



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

## **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**FÁCIES, SISTEMAS DEPOSICIONAIS, QUIMIOESTRATIGRAFIA  
E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DA FORMAÇÃO SETE  
LAGOAS NA REGIÃO DE JANUÁRIA, NORTE DO ESTADO DE  
MINAS GERAIS**

**AUTOR** (Pascoal Perrella Júnior)

**ORIENTAÇÃO** (Prof. Dr. Alexandre Uhlein)

Nº

**BELO HORIZONTE**  
**DATA** (21/10/16)

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

## **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**FÁCIES, SISTEMAS DEPOSICIONAIS, QUIMIOESTRATIGRAFIA  
E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DA FORMAÇÃO SETE  
LAGOAS NA REGIÃO DE JANUÁRIA, NORTE DO ESTADO DE  
MINAS GERAIS**

**AUTOR** (Pascoal Perrella Júnior)

Dissertação de mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de mestre.

**Área de Concentração:** Geologia Econômica e Aplicada

**Orientador:** Prof. Dr. Alexandre Uhlein

**Co-orientador:** Dr. Otávio Nunes Borges de Lima.

**Outubro/2016**

P455f Perrella Júnior, Pascoal.

2016 Fácies, sistemas deposicionais, quimioestratigrafia e estatigrafia de sequências da Formação Sete Lagoas na região de Januária, norte do estado de Minas Gerais [manuscrito] / Pascoal Perrella Júnior – 2016.

122 f., enc. (principalmente color.)

Orientador: Alexandre Uhlein.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2016.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Bibliografia: f. 109-118.

Inclui anexo.

1. Geologia estratigráfica – Januária (MG) – Teses. 2. Fácies (Geologia) – Januária (MG) – Teses. 3. Mapeamento geológico – Januária (MG) – Teses. 4. Carbonatos – Teses. I. Uhlein, Alexandre. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.7 (815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



## FOLHA DE APROVAÇÃO

**FÁCIES, SISTEMAS DEPOSICIONAIS, QUIMIOESTRATIGRAFIA E  
ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NA  
REGIÃO DE JANUÁRIA, NORTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS**

### **PASCOAL PERRELLA JUNIOR**

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

Aprovada em 21 de outubro de 2016, pela banca constituída pelos membros:

Prof(a). Alexandre Uhlein - Orientador  
UFMG

Prof(a). Fabricio de Andrade Caxito  
UFMG

Prof(a). Marco Antônio Fonseca  
UFOP

Belo Horizonte, 21 de outubro de 2016.

À Manu e minha família  
pelo carinho e compreensão  
durante este período de  
jornada dupla!

## **AGRADECIMENTOS**

Ao orientador Alexandre Uhlein pelo apoio para a realização deste trabalho, e pelo seu comprometimento ao realizar a difícil tarefa da orientação à distância, onde nos correspondemos através de mais de 300 *e-mails*.

Ao co-orientador Otávio Nunes Borges de Lima pelo entusiasmo, e por ter realizado uma análise detalhada do artigo e de vários capítulos da dissertação, onde propôs importantes sugestões e correções.

Ao convênio UFMG/CPMTC-CODEMIG, e ao Projeto Fronteiras de Minas por terem financiado os trabalhos de campo.

À PETROBRAS, em nome da gerente Rute Maria Oliveira de Moraes, pelo apoio ao projeto, disponibilizando suporte técnico para a confecção de lâminas petrográficas, análises de DRX e uso do microscópio petrográfico.

A Alcides Nóbrega Sial do laboratório NEG-LABISE da UFPE pela realização das análises de isótopos.

A Gabriel Jubé Uhlein e Fabrício de Andrade Caxito pela colaboração nas etapas de campo, ocasiões onde se desenrolaram importantes discussões.

Ao petrógrafo Cícero da Paixão Pereira por ter me recebido de forma fraternal, na UFBA em pleno Janeiro, período em que o professor me ensinou a reconhecer as características micro-texturais de microbialitos.

Ao Calota por ter incentivado este mestrado, destacando desde o começo a importância do alto de Januária.

Aos colegas Eveline Ellen Zambonato, João Paulo Roncolato Olivito, Josemar Santos Pereira Filho, e Rangel Borges dos Santos Filho por terem oferecido sugestões e críticas construtivas, dedicando parte do seu tempo para ouvir e discutir temas desta dissertação.

Aos colegas Túlio Mol Leite pela realização das análises de DRX, Adriano Barreto Dalfior pela aquisição de fotomosaicos, e Paulo Roberto Nascimento Oliveira pela ajuda na edição do mapa geológico.

Ao meu primo Heitor e sua esposa Ivana por terem me acolhido em Salvador.

Aos funcionários da UFMG e aos colegas da PETROBRAS, pela ajuda na preparação de amostras, e confecção de lâminas petrográficas.

## EPÍGRAFE

*“Em verdade, em verdade vos digo que, se o grão de trigo que cai na terra não morrer, fica infecundo; mas se morrer, produz muito fruto.*

*São João, Cap. XII, Vers. 24 e 25”*



## RESUMO

A Folha Januária (região de Januária–Itacarambi, Minas Gerais) apresenta domínios geológicos distintos situados à direita e à esquerda do Rio São Francisco. Rochas sedimentares da Formação Sete Lagoas afloram na margem esquerda do Rio São Francisco, depositadas diretamente sobre o embasamento do alto de Januária, e discordantemente sobrepostas por rochas do Grupo Urucua. Na margem direita do rio afloram litologias das formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade. As rochas da Formação Sete Lagoas apresentam exposições contínuas, tanto lateralmente como no empilhamento vertical, o que associado à preservação de estruturas/texturas primárias favoreceu o estudo de fácies, associações de fácies e de estratigrafia sequencial. Este estudo estratigráfico foi realizado com a integração de dados de mapeamento geológico, petrografia macro e microscópica e de três perfis estratigráficos chaves, onde foram realizados levantamentos quimioestratigráficos (C e O) de alta resolução. Foram reconhecidas oito fácies e quatro associações de fácies distribuídas em uma sequência de segunda ordem composta por um trato de sistema transgressivo na base, e um trato de sistema de mar alto na porção superior. O trato transgressivo compreende a associação de fácies plataforma externa, e o trato de mar alto é constituído pelas associações plataforma interna, *shoreface* e intermaré/supramaré. A associação plataforma externa compreende estromatólitos híbridos, dolomitos e estromatólitos estratiformes argilosos. A associação plataforma interna é constituída por *grainstones* com estratificações *hummocky* e intercalações trombolíticas. A associação *shoreface* apresenta *grainstones* com marcas de ondas, lentes oolíticas e intercalações trombolíticas contendo o fóssil índice *Cloudina*. A associação planície de maré compreende laminitos e *rudstones* lamelares. O padrão de empilhamento do trato de mar alto evidencia uma progradação partindo do ápice do alto estrutural, em direção a áreas onde o embasamento é mais profundo. Este arcabouço estratigráfico, associado com outras feições estratigráficas e isotópicas, indica que o embasamento exposto em Januária também foi um paleo-alto durante a deposição da Formação Sete Lagoas. A presença do fóssil *Cloudina* indica que o trato de mar alto foi depositado no Ediacarano Superior. Estudos quimioestratigráficos/petrográficos permitiram caracterizar o carbonato basal da Formação Sete Lagoas como um carbonato de capa na base do trato transgressivo, onde ocorrem dolomitos e pseudomorfos de aragonita associados a valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de -5‰.

Palavras chave: estratigrafia de sequências, quimioestratigrafia, carbonato de capa

## ABSTRACT

The Januária Sheet (Minas Gerais, Brazil) presents two geological domains separated by the São Francisco River. Sedimentary rocks of the Sete Lagoas Formation are exposed in the left margin of the river, composing a succession deposited on the Januária basement high, and unconformably overlain by lithologies of the Urucuia Group. Sedimentary rocks of the Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré and Serra da Saudade compound the right side domain. The rocks of Sete Lagoas Formation show both lateral and vertical rock stacking along continuous outcrops, with conjugated to well-preserved primary structures and textures, allowed detailed facies analysis and sequence stratigraphy studies. These studies also integrate data from geological mapping, microscopical petrography and high-resolution C and O isotope analysis from three stratigraphic sections. Eight facies and four facies associations make up a second order sequence composed by a transgressive system tract in the base, and a high stand system tract in the upper portion, separated by a maximum flooding surface. The transgressive system tract comprises the outer platform, whilst the high stand system tract encompasses the inner platform, shoreface, and intertidal/supratidal facies association. The outer platform association encompasses dolomites, hybrid stromatolites and argillaceous stratiform stromatolites. The inner platform association is characterized by grainstones with hummocky cross stratification and thrombolitic intercalations. The shoreface association presents grainstones with ripple marks and oolitic lenses, intercalated with thrombolitic laminas locally bearing *Cloudina* fossils. The intertidal/supratidal association comprises intercalations of flat-pebble rudstones and flat laminites. The high stand system tract shows a progradation stacking from the basement high apex towards progressively deeper basement areas. This stratigraphic framework associated with stratigraphic and isotopic features indicate that the now exposed Januária basement high also represents a paleo-high during the sedimentation event. Aragonite pseudomorphs coupled with  $\delta^{13}\text{C}$  values of -5‰ characterize the basal carbonate of the Sete Lagoas Formation as a cap carbonate at the base of the transgressive tract. Records of the *Cloudina* fossil, recognized in the high stand tract, indicate a Late Ediacaran age for this upper portion of studied stratigraphic sequence.

Keywords: stratigraphy sequence, chemostratigraphy, cap carbonate

# SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	1
1.1	APRESENTAÇÃO .....	1
1.2	OBJETIVOS .....	1
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS .....	1
1.4	METODOLOGIA DE TRABALHO .....	2
1.4.1	Etapa de campo.....	2
1.4.2	Petrografia .....	4
1.4.3	Difração de Raios X .....	5
1.4.4	Análises de isótopos (C e O) .....	5
1.5	ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	6
1.5.1	Clima .....	6
1.5.2	Vegetação .....	6
1.5.3	Hidrologia.....	6
1.5.4	Geomorfologia.....	7
1.6	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	8
1.6.1	Bacia do São Francisco.....	8
1.6.2	Grupo Bambuí .....	10
1.6.3	Grupo Urucuia .....	12
1.7	TRABALHOS ANTERIORES.....	13
1.8	CARBONATO DE CAL.....	14
2	GEOLOGIA DO SETOR SUL DA FOLHA JANUÁRIA .....	17
2.1	INTRODUÇÃO .....	17
2.2	ESTRATIGRAFIA .....	17
2.2.1	Embasamento Cristalino.....	19
2.2.2	Grupo Bambuí .....	22

2.2.3	Grupo Urucuia .....	25
2.2.4	Coberturas Cenozóicas .....	26
2.3	GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	27
2.3.1	Embasamento .....	29
2.3.2	Grupo Bambuí .....	29
2.4	DIAGÊNESE E METAMORFISMO.....	31
3	CARBONATOS MICROBIAIS .....	33
3.1	NOMENCLATURA E CLASSIFICAÇÃO .....	36
3.2	QUESTÃO AMBIENTAL E ANÁLOGOS MODERNOS .....	38
4	INCRUSTRAÇÕES DE PRECIPITADOS CARBONÁTICOS E CLASSIFICAÇÃO DAS CROSTAS CARBONÁTICAS AUTIGÊNICAS.....	39
4.1	CLASSIFICAÇÃO DAS CROSTAS CARBONÁTICAS AUTIGÊNICAS ..	41
5	FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NA REGIÃO DE JANUÁRIA.....	44
5.1	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES PLATAFORMA EXTERNA (PLE) .....	47
5.1.1	Fácies Dolomito (DOL).....	47
5.1.2	Fácies Estromatólito Híbrido (ETR-hb) .....	48
5.1.3	Fácies Estromatólito Estratiforme argiloso (ETR-ag).....	50
5.2	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES PLATAFORMA INTERNA (PLI).....	55
5.2.1	Fácies <i>Grainstone</i> Peloidal com <i>hummocky</i> (GST-pehc).....	55
5.3	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES <i>SHOREFACE</i> (SFE).....	58
5.3.1	Facies <i>grainstone</i> com marcas de ondas (GST-mo).....	58
5.3.2	Fácies Trombolito Nodular (TRO-no).....	59
5.4	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES INTERMARÉ/ SUPRAMARÉ– (ISU).....	65
5.4.1	Fácies <i>rudstone</i> lamelar (RUD-lm) .....	65
5.4.2	Fácies laminito liso (LMT-lo) .....	66
6	ARTIGO: 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.....	69
6.1 INTRODUCTION .....	70
6.1.1 Januária sheet geological overview .....	73
6.2 SETE LAGOAS FORMATION FACIES ASSOCIATIONS IN THE JANUARIA REGION .....	74
6.2.1 Outer platform facies association (OTP).....	75
6.2.2 Inner platform facies association (INP).....	78
6.2.3 Shoreface facies association (SFE) .....	78
6.2.4 Intertidal/ supratidal facies association (ISU) .....	79
6.3 SETE LAGOAS FORMATION CHEMOSTRATIGRAPHY – ISOTOPIC GEOLOGY (C, O).....	83
6.3.1 Methodology.....	83
6.3.2 Analysis of results .....	83
6.4 SEQUENCE STRATIGRAPHY .....	87
6.4.1 Transgressive system tract (TST).....	88
6.4.2 High stand system tract (HSST) .....	90
6.5 DISCUSSION AND CONCLUSIONS .....	90
7 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NA REGIÃO DE JANUÁRIA.....	94
7.1 Trato de Sistema transgressivo inicial – T1 .....	97
7.2 Trato de Sistema transgressivo final – T2.....	99
7.3 Trato de Sistema de Mar Alto inicial – T3 .....	100
7.4 Trato de Sistema de Mar Alto Final – T4 .....	101
7.5 Sequências de terceira ordem.....	101
8 CONCLUSÕES.....	104
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	109
ANEXO 1 – DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS SA(1e), SA(1c), RC(1e) E RC(1c)	

