2007. Orógeno Araçuai: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Geonomos.**, 15(1):1–16.

PEDROSA-SOARES, A. C., ALKMIM, F F, TACK, L., NOCE, C. M., BABINSKI, M., SILVA, L. C., & MARTINS-NETO, M. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuai–West Congo Orogen. In: Pankhurst J. R., Trouw R. A. J., Brito Neves B. B., De Wit M. J. (Eds), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region.*, London, Geological Society, 294:153–172.

PEDROSA-SOARES, A. C., BABINSKI, M., NOCE, C. M., MARTINS, M., QUEIROGA, G., VILELA, F 2011a. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuai orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G.P, Shields-Zhou, G. (Org.), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Memoir of the Geological Society of London, Londres*, 36:523–534.

PEDROSA-SOARES, A. C., DE CAMPOS, C., NOCE, C. M., SILVA, L. C., NOVO, T., RONCATO, J., MEDEIROS S., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G., DANTAS, E., DUSSIN I., ALKMIM, F F, 2011b. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuai orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. **Geolog. Soc.**, 350:25–51.

PEIXOTO, E., PEDROSA-SOARES, A. C., ALKMIM, F F, DUSSIN, I. A. 2015. A suture–related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic

Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly. *Gondwana Research.*, 27:878–896.

PEIXOTO, E., ALKMIM, F. F., PEDROSA-SOARES, A., LANA, C., CHAVES, A. O. 2018. Metamorphic record of collision and collapse in the Ediacaran-Cambrian Araçuaí orogen, SE-Brazil: Insights from P-T pseudosections and monazite dating. *Journal of Metamorphic Geology.*, 36(2):147-172.

PERRELLA, P., UHLEIN, A., UHLEIN, G. J., SIAL, A. N., PEDROSA-SOARES, A. C., LIMA, O. N. B., 2017. Facies analysis, sequence stratigraphy and chemostratigraphy of the Sete Lagoas Formation (Bambui Group), northern Minas Gerais State, Brazil: evidence of a cap carbonate deposited on the Januária basement high. *Brazilian J. Geol.* 47(1):59–77.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., SIEVER, R. 1987. Sand and Sandstone, 2 ed. Nova Iorque, Springer.

PFLUG, R., RENGER, F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, 27, Aracaju, 1(2):5–19.

PIMENTEL, M. M., JOST, H., FUCK, R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Carneiro CDR, Brito-Neves BB de (orgs) Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, 356–368p.

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.

PITTMAN, E. D. 1972. Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. *Jour. Sed. Petrology.*, 42:507- 519.

PRIMMER, T.J., CADE, C.A., EVANS, J., GLUYAS, J.G., HOPKINS, M.S., OXTOBY, N. H., SMALLEY, P. C., WARREN, E. A., WORDEN, R. H. 1997. Global patterns in sandstone diagenesis: their application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. In: *Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates* (Eds J.A. Kupecz, J. Gluyas & S. Bloch). Memoir 69, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 61–77.

QUEIROGA, G. N., PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F., PIMENTEL, M. M., DANTAS, E., MARTINS, M., CASTANEDA, C., SUITA, M.T. F., PRICHARD, H., 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Aracuaí Orogen: the U–Pb zircon dating of a plagiogranite. *Geonomos.*, 15:61–65.

QUEIROGA, G. N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. Universidade Federal de Minas Gerais. Tese de doutoramento, 180p.

QUIDELLEUR, X., GROVE, M., LOVERA, O. M., HARRISON, T. M., YIN A., RYERSON, F. J. 1997. Thermal evolution and slip history of the Renbu-Zedong thrust, southeastern Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 102:2659–2679.

RAMOS, V. A., ESCAYOLA, M., LEAL, P., PIMENTEL, M. M., SANTOS, J. O. 2015. The late stages of the Pampean Orogeny, Cordoba (Argentina): Evidence of post collisional Early Cambrian slab break-off magmatism. *Journal of South American Earth Sciences.*, 64:351-364.

READING, H. G. 1996. *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. London, Blackwell Publishing, 615p.

REIS, H. L. S., ALKMIM, F. F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, 66:711–731.

REIS, H. L. S., SUSS, J. 2016. Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: an example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, 339:83–103.

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. In: U. G. Cordani et al. (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil, Regional Geology Reviews, Springer, 117–143p.

RIBEIRO, J. H., TULLER, M. P., PINHO, J. M. M., SIGNORELLI, N., FÉBOLI, W. L. 2008. A fácies diamictito da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, na região sudoeste da bacia do São Francisco, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais, p.: 913.

RIMANN, F. 1917. A kimberlita no Brasil. Na. Esc. de Minas de Ouro Preto, 15:27-32.

RITTENHOUSE, G. 1971. Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains: a theoretical approach. **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.**, 55:92-96.

RODRIGUES, J. B. 2008. Proveniência dos sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí. Um estudo de zircões detriticos e idades modelo Sm-Nd. Universidade de Brasília (UnB). Tese de doutoramento, 128p.

ROMANO, A. W. 2007. Nota explicativa da Folha Pará de Minas (SE.23-Z-C-IV) 1:100.000. CPRM-UFMG, 65p.