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização da área estudada (retângulo interno preto). Fonte: DER - Mapa Rodoviário do Estado de Minas Gerais 2013.....	2
Figura 1.2. Mapa com distribuição dos pontos da etapa de mapeamento geológico .....	3
Figura 1.3. Imagem do Vale do Rio São Francisco na região de Januária, com planície de inundação atual e terraços fluviais adjacentes. Na planície aluvial destacam-se o leito do rio e barras acrescionárias abandonadas. Fonte: Google, 2016.....	8
Figura 1.4. Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco, com a delimitação geográfica e contexto tectônico da Bacia do São Francisco. Fonte: Alkmin e Martins-Neto, 2001.....	9
Figura 1.5. Curvas compostas de registros de $\delta C^{13}$ obtidos a partir de carbonatos marinhos e de carbono orgânico total. Fonte: Halverson <i>et al.</i> , 2010. ....	15
Figura 2.1. Mapa geológico da porção sul da Folha Januária. Modificado de Uhlein <i>et al.</i> , 2015. ....	18
Figura 2.2. Quadro comparativo com colunas estratigráficas esquemáticas dos setores ocidental e oriental, observados na parte sul da Folha Januária. A) Coluna estratigráficas das litologias que afloram na margem esquerda do Rio São Francisco; B) Coluna estratigráfica das litologias expostas na margem direita do Rio São Francisco.....	19
Figura 2.3. Embasamento granito-gnáissico da Folha Januária. A) Afloramento de gnaiss bandado Arqueano/Paleoproterozóico; B) Contato discordante entre a Formação Sete Lagoas e o embasamento C) Fotomicrografia – Gnaiss com granulação média, textura grano-lepidoblástica, composto por álcali-feldspato, quartzo (em fitas), plagioclásio e clorita, 2,5x, px; D) Fotomicrografia – Granitóide com granulação grossa, textura hipidiomórfica, composto por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio, 2,5x, px.....	20
Figura 2.4. Mapa de esboço estrutural, com contorno hipotético do topo do embasamento na região de Januária. Modificado de Iglesias (2007).....	21
Figura 2.5. Diagrama QAP com posição da amostra do granitoide (ponto vermelho). Fonte: Uhlein <i>et al.</i> , 2015. ....	22
Figura 2.6. Fácies da Formação Sete Lagoas: A) Estromatólito estratiforme, B) Grainstone com estratificação cruzada <i>hummocky</i> .....	23

Figura 2.7. A) Afloramento do siltito da Formação Serra de Santa Helena. Fonte: Uhlein <i>et al.</i> , 2015; B) Fotomicrografia - Detalhe da interlaminação de quartzo (granulometria silte) e argila. ....	24
Figura 2.8. <i>Grainstone</i> da Formação Lagoa do Jacaré, com estratificação cruzada <i>hummocky</i> . ....	25
Figura 2.9. A) Afloramento de arenito avermelhado intemperizado do Grupo Urucuia, B) Fotomicrografia – Detalhe do arenito silificado do Grupo Urucuia mostrando elevada maturidade textural e composicional, 5x, px. Fonte: Uhlein <i>et al.</i> , 2015. ....	25
Figura 2.10. Banco com intercalações de sedimentos arenosos e argilosos, dispostos em camadas sub-horizontais na margem do Rio São Francisco. ....	27
Figura 2.11. Sessão geológica da porção sul da Folha Januária. ....	28
Figura 2.12. A) Pólos de foliação do gnaise; B) Contornos dos pólos de foliação do gnaise. Fonte: Uhlein <i>et al.</i> , 2015. ....	29
Figura 2.13. Diagramas estruturais do Grupo Bambuí. A) Estereograma com os pólos do acamamento; B) Roseta com direção dos planos de fraturas. ....	30
Figura 2.14. Prováveis estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados: A) Estruturas de carga, e do tipo pêndulo na base da Formação Sete Lagoas; B) Dobras e perturbações laminares em nível de <i>rudstone</i> do topo da Formação Sete Lagoas. ....	31
Figura 2.15. A) Substituição de nível argiloso por dolomita, em lâmina tingida por alizarina, 20x, pp; B) <i>Grainstone</i> com textura original obliterada pela micritização, e nódulo de sílica interceptado por fratura preenchida por cimento blocoso de calcita espática, 1,25x, px; C) Esferulitos de calcedônia com núcleo de dolomita, 2,5x, px; D) Detalhe de estilólito e porções recristalizadas, 2,5x, px. ....	32
Figura 3.1. A) Filamentos de cianobactérias <i>Anabaena sp.</i> formados por alinhamento de células vegetativas e heterocistos terminais. Fonte: Flores e Herrero (2010); B) Sessão vertical de esteira microbial simples com pináculos exibindo filamentos de cianobactéria. Fonte: Gerdes (2007). ....	34
Figura 3.2. A) Estromatólito com textura micro-grumosa. Fonte: Riding e Tomás (2006); B) Micrita peloidal associada com gastrópode, campo de visão 2mm. Carbonífero, Liddesdale, Escócia. Fonte: Riding (2000). ....	36
Figura 3.3. A) Aspecto laminado de um estromatólito ramificado, campo de visão de 15,5cm. Mesoproterozóico, China. Fonte Riding (2000); B) Textura macroscópica grumosa de um trombolito, campo de visão de 5cm. Cambriano inferior, Marrocos. Fonte Riding (2000). ....	37

Figura 3.4. Distribuição de morfologias de microbialitos de acordo com critérios ambientais. Fonte: Dromart <i>et al.</i> , 1994. ....	39
Figura 4.1 Classificação de crostas carbonáticas precambrianas proposta por Riding (2008). As variedades de crostas apresentadas na base do triângulo são as principais crostas precambrianas. O vértice superior é caracterizado por estromatólitos de grãos grossos, que apresentam exemplos apenas a partir do Mioceno. ....	42
Figura 5.1. Perfil longitudinal marinho raso com os ambientes de plataforma externa, plataforma interna, <i>shoreface</i> e intermaré/supramaré. Também estão representados os níveis de base das ondas de tempestade e de tempo bom. Modificado de Lima (2011) e Walker e Plint (1992). ....	44
Figura 5.2. Perfis estratigráficos da Formação Sete Lagoas na região de Januária, em profundidade. ....	45
Figura 5.3. A) Dolomito laminado rosa/bege; B) Fotomicrografia evidenciando textura micro-grumosa/ peloidal em porção preservada do dolomito, 5x, pp. ....	47
Figura 5.4. A) Leques de cristais de barita envoltos por dolomicrito, 1,25x, pp. B) Detalhe do envolvimento dos cristais de barita por dolomicrito, 10x, pp. ....	48
Figura 5.5. A) Pseudomorfos verticais ao acamamento formando franjas, onde alguns cristais atravessam várias lâminas; B) Cristais divergentes formando leques de pseudomorfos de cristais aciculares e laminação <i>pinch and swell</i> . ....	49
Figura 5.6. A) fotomicrografia evidenciando hábito acicular/ afunilado dos pseudomorfos, com terminações quadráticas, e recobrimento por micrita micro-grumosa, 2,5x, pp; D) Pseudomorfo com terminação quadrática e textura interna em mosaico constituída por cristais equantes a alongados de calcita, 10x, px. ....	49
Figura 5.7. A) Laminação de aspecto “enrugado” e descontínuo, localmente apresentando domos; B) Detalhe da intercalação de lâminas claras, de cor cinza claro, com lâminas escuras castanho avermelhadas. ....	50
Figura 5.8. A) Intercalação de lâminas claras, localmente dômicas, com lâminas escuras filamentosas e argilosas, 1,25x, pp; B) Detalhe de textura micro-grumosa na lâmina clara, 5x, pp; C) Filamentos reliquiares na lâmina clara, 20x, pp.; D) Pelóides e textura micro-grumosa na lâmina clara, 5x, pp; E) Detalhe da lâmina escura constituída por micrita micro-grumosa/ peloidal densa, filamentos e argilo-minerais, 5x, pp; F) Detalhe de filamentos reliquiares na lâmina escura, 20x, pp; G) Hidróxido de ferro (provável limonita) com hábito cúbico (Possível pseudomorfo de pirita) na lâmina escura, 20x, rl; .....	52



Figura 5.9. A) Estratificação bem definida do <i>grainstone</i> com camadas de 10 a 30 cm;	
B) Intercalação de trombolito com níveis de <i>grainstone</i> .....	55
Figura 5.10. Detalhe da laminação interna do <i>grainstone</i> com truncamentos e feições sugestivas de <i>lags</i> na base (seta branca).....	56
Figura 5.11. Estratificação <i>hummocky</i> de espessura decimétrica e comprimento de onda métrico, no topo da fácies GST-pehc. ....	56
Figura 5.12. A) <i>Grainstone</i> peloidal laminado com trombolito no topo, FM, 2,5x, pp; B) Detalhe de fantasmas de partículas peloidais de granulometria areia fina/silte, em fotomicrografia obtida com cartão branco de Folk, 10x, pp. ....	57
Figura 5.13. Ciclo tempestítico formado por superfícies truncadas (zona de <i>hummocky</i> ), camadas plano paralelas e trombolito.....	58
Figura 5.14 A) Marcas de ondas simétricas; B) Detalhe de <i>grainstone</i> oolítico .....	59
Figura 5.15. A) Visão em planta do trombolitos com semi-esferas mamiliformes; B) Vista em seção do trombolito; C) Nível decimétrico de trombolito com grumos arredondados com aproximadamente 1 cm. ....	60
Figura 5.16. A) Trombolito com textura filamentosa, com nódulos envoltos por matéria orgânica, e esferulitos de calcedônia disseminados, FM, 2,5x, pp; B) Esferulito de calcedônia, 10x, px. ....	61
Figura 5.17. A) Emaranhando de filamentos de cianobactérias associados com matéria orgânica, 20x, pp; B) Células de cianobactérias cocoidais formando filamentos bem preservados. A seta indica célula de heterocisto, 50x, pp. ....	61
Figura 5.18. Carapaças carbonáticas de <i>Cloudina</i> em nível trombolítico. Notar que pequenos domos trombolíticos limitam o topo das ocorrências e que as maiores conchas estão ligeiramente inclinadas para esquerda, FM, 2,5x, pp.....	62
Figura 5.19. Fotomicrografias de <i>Cloudina</i> . A) Cone completo com extremidade apical aberta e extremidade basal oclusa (1), estrutura cone em cone (2), 1,25x, pp; B) Cones empilhados (1) e ramificação lateral? (2), 1,25x pp; C) Cone em exemplar sinuoso, 2,5x, pp; D) Conchas encurvadas/ sinuosas, 2,5x, pp; E) Cone com abas laterais, 2,5x, pp. F) Detalhe de concha preenchida por calcita espática média a grossa com textura mosaico, 5x, px.....	63
Figura 5.20. A) Crescimento da concha calcária através do empilhamento de cones dentro do substrato, com diferentes morfologias de acordo com a taxa de sedimentação (modificado de Seilacher, 1999); B) Exemplar de <i>Cloudina</i> com diversos segmentos encaixados e porção basal oclusa, escala mede 0,28mm (Fonte: Chen <i>et al.</i> , 2008). ....	64

Figura 5.21 Intercalação de camadas métricas de rudstone com camadas decimétricas de laminito.....	66
Figura 5.22. A) Canal preenchido por <i>rudstone</i> (Rud-lm) truncando o laminito (linha amarela tracejada), campo de visão de 10m; B) <i>Rudstone</i> com intraclastos lamelares sub-horizontais, localmente embricados; C) Laminito liso da fácies LMT-lo; D) Detalhe da laminação (fácies LMT-lo) evidenciando a intercalação de níveis claros calcícticos com níveis amarronzados argilosos.....	67
Figura 5.23.A) Aspecto geral do laminito liso, FM, 2,5x, pp; B) Aspecto geral do rudstone lamelar, FM, 2,5x, pp; C) Detalhe de lâmina marrom do laminito, com aspecto filamentososo e contribuição de argila, dolomita e matéria orgânica, 20x, pp; D) Matriz do rudstone com textura microgrumosa com pelóides, e contribuição de argila/ matéria orgânica, 10x, pp; E) Detalhe de filamentos no intraclasto, 50x; F) Detalhe da matriz do rudstone mostrando estruturas arredondadas e alinhadas, sugestivas de células de cianobactérias (colchete amarelo), 50x,pp. ....	68
Figure 6.1. Simplified geological map of the São Francisco Basin bordered by adjacent mobile belts (modified from Uhlein, 2013). The red quadrangle represents the studied area. The location of the Januária high is shown in the bouguer anomaly map to the right (modified fom Reis and Suss, 2016).....	71
Figure 6.2. Geological map (1: 100,000) of Januária region with NW-SE section illustrating the relationships between the different geological units. ....	74
Figure 6.3. Detailed stratigraphic profiles of Sete Lagoas Formation in the Januária region. The profiles are presented in depth. ....	76
Figure 6.4. Macroscopic features of OTP facies association. A) Decimetric botryoidal fans of aragonite pseudomorphs onlapping the basement. The dashed line highlights the internal lamination (ETR-hb facies); B) Aragonite pseudomorphs in millimetric to centimetric layers, locally forming fans, intercalated with gray micritic layers (ETR-hb facies); C) Beige dolomite, not dissolved in HCl test (DOL facies). ....	80
Figure 6.5. Macroscopic aspects of stratiform stromatolite (OTP facies association) and thrombolite (INP and SFE facies associations). A) Irregular wrinkled lamination of facies ETR-ag interlayered with beige / brown argillaceous films; B) Macroscopic clotted texture in thrombolite of TRO facies.....	80
Figure 6.6. Macroscopic aspects of facies associations INP, SFE and ISU. A) Midsize hummocky cross stratification (facies GST-pehc); B) Ripple Marks (facies GST-rm); C) Detail of oolitic lens (facies GST-rm); D) Dessecation cracks (facies GST-rm), E)	

Detail of flat - pebble rudstone (facies RUD-fp) and F) Channel infilled by RUD-fp facies truncating underlying laminites. The yellow dashed line highlights the channel incision (FLM facies). Width of view, 10 m. .... 81

Figure 6.7. Microscopic aspects of facies associations OTP, INP, and SFE, pp (parallel polarizers), px (crossed polarizers). A) Detail of peloids in dolomite (facies DOL), 5x, pp; B) Acicular tapering calcite crystals, with square terminations and internal mosaic texture of elongated crystals, interspersed with micro-clotted micrite (facies ETR-hb), 5x, pp; C) Intercalation of light, locally dome-shaped, laminas with dark filamentous clayey layers (facies ETR-ag), 1.25x, pp; D) Micro-clotted fabric and peloids in light layers (facies ETR-ag), 5x, pp; E) Relict filaments in light lamina (facies ETR-ag), 10x, pp; F) Micro-clotted/ dense peloidal micrite interspersed with clay minerals (facies ETR-ag), 5x, pp; G) Fossil *Cloudina* in thrombolite (facies TRO) with basal occlusion and apical opening, locally showing cone in cone structure (white arrow), 1.25x, pp; H) Fossil filaments consisting of aligned rounded cells in thrombolite (facies TRO), 50x, pp. .... 82

Figure 6.8. Microscopic features of ISU facies association, pp (parallel polarizers), px (crossed polarizers), FM (Photomosaic). A) Laminite with intercalation of micritic V-fracture laminas and argillaceous brownish lamina, pp, 2,5x, pp, FM; B) Detail of rudstone composed by tabular micritic intraclasts with V fracture, and argillaceous brownish matrix, 2,5x, pp, FM. .... 83

Figure 6.9. Chemostratigraphic ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) profiles of the Sete Lagoas Formation in Januária region. The profiles were flattened on facies association INP basis, which coincides with the maximum flooding surface. .... 86

Figure 6.10. Stratigraphy sequence of Sete Lagoas Formation in Januária region, showing the main architectural components of TST and HSST, with the location of stratigraphic profiles. .... 88

Figura 7.1 Arcabouço de estratigrafia de seqüências para a Formação Sete Lagoas na região de Januária, com os tratos deposicionais transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA) e a localização dos perfis estratigráficos. .... 96

Figura 7.2 Blocos diagramas dos estágios T1 a T4, mostrando a evolução do desenvolvimento da seqüência de segunda ordem da Formação Sete Lagoas, na região de Januária. .... 98

Figura 7.3 Padrões de deslocamentos da linha de costa superpostos para os ciclos de 2ª e 3ª ordens da Formação Sete Lagoas na região de Januária. Os ciclos de nível

hierárquico inferior refletem o verdadeiro deslocamento da linha de costa, enquanto o ciclo de nível hierárquico superior reflete *trend* de caráter mais global, associado a um evento de maior escala. Adaptado de Catuneanu, 2006. .... 102

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1. Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Bambuí. (Modificado de Radambrasil, 1982).....	11
Tabela 2.1. Tabela sinóptica dos eventos diagenéticos reconhecidos na região de Januária.....	32
Tabela 3.1. Principais diferenças entre os estromatólitos de água rasa e de água profunda em Caning Basin, Austrália (Playford <i>et al.</i> , 1976). ....	39
Tabela 5.1. Resumo faciológico das rochas da Formação Sete Lagoas na região de Januária.....	46
Tabela 5.2. Resultados de análises de difração de raios X nas lâminas claras (lc) e escuras (le), de amostras do Perfil Sapé (SA) e Riacho da Cruz (RC).....	51
Tabela 5.3. Variação isotópica entre as lâminas claras (LC) e escuras (LE) da associação de fácies ETR-ag. No eixo das ordenadas são apresentados valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰), e no eixo das abcissas as cotas em metros.....	54
Tabel 6.1. Description and interpretation of carbonate facies of Sete Lagoas Formation identified in the Januária region. ....	75
Tabel 6.2. Isotopic data ( $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ) of Sete Lagoas Formation in Januária region.	84

# **1 INTRODUÇÃO**

## **1.1 APRESENTAÇÃO**

Esta dissertação de mestrado foi elaborada para o programa de pós-graduação em geologia do Instituto de Geociências da UFMG, com dados de campo obtidos durante o mapeamento geológico da porção sul da Folha Januária, para o Projeto Fronteiras de Minas (Convênio UFMG/CPMTC - CODEMIG).

O presente estudo expõe dados gerais sobre o mapeamento geológico do setor sul da Folha Januária, e uma análise estratigráfica detalhada das rochas da Formação Sete Lagoas, com enfoque em sedimentologia, quimioestratigrafia e estratigrafia de sequências.

## **1.2 OBJETIVOS**

O principal objetivo deste trabalho é propor um arcabouço de estratigrafia de sequências para a Formação Sete Lagoas na região de Januária (MG), reconhecendo fácies, sistemas deposicionais, superfícies estratigráficas e tratos de sistemas. Objetivos secundários compreendem análise da evolução paleogeográfica do alto de Januária e obtenção de dados isotópicos da Formação Sete Lagoas.

Para atingir estes objetivos, foram realizadas etapas de campo para o reconhecimento das fácies, associações de fácies e suas relações estratigráficas. Esta etapa de campo também teve o objetivo de contribuir com o mapeamento geológico (1:100.000) da Folha Januária SD.23-Z-C-II, cobrindo o setor sul da referida folha. Em etapa posterior foram realizados estudos petrográficos de lâminas delgadas, e selecionadas amostras para análises isotópicas.

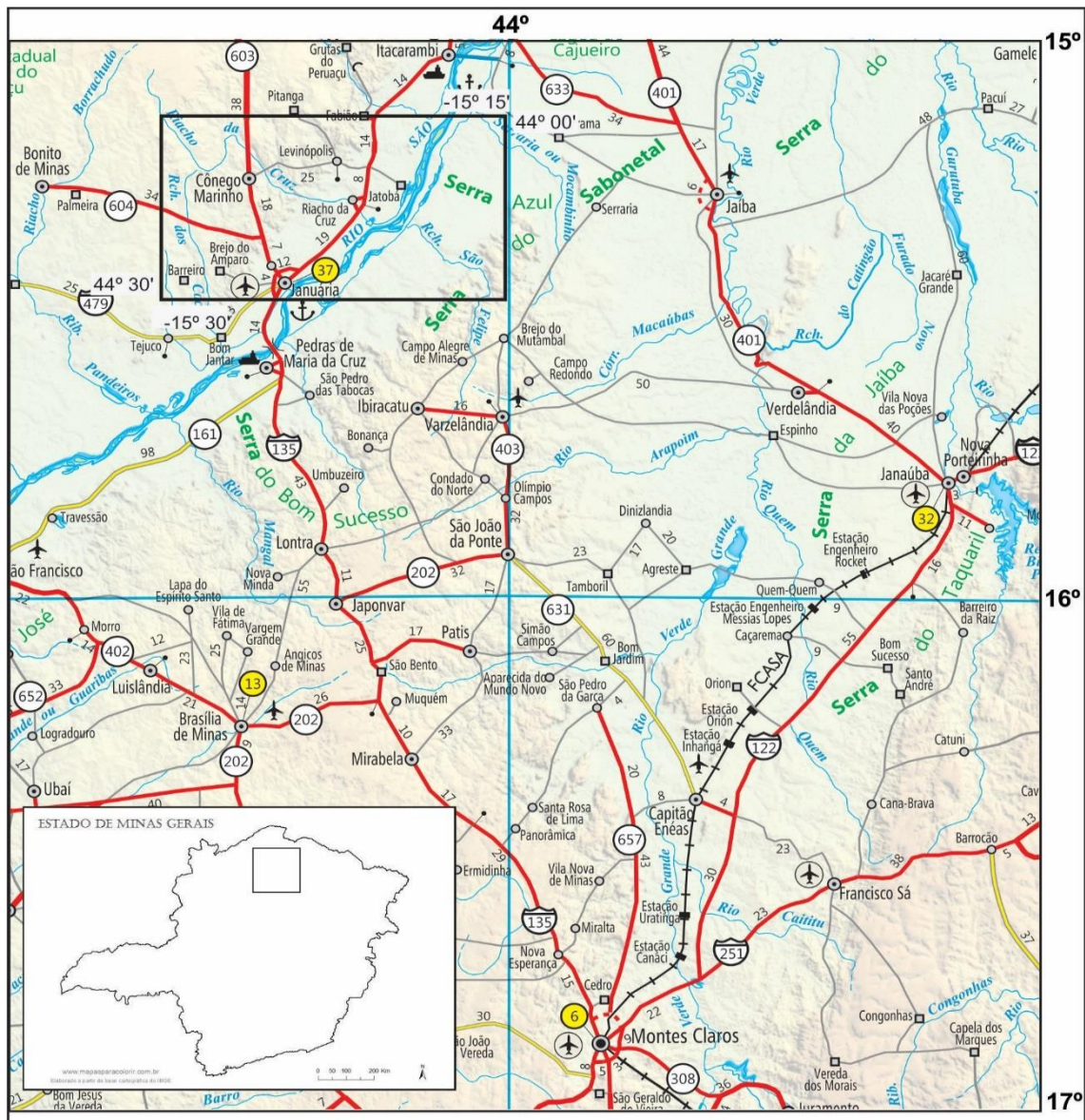
## **1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS**

A área de estudo está inserida no norte do estado de Minas Gerais (Figura 1.1), na região do Médio São Francisco. As coordenadas geográficas que delimitam a área são as longitudes 44° 00'W – 44° 30'W, e as latitudes 15° 12'S – 15° 30'S.

O acesso, a partir de Belo Horizonte, se faz inicialmente pela rodovia BR-040, passando por Sete Lagoas e Paraopebas. Após Paraopebas deve-se utilizar o acesso lateral para a BR-135, que irá conduzir até a cidade de Januária. O trajeto passa por Curvelo, Corinto, e Montes Claros totalizando 595 km de percurso, sempre em rodovias pavimentadas.

Januária é o principal município da região com população estimada de 68.420 pessoas e uma área territorial de 6.661 km<sup>2</sup> (IBGE, 2016). A região de estudo também abrange

municípios e distritos menores como Cônego Marinho, Brejo do Amparo, Levinópolis, e Riacho da Cruz.



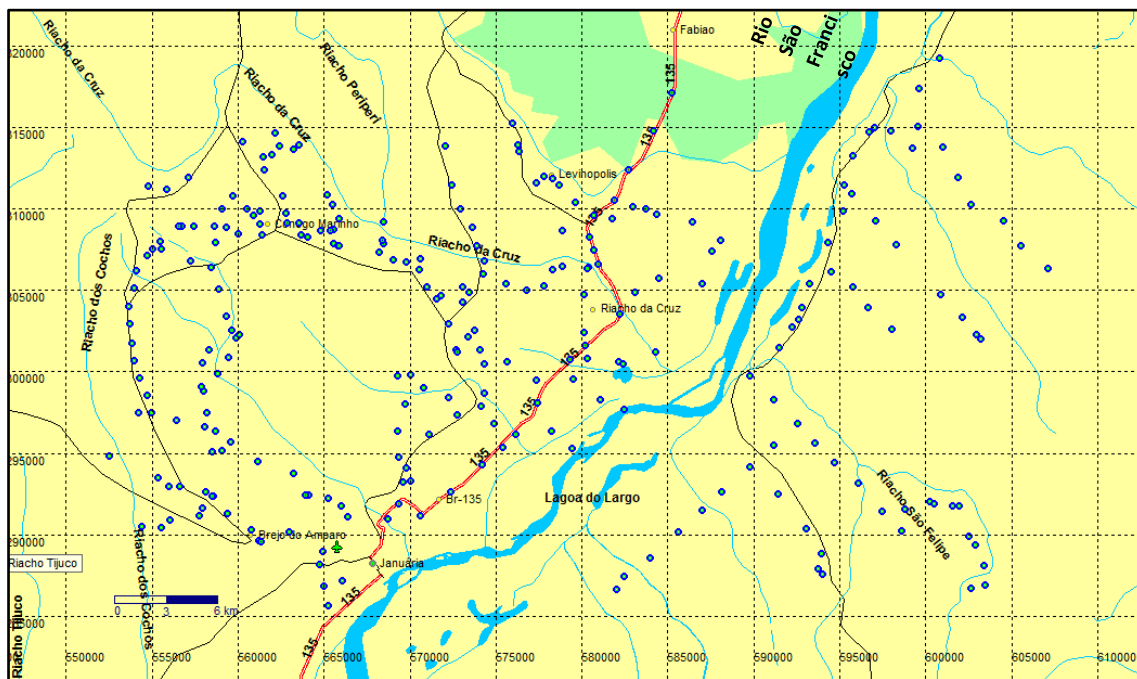
**Figura 1.1.** Mapa de localização da área estudada (retângulo interno preto). Fonte: DER - Mapa Rodoviário do Estado de Minas Gerais (2013).

## 1.4 METODOLOGIA DE TRABALHO

### 1.4.1 Etapa de campo

Este período foi dividido em uma fase de preparação para as atividades de campo, e duas etapas de levantamento de campo. A fase que antecedeu os levantamentos de campo compreendeu período em que os estudos foram dirigidos à coleta de dados bibliográficos regionais da Bacia do São Francisco, fotointerpretação de imagens de satélite e planejamento de campo. O levantamento de campo foi dividido em duas etapas.

A primeira etapa consistiu no mapeamento geológico, escala 1:100.000, da porção sul da Folha Januária (Uhlein *et al.*, 2015), abrangendo uma área de aproximadamente 1800 km<sup>2</sup>. Esta fase englobou 13 dias (setembro-outubro/2013), nos quais foram mapeados 270 pontos de interesse geológico (Figura 1.2), distribuídos em intervalos de aproximadamente 2 km, com objetivo de cobrir adequadamente toda extensão da área mapeada, e elucidar os contatos entre as diferentes litologias. Foram reconhecidos e mapeados o embasamento cristalino, o Grupo Bambuí (formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré), o Grupo Urucuaia, e sedimentos neógenos/quaternários. Nesta etapa foi realizado um esboço do mapa geológico, e coletadas amostras das litologias mapeadas, para análises petrográficas. As principais fácies que compõe a Formação Sete Lagoas também foram identificadas nesta etapa.



**Figura 1.2.** Mapa com distribuição dos pontos da etapa de mapeamento geológico

A segunda fase do levantamento de campo foi realizada em período de seis dias (abril/2014). Esta etapa visou identificar as relações estratigráficas entre as diferentes fácies da Formação Sete Lagoas, e coletar amostras para análises de isótopos. Para atingir estes objetivos foram realizados três perfis verticais, nas porções sul, central e norte da área, denominados respectivamente de Perfil BA, Perfil RC e Perfil SA. O perfil sul abrange uma sequência contínua de bons afloramentos e está situado na localidade de Brejo do Amparo (Perfil BA), em escarpa próxima ao depósito de água da COPASA, que tem início no campo de futebol de Brejo do Amparo (coordenadas UTM: 564.017/8.292.352). Este perfil contemplou porção considerável das fácies identificadas para Formação Sete Lagoas, à



exceção do nível basal próximo ao contato com o embasamento, que provavelmente está em subsuperfície. Foram coletadas 25 amostras para análise de isótopos. O perfil central foi realizado a partir de um lajedo no Riacho da Cruz (perfil RC) situado na estrada de terra entre Januária e Cônego Marinho, onde aflora o contato entre o embasamento e a Formação Sete Lagoas (coordenadas UTM: 568.516/8.307.812). Foram realizados deslocamentos laterais para cobrir intervalos superiores deste perfil, e ao todo foram coletadas 38 amostras para quimioestratigrafia. O perfil norte é o mais completo, tendo sido realizado próximo ao povoado de Sapé (Perfil SA), a partir de um lajedo onde aflora o embasamento (coordenadas UTM: 563.341/8.313.561). Neste perfil foram coletadas 51 amostras para análise de isótopos.

#### **1.4.2 Petrografia**

Na etapa de campo foram realizadas descrições macroscópicas abrangendo diferentes escalas, desde afloramentos de dezenas de metros a amostras de mão, buscando definir feições primárias e secundárias. Para a caracterização das feições primárias foram descritas estruturas sedimentares, textura, componentes, granulometria, cor e composição.

A partir das amostras coletadas, para análise petrográfica, foram confeccionadas 56 lâminas delgadas, constituídas predominantemente por litologias pertencentes à Formação Sete Lagoas. Estas lâminas foram caracterizadas petrograficamente através da microscopia ótica com a utilização do microscópio petrográfico modelo *IMAGER.Z2M*. Foram identificados os constituintes primários, texturas e fases diagenéticas. As microfotografias foram adquiridas por uma câmera acoplada modelo *Axiocam HRC*, através da interface do *software AxioVision v. 4.9.1*. Os fotomosaicos foram obtidos em um microscópio petrográfico com platina motorizada modelo *IMAGER.M2M*. Estes fotomosaicos compreendem imagens compostas a partir da interpolação de microfotografias adquiridas com a objetiva de 2,5x. Para esta aquisição/interpolação foram utilizados uma câmera acoplada modelo *Axiocam HRC* e o *software Zen 2012*.