ROMEIRO-SILVA, P. C., ZÁLAN, P. V. 2005. Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do limite oeste do cráton do São Francisco. In: Simpósio do Cráton do São Francisco, 3, Atas, p.: 44-48.

ROSSI, A. V. A, BRESAN, S. M., TAVARES, T. D., DANDEFER, A. 2017. Estratigrafia e geocronologia da sucessão sedimentar da serra do Gorutuba, norte de Minas Gerais: implicações para a proveniência e ambiente tectônico. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 15, Anais.

SANTOS, M. M., LANA, C., SCHOLZ, R., BUICK, I., KAMO, S. L., GERDES, A., CONDON, D. J., CORFU, F., TOHVER, E., STOREY, C. D., BASEI, M. A. S., KRAMBROCK, K., FANTINI, C. 2017. A new Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a reference material for LA-ICP-MS U–Pb Geochronology and Lu-Hf isotopic Tracing. *Chem. Geol.* 41-3:335-352.

SCHMIDT, V., MCDONALD, D. A. 1979a. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle P.A., Schuldger P. R. (Eds). *Aspects of Diagenesis. Soc. Econ. Paleont.* 175–207.

SCHMIDT, V., MCDONALD, D. A. 1979b. Texture and recognition of secondary porosity in sandstone. In: Scholle P.A., Schuldger P. R. (Eds). *Aspects of Diagenesis. Soc. Econ. Paleont.* 209–225.

SCHÖLL, W. U. 1972. Der sudwestliche Randbereich der Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rdsch.*, 61:201-216.

SCHÖLL, W. U. 1973. Sedimentologie und Geochemie der Bambuí Gruppe am SE-Rand des São Francisco Beckens, Minas Gerais, Brasilien. Universität Heidelberg. Tese de doutoramento.

SCHOLLE, P. A. 1979. *A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks.* Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, 191p.

SERR, H. J., MORAES, L. C., FOGAÇA, A. C. C. 1987. Faciologia e estruturação tectônica dos metassedimentos com diamictitos e jaspilitos da região de Lagoa Formosa, MG (Grupo Bambuí?). In: SBG/Núcleo MG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, Anais, 199-213.

SEER, H.J., MORAES, L.C., FOGAÇA, A. C. C. 1989. Roteiro Geológico para a região de Lagoa Formosa-Chumbo-Carmo do Paranaíba (MG). Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, 58p.

SERRANO, P. M., PEDROSA-SOARES, A. C., MEDEIROS-JÚNIOR, E., FONTE-BOA, T., ARAUJO, C., DUSSIN, I., QUEIROGA, G., LANA, C. 2018. A-type Medina batholith and post-collisional anatexis in the Araçuaí orogen (SE Brazil). *Lithos.*, 320:515-536.

SILVA, J. N., SEIXAS, S. R. M., PIMENTEL, G.B., COUTINHO, M. G. M. 1978. Projeto Furnas-Mantiqueira. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. (Relatório Final).

SILVA, L.C., PEDROSA-SOARES, A.C., TEIXEIRA, L.R., 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco–Congo Palecontinent. *Gondwana Res.*, 13:527–537.

SOUZA, M. E. S. 2016. Caracterização Litoestrutural e Geocronológica dos Metagabros e Xistos Verdes do Grupo Macaúbas na Faixa Terra Branca - Planalto de Minas, Minas Gerais. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de mestrado.

SOUZA-FILHO, R. G. 1995. O Arcabouço Estrutural da porção externa da Faixa Aracuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de mestrado.

STOW, D. A. V. 2012. *Sedimentary Rocks in the Field, a color guide*. 6ed. San Diego, Academic Press, 320p.

TEDESCHI, M. F. 2013. *Caracterização do Arco Magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocêncio e Itambacuri, MG*. Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. Dissertação de mestrado, 162p.

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

TEIXEIRA, W., ÁVILA, C.A., DUSSIN, I.A., NETO, A.C., BONGIOLO, E.M., SANTOS, J.O., BARBOSA, N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, 256:148–169.

TOHVER, E., D'AGRELLA-FILHO, M.S., TRINDADE, R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, 147:193–222.

TUCKER, M. E. 1991. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. second ed. Oxford, Blackwell Scientific Publications.

TUCKER, M. E. 1996. *Sedimentary Rocks in the Field*, 2nd ed. The Geological Field Guide Series. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, Cambridge University Press, 153p.

TUCKER, R. T., ROBERTS, E. M., HU, Y., KEMP, A. I. S., SALISBURY, S. W. 2013. Detrital zircon age constraints for the Winton formation, Queensland: contextualizing Australia's Late Cretaceous dinosaur faunas. *Gondwana Research.*, 24:767-779.

TULLER, M. P., RIBEIRO, J. H., SIGNORELLI, N., FEBOLI, W. L., PINHO, J. M. M. 2008. Proposta de uma nova seção-tipo da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, na região de Inhaúma, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais, p. 929.