Para a identificação de diferentes fases carbonáticas foi utilizada a solução ácida de alizarina vermelha, e para reconhecimento de aloquímicos e parte da textura obliterada pela diagênese utilizou-se o cartão branco, de acordo com a técnica de Folk (1987).

Nas legendas das microfotografias foram utilizados o termo “px” para polarizadores cruzados, “pp” para indicar polarizadores paralelos, e “rl” para luz refletida. Estes termos foram inseridos após o valor do aumento da objetiva utilizada. Nos casos de imagens obtidas a partir de fotomosaicos foi acrescentado o termo “FM”. Exemplo: Detalhe de pelóides no laminito, 2,5x, pp, FM.

### 1.4.3 Difração de Raios X

A técnica de difração de Raios X (DRX) foi utilizada em duas amostras da fácies estromatólito estratiforme (ETR-ag), com intercalação de lâminas claras e escuras, visando à identificação das diferentes fases cristalinas. A coleta do pó para as análises foi obtida de forma segregada em lâminas claras e escuras, gerando um par de amostras a partir de cada amostra inicial.

A cominuição foi realizada com uma broca semelhante à de dentista, com a ponta fina o suficiente para limitar a coleta nas diferentes lâminas. O material coletado foi submetido a análises qualitativas e quantitativas de rocha total.

Na preparação das amostras para caracterização da mineralogia total, foi empregado o moinho micronizador, e posteriormente foram separadas as partículas com tamanhos inferiores a 100µm, por meio de peneiras. As amostras pulverizadas foram prensadas de modo a terem suas partículas isentas de orientação, em um suporte específico, para serem analisadas aos raios X.

Os difratogramas das análises de mineralogia total (Anexo 1) foram obtidos no difratômetro BrukerD2 Phaser, utilizando-se para isto radiação k-alfa do cobre, nas condições de 30kV e 10mA de corrente de filamento, e fendas de 1mm.

A análise qualitativa da mineralogia total foi obtida com o auxílio do software *Jade 5*. As análises quantitativas foram realizadas pelo Método de Rietveld (Young, 1995), através do software *FullProf* (Rodriguez-Carvajal e Roisnel, 1998).

### 1.4.4 Análises de isótopos (C e O)

O levantamento isotópico foi realizado ao longo de três perfis estratigráficos. Ao todo, foram coletadas 114 amostras para análises de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , em intervalos regulares de dois metros. Nem sempre este intervalo pôde ser mantido, pois pontos de amostragem com fraturas, com veios e/ ou diagênese pronunciada foram evitados.

As análises de isótopos foram realizadas no laboratório NEG-LABISE da Universidade Federal de Pernambuco. Para a análise isotópica de carbono e oxigênio foram coletados 300 microgramas de pó de rocha em cada amostra. Estas amostras reagiram com o ácido ortofosfórico ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) a 25°C para a liberação do  $\text{CO}_2$ . Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  foram mensurados no  $\text{CO}_2$  após limpeza criogênica em um espectrômetro de massa com triplo coletor *SIRA II*, ou no *Delta V Advantage*. Os dados isotópicos de C e O são apresentados como desvios em ‰ com referência ao V-PDB e V-SMOW, respectivamente no capítulo 6

(tabela 6.2). As incertezas para as medidas de isótopos foram de 0,1‰ para o C, e 0,2‰ para o O.

## **1.5 ASPECTOS FISIOGRAFICOS**

### **1.5.1 Clima**

O clima da região, classificado como Aw na escala de Köpen, é tropical com estação seca no inverno. As temperaturas médias anuais variam em torno de 24°C, com a temperatura máxima em 38°C, e a mínima em 12,6°C. Os meses de outubro e novembro são os mais quentes e junho e julho os mais frios. A precipitação atmosférica varia entre 850 de 950 mm ao ano, com as chuvas concentradas no verão, entre os meses de novembro e março.

### **1.5.2 Vegetação**

O cenário da região é composto predominantemente por ecossistemas de transição entre o cerrado e a caatinga arbórea. Secundariamente ocorrem veredas cobertas de buritis, e matas ciliares (Lombardi *et al.*, 2005). Além destas porções relativamente preservadas, ocorrem extensas áreas inundáveis recobertas por campos gramíneos-herbáceos, que foram intensamente modificadas, com o objetivo principal de fornecer áreas de pastagem para o gado.

Nas chapadas, o cerrado conforma o espaço regional, sendo caracterizado por gramíneas, arbustos e árvores esparsas, que abrangem indivíduos caducifólios ou perenifólios. Estas árvores apresentam caules retorcidos e raízes longas que permitem a absorção da água mesmo em períodos de seca. A caatinga arbórea ocorre como ilhas de vegetação caducifólia e xerofítica entremeando o cerrado e recobrando afloramentos calcários.

As veredas ocorrem em áreas alagáveis, onde as chapadas são recobertas por solos arenosos originados a partir da alteração de arenitos do Grupo Urucua. Apresentam grandes buritis que se destacam em meio a capões emaranhados de arbustos e arboretas.

As matas ciliares compreendem vegetação perenifólia fechada composta por árvores entre 10 e 20m, e ocorrem de forma bastante restrita como nas margens do Riacho Pau D'Alho.

### **1.5.3 Hidrologia**

A área de estudo é cortada pelo curso médio do Rio São Francisco, com direção NE e largura entre 500m e 1km. O Rio São Francisco tem um comprimento total de 2.700 km e

possui uma área de drenagem de aproximadamente 640.000km<sup>2</sup>, o que corresponde a 8% do território nacional. A sua vazão média anual é de 2.846 m<sup>3</sup>/s, mas ao longo do ano pode variar entre 1.077 m<sup>3</sup>/s e 5290 m<sup>3</sup>/s, com as menores descargas ocorrendo, geralmente, entre os meses de setembro e outubro (Agência Nacional das Águas, 2016).

Pela margem esquerda, os principais afluentes são o Riacho da Quinta, Riacho Pau D'Alho, Riacho da Cruz, e o Riacho Mocambo. Pela margem direita os principais afluentes são o Riacho Caiçara, Riacho São Felipe e Riacho Tapera. Os padrões de drenagem predominantes são o dendrítico e o retangular, e algumas drenagens são intermitentes.

#### **1.5.4 Geomorfologia**

Na região destacam-se duas unidades principais de relevo, que são as chapadas e o Vale do Rio São Francisco com sua extensa planície aluvial.

O Vale do Rio São Francisco compreende uma faixa com cerca de 20 km de largura, caracterizada por relevo plano com cotas entre 450m e 500m, contendo a atual planície aluvial do rio e terraços fluviais de planícies aluviais pretéritas. A planície aluvial é recoberta por aluviões onde se destacam cordões arenosos, associados a migrações de barras laterais resultantes do trajeto meandrante do rio (Figura 1.3). Nos terraços fluviais ocorrem sedimentos aluviais, e colúvio-eluvionares. Nas bordas do vale, a transição para as chapadas se desenvolve através de escarpas íngremes, com direção NE e desníveis de cerca de 100m, onde afloram rochas carbonáticas do Grupo Bambuí parcialmente recobertas por depósitos de talus.

As chapadas compreendem áreas elevadas formadas por superfícies tabulares situadas a sudeste e noroeste do vale, entre cotas de 600m e 800m. Abaixo de 700m predominam calcários e pelitos do Grupo Bambuí dispostos em camadas sub-horizontais. Esta disposição das camadas dificultou a percolação e dissolução pela água pluvial, e propiciou a formação de extensos chapadões sustentando o relevo em cotas acima de 600m. Na superfície destas áreas são observadas feições cársticas como paredões rochosos expostos, lapiás e cavernas.

No extremo oeste da área, em cotas superiores a 700m, estas chapadas são recobertas por arenitos friáveis, extensos areais e coberturas lateríticas associados ao Grupo Urucuaia. Este domínio é formado por superfícies tabulares contínuas, e topos interfluviais esculpidos por incisões que constituem a drenagem secundária da área. Esta porção da chapada apresenta cimeira aplainada que caracteriza uma superfície contínua e uniforme, revestida por formações arenosas latolizadas, que provavelmente são remanescentes da superfície de aplanamento Sul-Americana (Valadão, 2009).

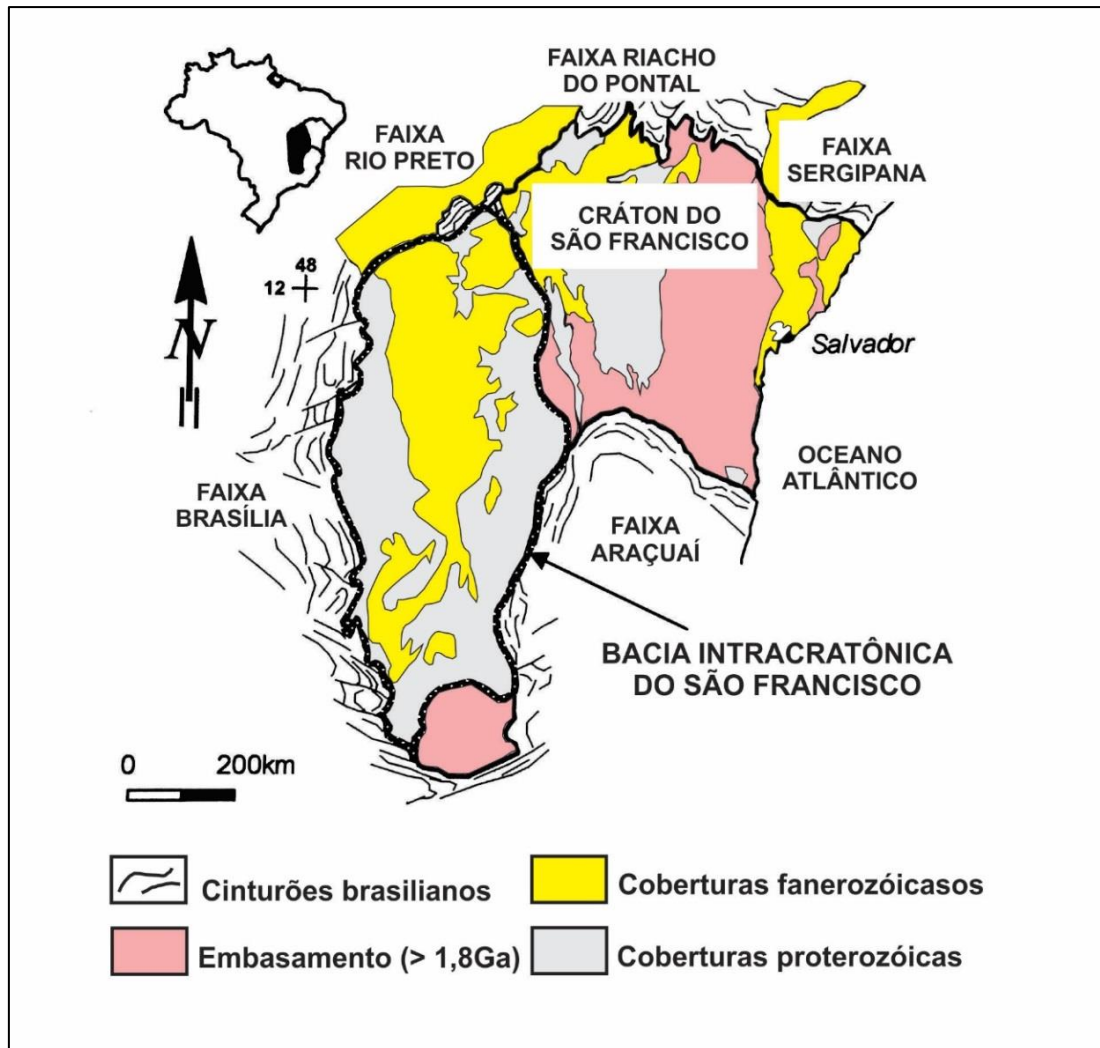


**Figura 1.3.** Imagem do Vale do Rio São Francisco na região de Januária, com planície de inundação atual e terraços fluviais adjacentes. Na planície aluvial destacam-se o leito do rio e barras acrescionárias abandonadas. Fonte: Google, 2016.

## 1.6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 1.6.1 Bacia do São Francisco

A Bacia do São Francisco corresponde a uma bacia intracratônica policíclica com uma área de aproximadamente 500.000km<sup>2</sup> distribuída pelos estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Tocantins. A sua calha é preenchida predominantemente por rochas sedimentares proterozóicas e fanerozóicas, que recobrem o eixo norte-sul da porção ocidental do Cráton do São Francisco (Figura 1.4) (Alkmin e Martins-Neto, 2001; Zálan e Romeiro-Silva, 2007). Faixas móveis neoproterozóicas delimitam a bacia, nas suas bordas leste (Faixa Araçuaí), oeste (Faixa Brasília) e noroeste (Faixa Rio Preto). O limite nordeste se dá com o Corredor Paramirim, enquanto o limite sul ocorre através de contato estratigráfico com rochas do embasamento do Complexo Belo Horizonte (Alkmin e Martins-Neto, 2001; Zálan e Romeiro-Silva, 2007; Uhlein, 2013).



**Figura 1.4.** Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco, com a delimitação geográfica e contexto tectônico da Bacia do São Francisco. Fonte: Alkmin e Martins-Neto, 2001.

As principais unidades de preenchimento de idade Paleo-Mesoproterozóicas são o Grupo Paranoá e o Supergrupo Espinhaço. As unidades neoproterozóicas compreendem a Formação Jequitá e o Grupo Bambuí. Estas unidades precambrianas são recobertas por delgadas manchas fanerozóicas remanescentes, que englobam o Grupo Santa Fé, de idade Permo-Carbonífera, e os grupos Areado, Urucuia, e Mata da Corda, de idade Cretácea (Zálan e Romeiro-Silva, 2007).

A Bacia do São Francisco apresenta suas bordas deformadas pela Orogênese Brasileira, responsável pela individualização do Cráton do São Francisco. Esta deformação diminui em direção ao interior da bacia, caracterizando uma região central pouco deformada, onde as camadas preservam atitudes sub-horizontais (Uhlein, 2013).

A bacia apresenta dois altos estruturais separados pelo baixo de Pirapora (Alkmin e Martins-Neto, 2001). O alto interno situado na porção centro-norte, denominado alto de

Januária representa um setor interno da bacia onde o embasamento se encontra em cotas mais rasas, e chega a aflorar em janelas estratigráficas situadas próximas aos municípios de Januária (Minas Gerais) e Correntina (Bahia) (Alkmin e Martins-Neto, 2001; Uhlein, 2013). O alto de Sete Lagoas se encontra na borda sul da bacia, onde aflora o contato estratigráfico da sua cobertura sedimentar com rochas arquenas/paleoproterozóicas do embasamento cristalino.

### **1.6.2 Grupo Bambuí**

O Grupo Bambuí é a unidade estratigráfica de maior representatividade em área da Bacia do São Francisco (Alkmin e Martins-Neto, 2001, Zálan e Romeiro-Silva, 2007; Uhlein, 2013), e compreende juntamente com a Formação Jequitaí o pacote de rochas neoproterozóicas desta bacia.

Diversos trabalhos atribuem a deposição do Grupo Bambuí a um contexto de bacia do tipo *foreland*, como resultado da sobrecarga tectônica gerada pelos cavalgamentos da Faixa Brasília na borda oeste do Cráton do São Francisco (Chang *et al.*, 1988; Castro e Dardenne, 2000, Martins-Neto e Alkmin, 2001). Dados geocronológicos mais recentes, obtidos por Paula-Santos *et al.* (2015) indicam que Orógeno Araçuáí estava sendo edificado na borda leste da Bacia do São Francisco, durante a deposição do Grupo Bambuí.

A primeira coluna estratigráfica de âmbito regional foi estabelecida por Costa e Branco em 1961. Nesta coluna a “Série Bambuí” foi dividida nas formações Carrancas (basal), Sete Lagoas (intermediária), e Paraopebas (superior), sendo esta última subdividida pelos membros Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Três Marias e Serra da Saudade. Braun (1968) introduziu pela primeira vez o termo Grupo Bambuí, e propôs a mudança de posição da Formação Três Marias, que ficou sobreposta à Formação Serra da Saudade.

Dardenne (1978) propôs uma nova coluna estratigráfica para o Grupo Bambuí, abrangendo os estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia e Mato Grosso. O autor uniformizou a nomenclatura estratigráfica, atribuindo ao Grupo Bambuí as formações Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. A coluna estratigráfica proposta por Dardenne (1978) permanece como o arcabouço litoestratigráfico mais aceito para Grupo Bambuí. Apenas a Formação Jequitaí, uma unidade de origem glacial constituída por diamictitos com contribuição subordinada de arenitos e pelitos, foi retirada da base do Grupo Bambuí por trabalhos posteriores (RADAMBRASIL, 1982; Martins-Neto e Alkmin, 2001; Uhlein, 2013). Dardenne e Walde (1979) e Dardenne (1979) consideram o contato da Formação Sete Lagoas com a Formação Jequitaí como sendo de natureza

amplamente concordante, e Karfunkel e Hope (1988) consideram que as duas unidades foram geradas em contextos tectônicos diferentes, e inseriram a Formação Jequitaí no Grupo Macaúbas.

Neste trabalho será considerada a coluna estratigráfica apresentada no Projeto RADAMBRASIL (1982) onde o Grupo Bambuí é composto pelas formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Tabela 1.1).

**Tabela 1.1.** Coluna estratigráfica simplificada do Grupo Bambuí. (Modificado de RADAMBRASIL, 1982)

<b>Grupo</b>	<b>Formação</b>
<b>Bambuí</b>	Três Marias
	Serra da Saudade
	Lagoa do Jacaré
	Serra de Santa Helena
	Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas compreende um pacote de rochas pelito-carbonáticas, composto por dolomitos laminados, calcários laminados, calcários retrabalhados, margas, siltitos, calcários estromatolíticos e dolomitos. A Formação Serra de Santa Helena é uma unidade constituída predominantemente por siliciclásticos finos, compreendendo folhelhos e siltitos cinza a cinza esverdeados, que podem conter intercalações subordinadas de arenitos e calcários. Esta formação representa um nível chave no Grupo Bambuí, pois separa os dois horizontes carbonáticos das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré. A Formação Lagoa do Jacaré caracteriza-se pela alternância de calcários oolíticos e pisolíticos com siltitos e margas. Os calcários são cinza escuros, fétidos, cristalinos e lenticulares. A Formação Serra da Saudade é representada por folhelhos e argilitos verdes, que passam gradativamente para siltitos feldspáticos ou arcoseanos no topo. A Formação Três Marias é constituída por siltitos e arcóseos



verde escuros ou avermelhados que sobrepõem concordante e transicionalmente as litologias da Formação Serra da Saudade.

### **1.6.2.1 Idade do Grupo Bambuí**

A idade do Grupo Bambuí tem experimentado avanços significativos nos últimos 10 anos, com dados provenientes principalmente da Formação Sete Lagoas. A maioria dos dados analisados até 2001 indicavam um intervalo amplo entre 790 e 600 Ma (Martins-Neto e Alkmin, 2001). Babinsky e Kaufman (2003) obtiveram uma isócrona Pb-Pb de 740 Ma, na base da Formação Sete Lagoas, que influenciou na associação do evento glacial que precede a deposição da Formação Sete Lagoas à Glaciação Sturtiana (Vieira *et al.*, 2007; Caxito *et al.*, 2012). Posteriormente, idades mais novas foram confirmadas com a utilização de zircões detríticos e de novas descobertas fóssíferas. Rodrigues (2008) e Lima (2011) obtiveram idade de deposição máxima, baseada em dados U-Pb de zircões detríticos, de 610 Ma. Warren *et al.* (2014) descobriram fóssil indicie *Cloudina* em *grainstones* da sequência basal da Formação Sete Lagoas, determinando uma idade associada ao Ediacarano Superior (550 - 542 Ma) para esta sessão. Mais recentemente Paula-Santos *et al.* (2015) publicaram idades U-Pb de zircões detríticos da sequência superior da Formação Sete Lagoas, que forneceram uma idade máxima para a sedimentação do Grupo Bambuí de 560 Ma, coerente com a descoberta do fóssil *Cloudina*.

### **1.6.3 Grupo Urucuaia**

O Grupo Urucuaia é uma unidade do Neocretáceo, que representa importante parcela da cobertura Fanerozóica do Cráton do São Francisco, distribuindo-se pelos estados da Bahia, Tocantins, Minas Gerais, Piauí, Maranhão e Goiás, onde ocupa uma área estimada de 120.000 km<sup>2</sup>. Apresenta contato basal gradacional com a Formação Mata da Corda, e é sobreposto por coberturas arenosas inconsolidadas com características elúvio-coluvionares a alvionares da Formação Chapadão (Campos e Dardenne, 1999). As espessuras estimadas são de dezenas a poucas centenas de metros.

É subdividido pelas formações Posse e Serra das Araras (Campos e Dardenne, 1999). A Formação Posse compreende arenitos eólicos maduros com estratificação cruzada de grande porte, sucedidos por arenitos com estratificação cruzada de pequeno/médio porte, menos maduros, de origem fluvial. A Formação Serra das Araras constitui uma sequência heterogênea formada por arenitos, conglomerados e pelitos. As litologias do Grupo Urucuaia

constituem mesas com topos aplainados, caracterizando extensos chapadões no interior do Brasil Oriental.

## 1.7 TRABALHOS ANTERIORES

A sequencia de carbonatos da margem esquerda do Rio São Francisco foi denominada por Dardenne (1978) como “Formação Januária”, representada por uma sequência carbonatada com intercalações margosas e pelíticas, constituída por uma sucessão de fácies características, que compreende da base para o topo: 1) dolomitos laminados; 2) calcários roxo a bege argilosos, finamente laminados; 3) calcários cinza, argilosos, finamente laminados; 4) calcários cinza finamente laminados; 5) calcários cinza escuros com oólitos ou intraclastos lamelares, 6) dolomitos sacaroidais com oólitos e intraclastos e 7) dolomitos bege, laminados com intraclastos lamelares e/ ou oólitos e raros estromatólitos colunares.

Iglesias (2007) realizou um mapeamento regional (1/250.000) na região do Vale do São Francisco no norte do estado de Minas Gerais, onde determinou espessuras de aproximadamente 200m para a Formação Sete Lagoas. Abreu-lima (1997) e Brandalise (1980) trabalharam com dados de poços perfurados a norte e a sul da área investigada, e reportaram espessuras de 486m e 360m, respectivamente para a Formação Sete Lagoas.

Dardenne (1979), assim como Nobre-Lopes (2002) efetuaram detalhado estudo petrográfico e isotópico dos carbonatos da margem esquerda do Rio São Francisco com enfoque nas mineralizações de Pb-Ag-Zn-F.

Dardenne (1981) atribuiu um megaciclo transgressivo-regressivo para a Formação Sete Lagoas. Martins e Lemos (2007) realizaram estudo regional de estratigrafia de sequências na Bacia do São Francisco, onde identificaram um limite de sequências no terço superior da Formação Sete Lagoas, separando-a em uma sequência inferior e outra superior. Esta discordância, correlacionável em amplas áreas da bacia, é caracterizada por feições sedimentares indicativas de exposição subaérea, por um salto isotópico de 5‰ na curva de  $\delta^{13}\text{C}$  e por uma mudança na velocidade das ondas sísmicas (Martins e Lemos, 2007; Zálán e Romeiro-Silva, 2007; Caxito *et al.*, 2012).

Vieira *et al.* (2007) fizeram um detalhado levantamento estratigráfico e quimioestratigráfico da Formação Sete Lagoas na sua área tipo, o alto de Sete Lagoas, na parte sul da bacia. Vieira *et al.* (2015) estudaram os precipitados carbonáticos (leques de pseudomorfos de aragonita) da base da Formação Sete Lagoas, e interpretam que elevadas temperaturas e pressões de  $\text{CO}_2$ , com consequente aumento da razão Mg/Ca, teriam

favorecido a precipitação de cristais de aragonita nos períodos pós-glaciais, em ambientes marinhos calmos e supersaturados em  $\text{CaCO}_3$ .

Santos *et al.* (2004) realizaram estudo quimioestratigráfico de carbonatos do Mesoproterozóico e do Neoproterozóico do Cráton do São Francisco e Faixa Araçuaí, onde constatarem importantes diferenças isotópicas entre as unidades do Supergrupo Espinhaço, com valores de  $\delta\text{C}^{13}$  em torno de 0‰, do Grupo Macaúbas com valores segundo um *trend* negativo que atingem valores de -4‰ no topo, e do Grupo Bambuí com valores positivos de até +12‰.

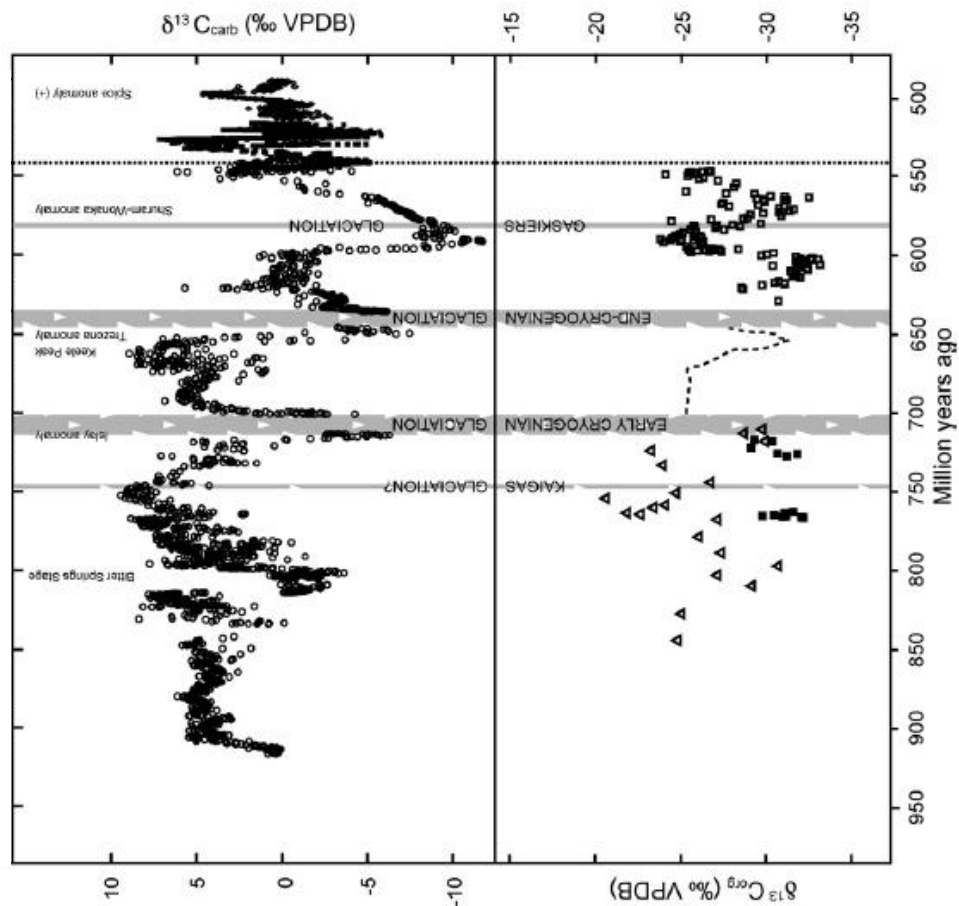
Alvarenga *et al.* (2007) caracterizaram isotopicamente as rochas carbonáticas do Grupo Paranoá e do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco, onde foram determinados para os carbonatos do Grupo Paranoá valores positivos de  $\delta\text{C}^{13}$  entre 0,8‰ e 2,7‰ e razões isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7063 e 0,7068, enquanto para os carbonatos do Grupo Bambuí foram obtidos valores crescentes de  $\delta\text{C}^{13}$  de -6‰ até +9‰ e razões isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7074 e 0,7075. Esta distinção é importante principalmente em regiões onde rochas glaciais da Formação Jequitai estão ausentes e as sucessões carbonáticas dos grupos Paranoá e Bambuí estão justapostas.

## 1.8 CARBONATO DE CAPA

Carbonatos de capa (*cap carbonates*) compreendem níveis de espessura fina e de grande continuidade lateral, que portando feições isotópicas e litológicas atípicas podem ser reconhecidos e correlacionados em grandes extensões. Estes carbonatos ocorrem concordantemente sobrepostos a rochas glaciogênicas, sugerindo mudanças climáticas bruscas no Neoproterozóico Superior (Hoffman e Schrag, 2002). Neste intervalo do tempo geológico são encontrados registros de rochas glácio-marinhas depositadas em latitudes equatoriais, o que deu origem a teoria da Terra em bola de neve (*snowball Earth*) (Kirschvink, 1992). O possível mecanismo que teria desencadeado estes severos eventos glaciais estaria associado a uma grande concentração de massas continentais em latitudes intermediárias e baixas, que teriam elevado o albedo da superfície terrestre, uma vez que grande parte da energia solar é absorvida nos mares tropicais (Kirschvink, 1992). De acordo com esta teoria, os eventos glaciais teriam de começar e terminar abruptamente, sendo necessária a duração de eventos glaciais por milhões de anos, para que a perda de gases para a atmosfera pudesse promover um efeito estufa suficiente para suplantar o albedo glacial (Hoffman e Schrag, 2002). Segundo Kirschvink (1992), os registros destas variações climáticas de escalas globais devem estar impressos através de semelhanças litológicas em

áreas muito distantes. Algumas características dos carbonatos de capa, que sucedem estes intervalos glaciais, e que são encontradas em diversos continentes, incluem forte anomalia negativa de  $\delta^{13}\text{C}$ , presença de cimento marinho originalmente depositado como aragonita, fácies dolomíticas, grãos de natureza peloidal e fácies finamente laminadas (Hoffman e Schrag, 2002).