TULLER, M. P., RIBEIRO, J. H., SIGNORELLI, N., FÉBOLI, W. L., PINHO, J. M. M. 2010. Projeto Sete Lagoas-Abaeté: Folha Contagem (1:100.000). Serviço Geológico do Brasil–CPRM, Belo Horizonte, 160p.

UHLEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos Estratigráficos e Estruturais. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 295p. Uhlein A., Lima O. N. B., Fantinel L. M., Baptista M. C. 2004. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Anais, CD-ROM (1vol).

UHLEIN, A., ALVARENGA, C. J. S., DARDENNE, M. A., TROMPETTE, R. R. 2011A. The glaciogenic Jequitai Formation, southeastern Brazil. In: E. Arnaud, G. P. Halverson and G. Shields-Zhou (Eds.) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society of London*, London, Memoir, 36: 51–66.

UHLEIN, A, BAPTISTA, M. C, SEER, H. J., CAXITO, FA, UHLEIN, G. J., DARDENNE, M. A. 2011b. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): Sistema deposicional de leque submarino em bacia de antepais. *Geonomos*, 19(2): 163–172.

UHLEIN, G. 2014. Proveniência Sedimentar e Estratigrafia das Formações Carrancas e Lagoa Formosa e a Evolução do Grupo Bambuí (635-570 Ma) em Minas Gerais. Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 147p.

UHLEIN, G. J., CARVALHO, J. F. M. G., UHLEIN, A., CAXITO, F. A., HALVERSON, G. P., SIAL A. N. 2013. Estratigrafia e sedimentologia da Formação Carrancas, Grupo Bambuí, nas regiões de Belo Horizonte e Pitangui – MG. *Geonomos.*, 20(2):79-97.

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. *J. S. Am. Earth Sci.* 71: 1–16.

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.

VALERIANO, C. M., DARDENNE, M. A., FONSECA, M. A., SIMÕES, L. S. A., SEER, H. J. 2004a. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Carneiro CDR, Brito-Neves BB de (orgs) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca.

VALERIANO, C. M., MACHADO, N., SIMONETTI, A., VALADARES, C. S., SEER, H. J., SIMÕES, L. S. A. 2004b. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research.*, 130:27–55.

VAN, LOON A. J. 1992. The recognition of soft-sediment deformation as early-diagenetic features – A literature review. In: Wolf K. H., Chilin-

garian G.V. (Eds.). Diagenesis, III. Developments in Sedimentology, 47. Amsterdam, Elsevier Science Publishers B. V, 164p.

VIERA, L. C. 2007. A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do proterozóico. Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento, 145p.

VIEIRA, L. C., TRINDADE, R. I. F., NOGUEIRA, A. C. R., ADER, M. 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *C.R. Geosci.*, 339:240–258.

VIEIRA, L. C., NÉDÉLEC, A., FABRE, S., TRINDADE, R. I. F., ALMEIDA, R. P. 2015. Aragonite Crystal fans in Neoproterozoic cap carbonates: a case study from Brazil and implications for the post-snowball earth coastal environment. *J. Sediment.*, 85:285- 300.

WALDERHAUG, O. 1994. Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian continental shelf—evidence from fluid inclusions. *Journal of Sedimentary Research*, A64(2), 311–323.

WALKER, R.G., PLINT, A.G. 1992. Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. In: Walker R.G. & James, N.P. (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Newfoundland, Geological Association of Canada, 219-238.

WALKER, T. R. 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78:353-368.

WALKER, T. R. 1974. Formation of red beds in moist tropical climates: A hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85(4):633-638.

WALKER, T. R., LARSON, E. E., HOBLITT, R. P. 1981. Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau:

a contribution to the origin of magnetism in red beds. *Jour. Geophys. Research.* 86:317-333.

WARREN, L.V., QUAGLIO, F., RICCOMINI, C., SIMOES, M. G., POIRE, D. G., STRIKIS, N. M., ANELLI, L. E., STRIKIS, P. C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology.*, 42: 391–394.

WILSON, M. D., PITTMAN, E. D. 1977. Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleo-environmental analysis. *J Sed Petrol.*, 47:3-31.

ZALÁN, P. V., ROMEIRO, SILVA P. C. 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2):561-571.

SOBRE O AUTOR

Túlio Delôgo Tavares é mestre em Geociências pelo Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da Universidade Federal de Ouro Preto, instituição em que se graduou em Engenharia Geológica. Atualmente é doutorando pelo mesmo Programa de Pós-Graduação, em que investiga a arquitetura estratigráfica e a história pós-deposicional da porção basal do Grupo Bambuí no Alto de Januária (MG). Possui experiências em projetos de pesquisa mineral com ênfase em gestão de Recursos e Reservas e em Planejamento de Longo Prazo de diversos recursos minerais como ouro, cobre, ferro, manganês e rochas fosfáticas. Também atuou como Analista de Negócios com foco em Planejamento Estratégico de longo prazo da indústria de mineração, Avaliação Econômico-financeira, Gestão de Portfólio de Programas e Projetos de Pesquisa Mineral de *multi-commodity*.

Este livro foi desenvolvido com as fontes
Berkeley Oldstyle e Pill Gothic, conforme
Projeto Gráfico aprovado pela
Diretoria da Editora UFOP.