As grandes excursões negativas de  $\delta^{13}\text{C}$ , que são uma marca característica do Neoproterozóico, têm sido utilizadas para elucidar o número, as causas e consequências das múltiplas glaciações neoproterozóicas (Halverson *et al.*, 2010). Estas grandes anomalias negativas são correlacionadas com pelo menos três eventos glaciais neoproterozóicos, incluindo um do Criogeniano inferior denominado Sturtiano, um do Criogeniano tardio denominado Marinoano, e um do Ediacarano intermediário denominado Gaskiers (Figura 1.5).



**Figura 1.5.** Curvas compostas de registros de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos a partir de carbonatos marinhos e de carbono orgânico total. Fonte: Halverson *et al.*, 2010.

Diversos estudos já reportaram fácies dolomíticas com forte anomalia negativa na base da Formação Sete Lagoas, interpretadas como carbonato de capa, tanto recobrendo rochas glaciais da Formação Jequitai e unidades correlatas, como depositadas

discordantemente sobre o embasamento (Misi *et al.*, 2001; Martins e Lemos, 2007; Misi *et al.* 2011; Lima, 2011; Caxito *et al.*, 2012, Kuchenbecker *et al.*, 2016). Estes carbonatos de capa já foram associados à Glaciação Sturtiana (~ 740 Ma) (Babinsky e Kaufman, 2003; Vieira, 2007), à Glaciação Marinoana (~ 635) (Caxito *et al.*, 2012), e Glaciação Marinoana ou evento mais novo (Lima, 2011).

## **2 GEOLOGIA DO SETOR SUL DA FOLHA JANUÁRIA**

### **2.1 INTRODUÇÃO**

Este capítulo apresenta dados gerais sobre o mapeamento geológico, na escala 1:100.000, do setor sul da Folha Januária SD.23-Z-C-II, abrangendo uma área de 1800 Km<sup>2</sup> situada entre as coordenadas 15° 30' e 15° 12' - S e coordenadas 44° 30' e 44° 00' - W. A integração deste mapeamento com o realizado no setor norte – região de Itacambira (Neiva e Souza, 2013), resultou na confecção do mapa geológico da Folha Januária, e seu respectivo relatório (Uhlein *et al.*, 2015).

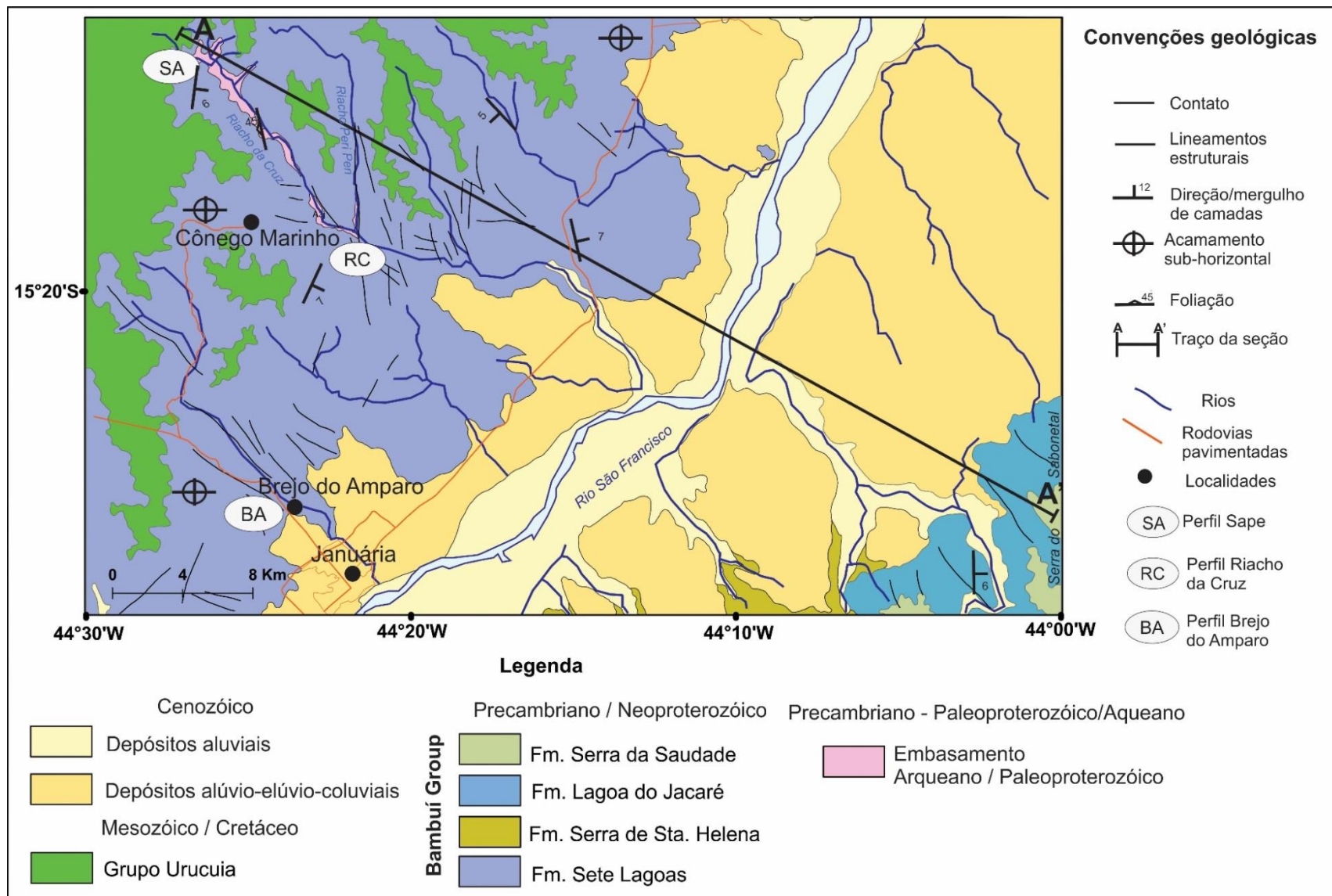
O Rio São Francisco corta a área com um curso NE, separando-a em dois compartimentos geológicos distintos, sendo que a oeste do rio afloram rochas mais antigas do Grupo Bambuí do que as expostas no setor oriental. No compartimento oeste aflora a Formação Sete Lagoas, com janelas pontuais do embasamento, discordantemente sobreposta pelo Grupo Urucuia. No compartimento leste afloram litotipos das formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade (figuras 2.1 e 2.2).

A localização da área no interior do Cráton do São Francisco, a uma distância de mais de 100 km das faixas móveis neoproterozóicas, favoreceu um tectonismo muito brando que caracterizam as rochas sedimentares da região de Januária (Dardenne, 1978; Iglesias, 2007). Predominam camadas com atitudes sub-horizontais, com poucas evidências de falhas e dobramentos.

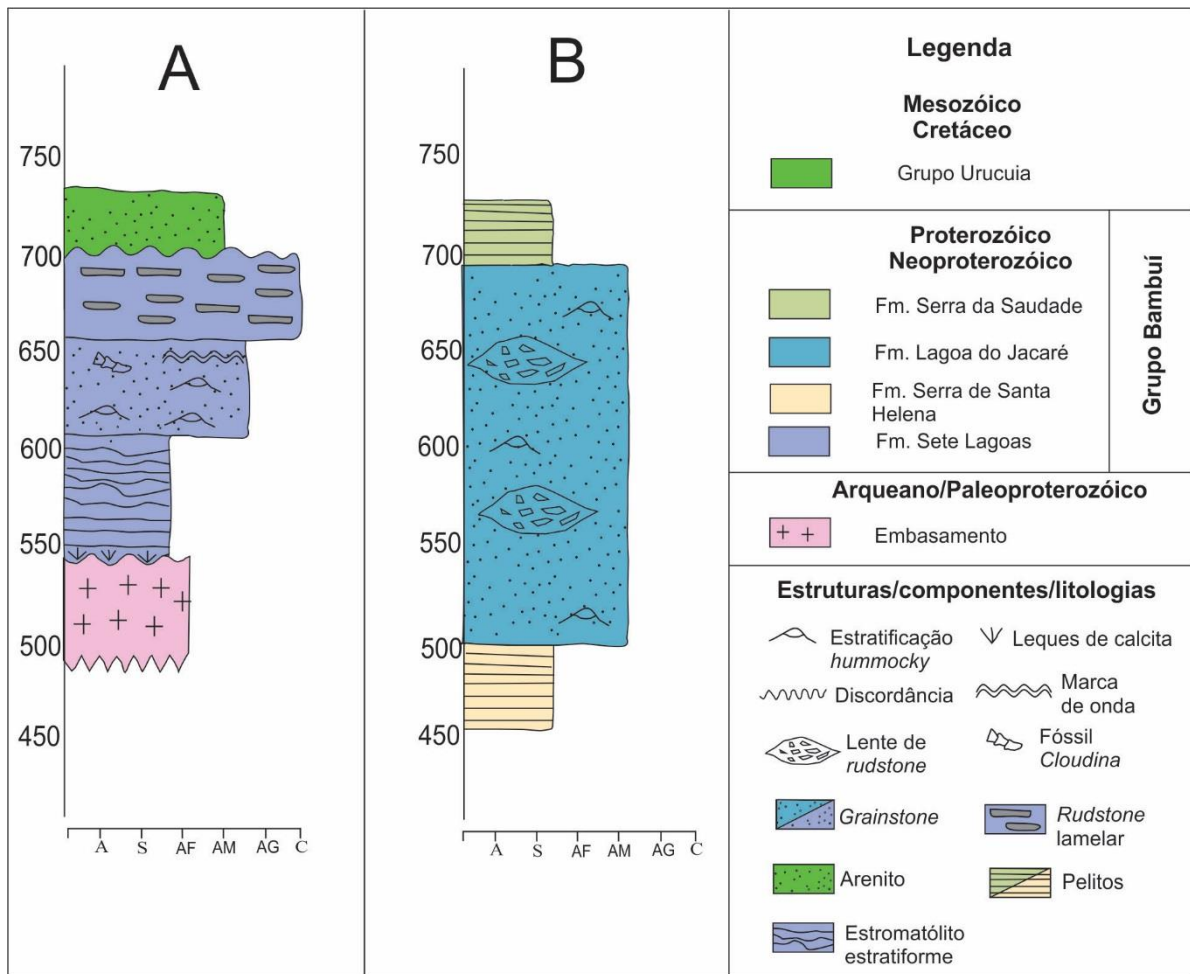
A Formação Sete Lagoas é a unidade geológica com maior área de abrangência, qualidade de afloramentos e facilidades de acesso, três aspectos que favoreceram a obtenção de dados para estudo desta unidade.

### **2.2 ESTRATIGRAFIA**

As principais estruturas da área mapeada são duas importantes discordâncias erosivas que separam o Embasamento Cristalino da Formação Sete Lagoas, e esta do Grupo Urucuia, individualizando três unidades estratigráficas distintas: Embasamento Cristalino de idade Arqueana/ Paleoproterozóica, Grupo Bambuí de idade Neoproterozóica, e Grupo Urucuia de idade Fanerozóica - Cretácica. A discordância entre o embasamento e a Formação Sete Lagoas foi mapeada nas janelas estratigráficas onde aflora o embasamento, e a discordância entre a Formação Sete Lagoas e o Grupo Urucuia foi inferida.



**Figura 2.1.** Mapa geológico da porção sul da Folha Januária. Modificado de Uhlein *et al.*, 2015.



**Figura 2.2.** Quadro comparativo com colunas estratigráficas esquemáticas dos setores ocidental e oriental, observados na parte sul da Folha Januária. A) Coluna estratigráfica das litologias que afloram na margem esquerda do Rio São Francisco; B) Coluna estratigráfica das litologias expostas na margem direita do Rio São Francisco.

### 2.2.1 Embasamento Cristalino

O embasamento, de provável idade Arqueana/Paleoproterozóica, aflora ao longo dos vales de drenagens secundárias, como as dos Riachos da Cruz e Periperi, localizadas no nordeste da área mapeada (Figura 2.1).

A litologia predominantemente compreende gnaisses cinza escuros, caracterizados pela intercalação de bandas claras e escuras, e foliação penetrativa com mergulho de altos ângulos para oeste (figuras 2.3A, 2.3B). Nas bandas claras predominam cristais orientados de quartzo, e porfiroblastos de feldspatos com lamelas de sericita (Figura 2.3C). As bandas escuras são marcadas por cristais de clorita, anfibólio e biotita com textura lepidoblástica. Algumas amostras contêm granada como mineral acessório. Enclaves máficos, porções migmatizadas e veios félsicos ocorrem entremeados no gnaisse, e geralmente são concordantes com a foliação.



Granitóides cinzas, no geral bastante alterados e esbranquiçados, ocorrem de forma subordinada no domínio do embasamento. Estas rochas possuem granulação grossa, e sua composição mineral é constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio, biotita e sericita. Microscopicamente, estes granitóides são caracterizados por textura hipidiomórfica inequigranular, com a presença de pórfiros de feldspato alcalino com lamelas de sericita (Figura 2.3D).

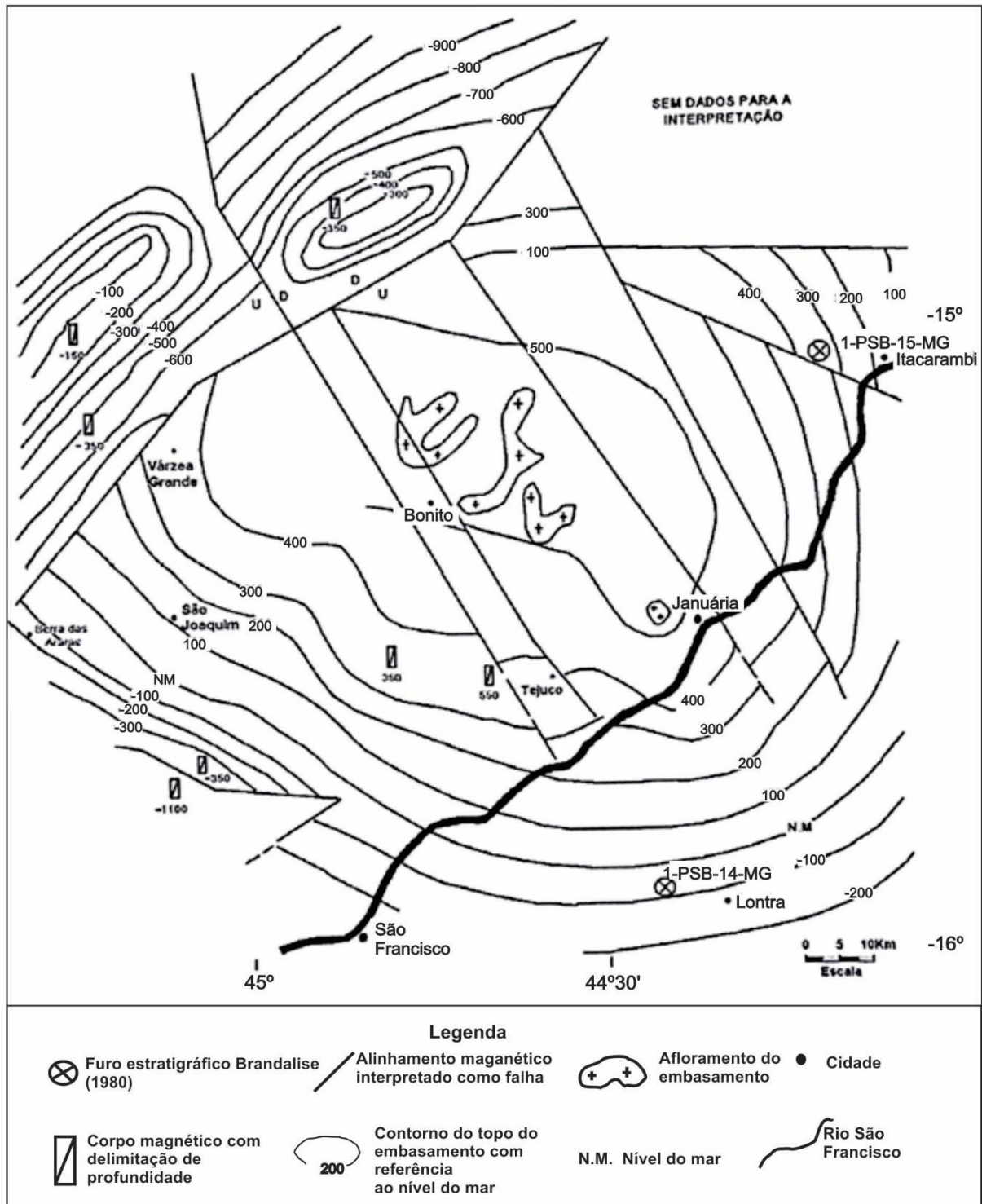
Para classificar o granitóide foi utilizado o diagrama QAP, concebido por Streckeisen (1967) (Figura 2.5). De acordo esta classificação o granitóide foi plotado no campo dos monzogranitos.



**Figura 2.3.** Embasamento granito-gnáissico da Folha Januária. A) Afloramento de gnaisse bandado Arqueano/Paleoproterozóico; B) Contato discordante entre a Formação Sete Lagoas e o embasamento C) Fotomicrografia – Gnaisse com granulação média, textura grano-lepidoblástica, composto por álcali-feldspato, quartzo (em fitas), plagioclásio e clorita, 2,5x, px; D) Fotomicrografia – Granitóide com granulação grossa, textura hipidiomórfica, composto por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio, 2,5x, px.

A exposição deste embasamento, entre cotas de 540m e 610m, constitui uma evidência direta do alto estrutural de Januária. O topo do embasamento apresenta cotas

sucessivamente mais profundas nas direções sul e leste da área mapeada (Figura 2.11), delineando uma superfície coerente com o mapa de contorno estrutural do topo do embasamento proposto por Rabelo e Santos (1979), e modificado por Iglesias (2007) (Figura 2.4). Este mapa foi elaborado para a região norte do estado de Minas Gerais a partir de dados geofísicos balizados por furos de sondagem e afloramentos.



**Figura 2.4.** Mapa de esboço estrutural, com contorno hipotético do topo do embasamento na região de Januária. Modificado de Rabelo e Santos (1979) e Iglesias (2007).



**Figura 2.5.** Diagrama QAP com posição da amostra do granitoide (ponto vermelho). Fonte: Uhlein *et al.*, 2015.

## 2.2.2 Grupo Bambuí

### 2.2.2.1 Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas tem espessura aflorante média de 120m, e é constituída por camadas tabulares sub-horizontais, sobrepostas ao embasamento por discordância angular (Figura 2.3B). Recobre uma extensa área da porção ocidental, onde forma escarpas íngremes paralelas ao Rio São Francisco.

Esta unidade pode ser dividida, de forma simplificada, em três pacotes principais (Figura 2.2). A sua base é constituída por rochas carbonáticas laminadas, que próximo ao contato com o embasamento apresentam fácies com dolomitos e incrustações de leques de calcita, sucedidas por estromatólitos estratiformes argilosos (Figura 2.6A). A porção intermediária apresenta *grainstones* peloidais/olíticos com estratificação *hummocky* (Figura 2.6B), marcas de ondas e lentes/nódulos de silexito. Estes *grainstones* são intercalados com finos níveis de trombolitos, onde foram descritos fósseis de *Cloudina* e de cianobactérias. O topo da unidade é composto por *rudstones* lamelares intercalados com laminitos microbiais. No capítulo 5 é apresentado um estudo detalhado das fácies e ambientes deposicionais da Formação Sete Lagoas.

A Formação Sete Lagoas aflora em cotas situadas entre 500m e 740m. Estudos prévios, como os realizados por Iglesias (2007) e Brandalise (1980), apresentam evidências

de que a espessura da Formação Sete Lagoas aumenta a partir dos pontos onde o embasamento é exposto a noroeste da cidade de Januária. Os dados de furos de sondagem, localizados na Figura 2.4, indicam espessuras em torno de 360m na região de Lontra (Furo 1-PSB-14-MG), e de aproximadamente 330m na região de Itacarambi (Furo 1-PSB-15-MG) (Brandalise, 1980). Na área mapeada são estimadas espessuras de até 280m para Formação Sete Lagoas, no seu limite sudeste (Figura 2.11).



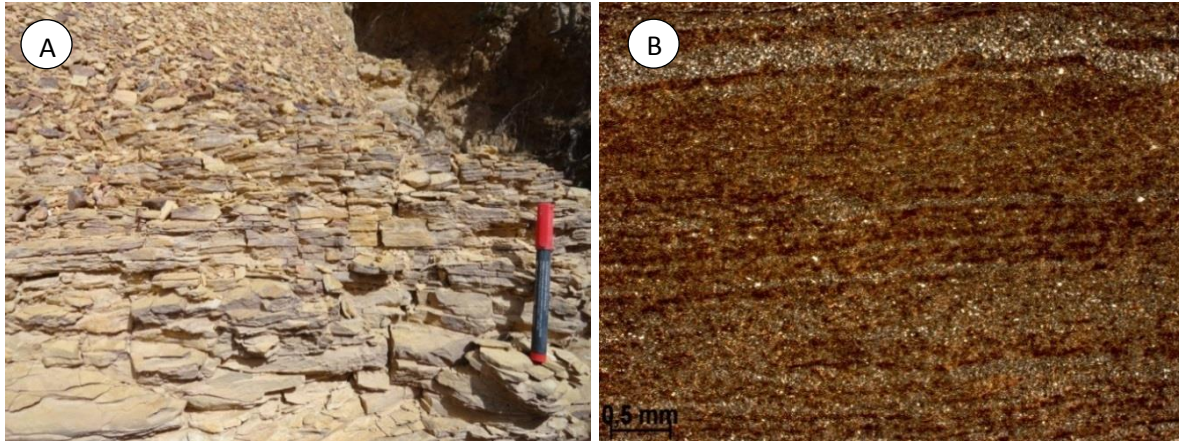
**Figura 2.6.** Fácies da Formação Sete Lagoas: A) Estromatólito estratiforme, B) *Grainstone* com estratificação cruzada *hummocky*.

### 2.2.2.2 Formação Serra de Santa Helena

A Formação Serra de Santa Helena foi mapeada ao longo do sopé da Serra do Sabonetal, na porção sudeste da área mapeada (Figura 2.1). Constitui uma unidade intensamente saprolitizada, e por isso os afloramentos são raros, normalmente restritos a voçorocas, sendo que algumas amostras constituem esparsos blocos de rocha preservados em meio a coberturas saprolíticas. Para o mapeamento foi utilizado o aspecto textural de imagens aéreas para auxiliar na delimitação da unidade. Os raros afloramentos são constituídos por siltitos argilosos e quartzosos com colorações amarelo ocre (Figura 2.7A), esverdeada e rósea. Na porção norte da Folha Januária, a Formação Serra de Santa Helena também foi descrita na margem esquerda do Rio São Francisco, com dobramentos de eixo N- S, e contendo lentes de arenito fino esbranquiçado (Uhlein *et al.* 2015).

Em seção delgada, foi caracterizada laminação plano-paralela de fácies heterolíticas, marcada pela intercalação de lâminas constituídas por partículas de quartzo de granulometria silte, com níveis argilosos (Figura 2.7B). Esta é uma unidade bastante delgada, com espessuras máximas de até 60m, que recobrem concordantemente as rochas da Formação

Sete Lagoas. Representa a transição de uma plataforma carbonática rasa para rochas pelíticas, associadas a um evento marinho transgressivo. O pico deposicional da Formação Serra de Santa Helena é interpretado como a superfície de inundação máxima (SIM) da Megasequência São Francisco (Martins e Lemos, 2007).



**Figura 2.7.** A) Afloramento do siltito da Formação Serra de Santa Helena. Fonte: Uhlein *et al.*, 2015; B) Fotomicrografia - Detalhe da interlaminação de quartzo (granulometria silte) e argila.

### 2.2.2.3 Formação Lagoa do Jacaré

A Formação Lagoa do Jacaré aflora na porção sudeste da área mapeada, concordantemente sobreposta à Formação Serra de Santa Helena, em cotas acima de 500m (figuras 2.1 e 2.2). A unidade tem espessura estimada entre 200m e 250m, e apresenta camadas tabulares sub-horizontais, que constituem as escarpas que sustentam o relevo da Serra do Sabonetal. Os principais litotipos são *grainstones* finos a grossos, e *rudstones* intraclásticos. Os *grainstones* apresentam coloração cinza escuro, e estratificações tabular e *hummocky* (Figura 2.8). Localmente podem conter nódulos de silexito e odor fétido. Os *rudstones* ocorrem como lentes intercaladas aos *grainstones*.



**Figura 2.8.** *Grainstone* da Formação Lagoa do Jacaré, com estratificação cruzada *hummocky*.

A presença de *grainstones* com estratificações *hummockys* sugerem um ambiente marinho raso, provavelmente de plataforma interna para as rochas desta unidade.

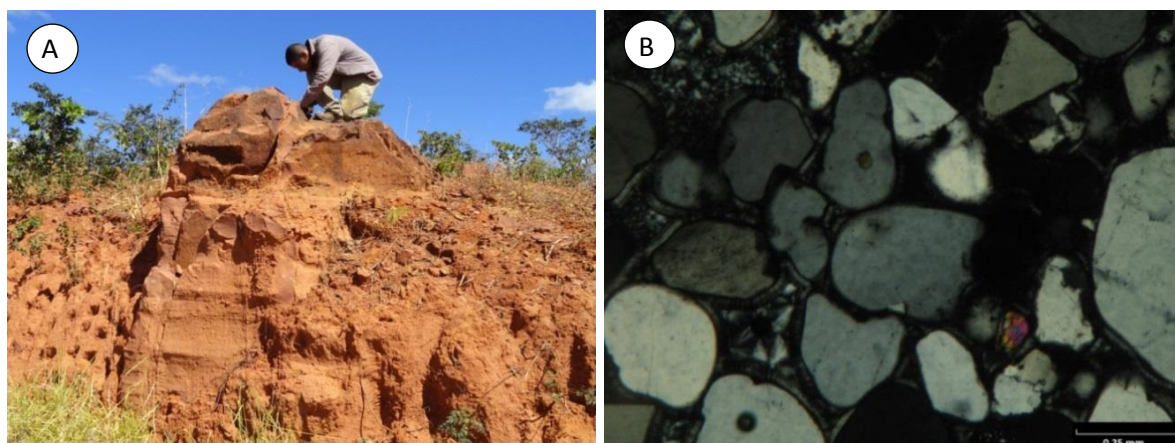
#### 2.2.2.4 Formação Serra da Saudade

Devido às dificuldades de acesso, a Formação Serra da Saudade foi mapeada a partir de imagens aéreas, procurando acompanhar os contornos da Folha Mata do Jaíba (Caxito *et al.*, 2015), no limite leste, onde as exposições eram mais favoráveis. Estima-se uma espessura de cerca de 50m para a Formação Serra da Saudade na área mapeada.

#### 2.2.3 Grupo Urucuia

O Grupo Urucuia está situado nas porções oeste e noroeste da área mapeada (Figura 2.1), recobrendo a Formação Sete Lagoas nos chapadões, em cotas acima de 700m, com espessura máxima estimada de 70m. É representado por arenitos silicificados, ou fortemente intemperizados, que ocorrem de forma restrita em meio a blocos de canga laterítica e solos arenosos avermelhados, em áreas com relevo aplainado.

Os arenitos apresentam cores avermelhadas (Figura 2.9A), ocres ou esbranquiçadas. Predominam grãos de quartzo, de granulometria média, com boa seleção e arredondamento envolvidos por cimento silicoso (Figura 2.9B). O arredondamento e a elevada maturidade composicional sugerem que estes arenitos podem ser eólicos, porém os afloramentos restritos não permitiram o reconhecimento de estruturas sedimentares, como estratificações cruzadas de grande porte, que pudessem confirmar este ambiente. A escassez de afloramentos, com poucas variedades de feições fizeram com que o Grupo Urucuia fosse tratado como indiviso.



**Figura 2.9.** A) Afloramento de arenito avermelhado intemperizado do Grupo Urucuia, B) Fotomicrografia – Detalhe do arenito silicificado do Grupo Urucuia mostrando elevada maturidade textural e composicional, 2,5x, px. Fonte: Uhlein *et al.*, 2015.

O contato entre a Formação Sete Lagoas e o Grupo Urucuia não foi evidenciado em campo, devido ao intenso intemperismo deste, porém o hiato expressivo entre as duas unidades indica a presença de uma discordância.

#### **2.2.4 Coberturas Cenozóicas**

As coberturas cenozóicas que recobrem as unidades anteriores foram divididas em coberturas alúvio-colúvio-eluviais associadas ao Neógeno, e coberturas aluvionares quaternárias.

##### **2.2.4.1 Coberturas detríticas alúvio-colúvio-eluviais**

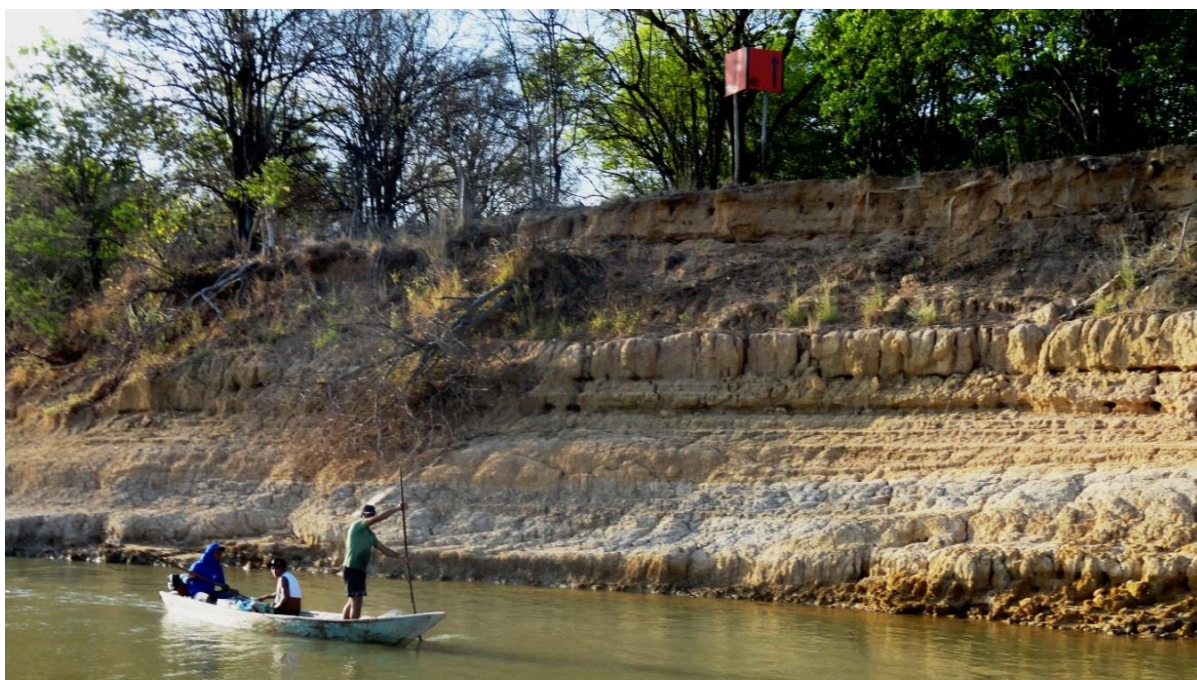
Os sedimentos aluviais e eluviais desta unidade ocorrem nos terraços fluviais associados a antigas planícies de inundação do Rio São Francisco, ocupando uma extensa área plana, recoberta por sedimentos silto-arenosos de coloração cinza claro e bege, que faz contato com as formações Serra de Santa Helena, Sete Lagoas, e com as coberturas aluvionares recentes do rio (Figura 2.1). À direita do rio, ocorrem solos siltosos de coloração bege, provavelmente associados ao intemperismo de litotipos da Formação Serra de Santa Helena, com dinâmica fluvial superimposta.

As coberturas coluviais englobam sedimentos inconsolidados, predominantemente argilosos e de coloração avermelhada, com fragmentos esparsos de rochas calcárias. Ocorrem em rampas coluviais adjacentes a altos topográficos da Formação Sete Lagoas.

##### **2.2.4.2 Coberturas aluvionares**

As coberturas aluvionares englobam sedimentos argilosos, arenosos e cascalhosos depositados nas margens do Rio São Francisco. Os níveis arenosos e cascalhosos apresentam coloração cinza esbranquiçado e estão associados a barras de transporte fluvial. Os níveis pelíticos possuem colorações bege a cinza amarronzado e provavelmente correspondem a depósitos de inundação do Rio São Francisco.

Nas margens do rio são observados bancos com mais de 5m de espessura de sedimentos estratificados, onde camadas métricas de areia e cascalho se intercalam com níveis pelíticos sub-métricos. Nas camadas arenosas podem ser observadas estratificações cruzadas de baixo ângulo, provavelmente associadas a processos de acreção lateral responsáveis pela formação das barras em pontal do rio (Figura 2.10).



**Figura 2.10.** Banco com intercalações de sedimentos arenosos e argilosos, dispostos em camadas sub-horizontais na margem do Rio São Francisco.

### 2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

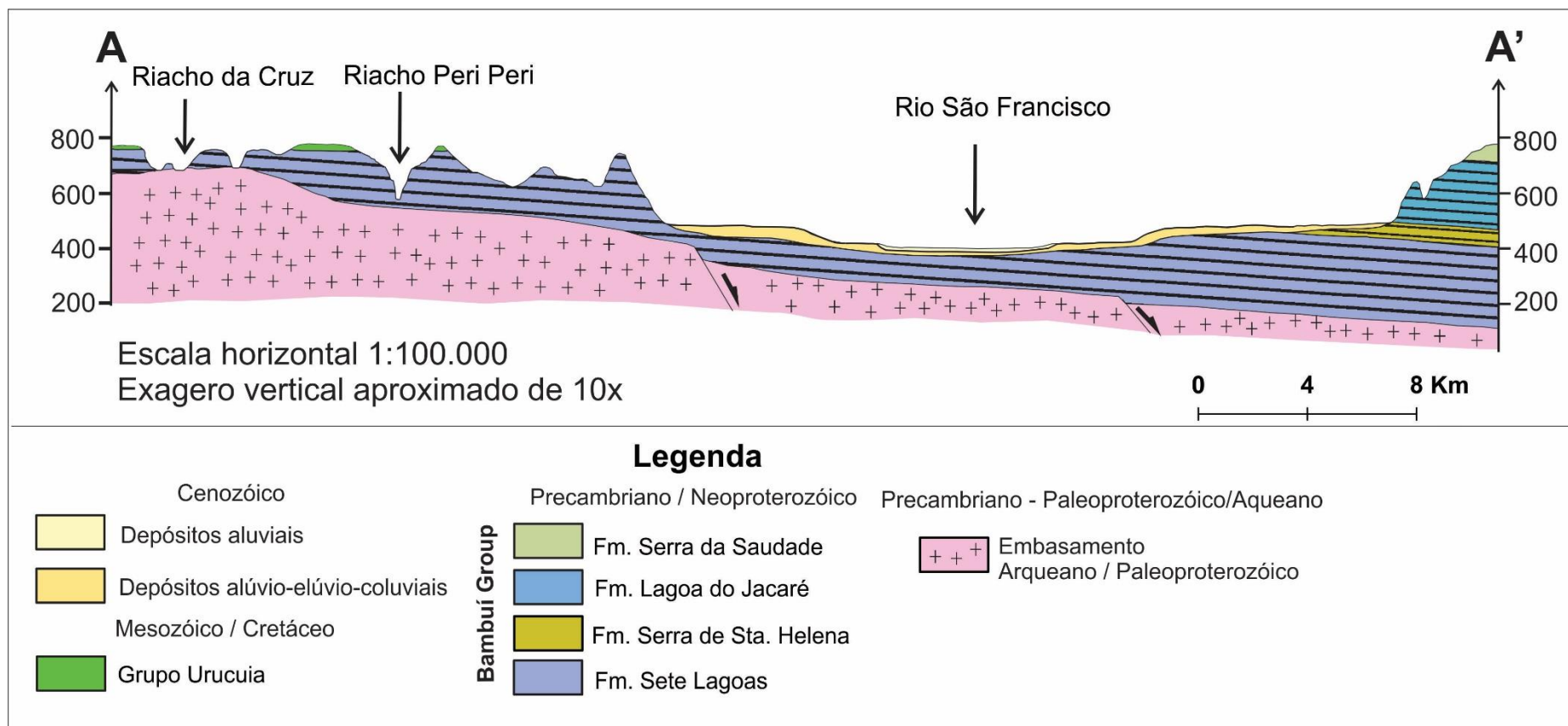
As formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré afloram em cotas semelhantes nas margens opostas do Rio São Francisco, evidenciando uma ausência de correspondência entre as sucessões litológicas das margens esquerda e direita do rio (figuras 2.1 e 2.2).

Esta questão foi abordada por diversos autores que realizaram estudos prévios na região de Januária. Iglesias (2007) realizou uma detalhada pesquisa bibliográfica sobre o assunto, e reporta que os estudos de Cassedane, 1972 (*apud* Iglesias 2007) e Lopes, 1979 (*apud* Iglesias, 2007) atribuem esta ausência de correlação a uma possível falha de gravidade. De acordo com Iglesias (2007) os autores que defendem este modelo alegam que as evidências tectônicas desta falha foram mascaradas pela extensa cobertura aluvionar do Rio São Francisco.

Outra possibilidade, para explicar esta diferença de seção entre as margens do rio, pode estar associada a um pequeno basculamento para leste/sudeste das camadas que recobrem o embasamento. Este modelo é mais coerente com o espessamento gradual das camadas para sul/sudeste (Abreu-Lima, 1997, Iglesias, 2007), e com as evidências de *onlap* observadas na área, ou reportadas em outros trabalhos (Lima, 2011; Reis, 2013). Um basculamento médio de  $0,5^\circ$  em uma distância horizontal de 20 km é suficiente para justificar um deslocamento vertical de 170m.



Esta distância corresponde aproximadamente à largura do trecho, recoberto por sedimentos cenozóicos, que separa a Formação Sete Lagoas da Formação Lagoa do Jacaré, e o deslocamento vertical de 170m é compatível com a espessura estimada para a Formação Sete Lagoas. Este basculamento pode estar associado à subsidência flexural devido à carga da pilha sedimentar sobre a calha da bacia, como também pode ser decorrentes de ajustes isostáticos ou esforços compressivos gerados pelas edificações das faixas móveis brasileiras, nas bordas da bacia.



**Figura 2.11.** Sessão geológica NW-SE (AA') da porção sul da Folha Januária.

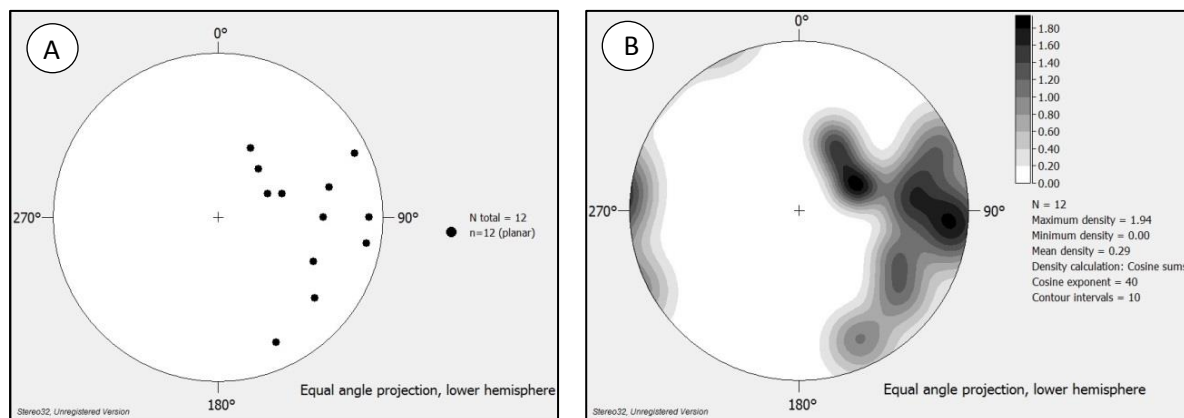
Neste trabalho ambos os cenários são considerados possíveis para se explicar as diferenças encontradas nas margens opostas do rio, mas o segundo (Figura 2.11) será adotado por ser mais coerente com os registros do preenchimento estratigráfico do Grupo Bambuí.

No embasamento, falhas normais podem ter sido geradas ou reativadas em períodos pré a sin deposição da Formação Sete Lagoas, amplificando a feição estrutural do alto de Januária. Neste caso, os mecanismos poderiam estar associados a ajustes isostáticos em resposta à sobrecarga dos orógenos brasileiros (*forebulge areas*). A presença de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados observadas na base da Formação Sete Lagoas (subcapítulo 2.3.2.1) podem ser evidências indiretas destes falhamentos extensionais.

A análise estrutural da área apresenta compartimentos com histórias evolutivas distintas que são o embasamento cristalino, e os pacotes de rochas sedimentares dos grupos Bambuí, e Urucuia. Estes compartimentos apresentam acervos estruturais característicos e por isso serão analisados separadamente. As exposições de rochas do Grupo Urucuia não forneceram dados suficientes para análises estatísticas confiáveis.

### 2.3.1 Embasamento

Nos gnaisses, a estrutura mais notória é uma foliação penetrativa paralela ao bandamento. Esta foliação apresenta mergulhos predominantes para W (Figura 2.12), e contém lineamentos minerais com mergulhos suaves para o norte. Os granitoides constituem corpos relativamente isotrópicos, e não apresentam foliação penetrativa ou lineamentos minerais significativos.



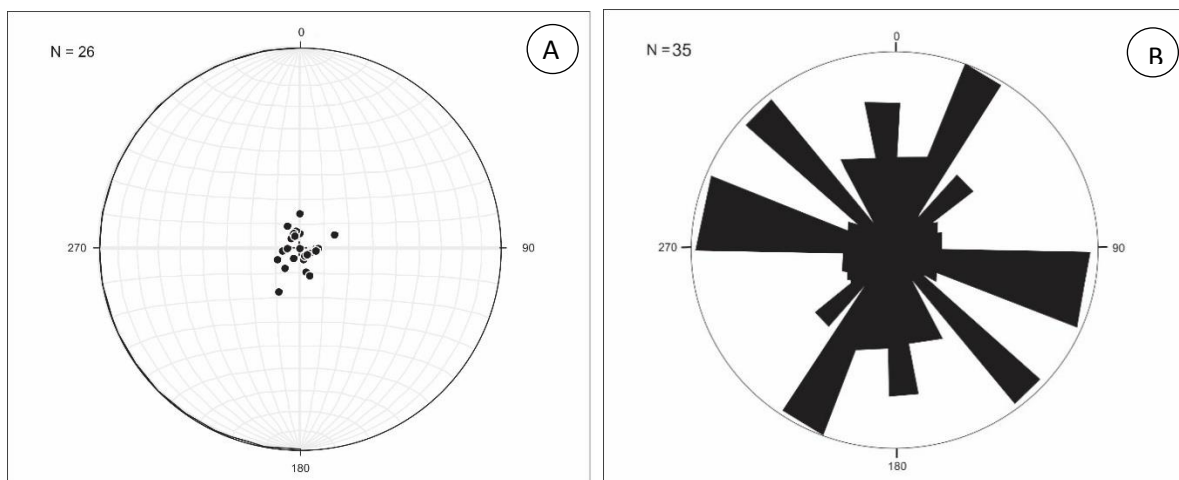
**Figura 2.12.** A) Pólos de foliação do gnaisse; B) Contornos dos pólos de foliação do gnaisse. Fonte: Uhlein *et al.*, 2015.

### 2.3.2 Grupo Bambuí

No geral, são observadas camadas que apresentam atitudes sub-horizontais e estão pouco perturbadas tectonicamente. O diagrama contendo os pólos do acamamento, com

mergulhos próximos de 0° sem direção preferencial (Figura 2.13A) evidenciam as dificuldades de se obter medidas em planos de acamamento sub-horizontais. As principais estruturas tectônicas observadas compreendem dobras suaves com eixos aproximadamente N-S, falhas normais de rejeito centimétricos a decimétricos e fraturas. Foram identificadas duas famílias principais de fraturas, com direções E-SE, e NE (Figura 2.13B). Famílias de fraturas secundárias estão distribuídas segundo as direções SE e N.

As direções das fraturas analisadas são coerentes com os lineamentos estruturais obtidos através de fotointerpretação (Figura 2.1).



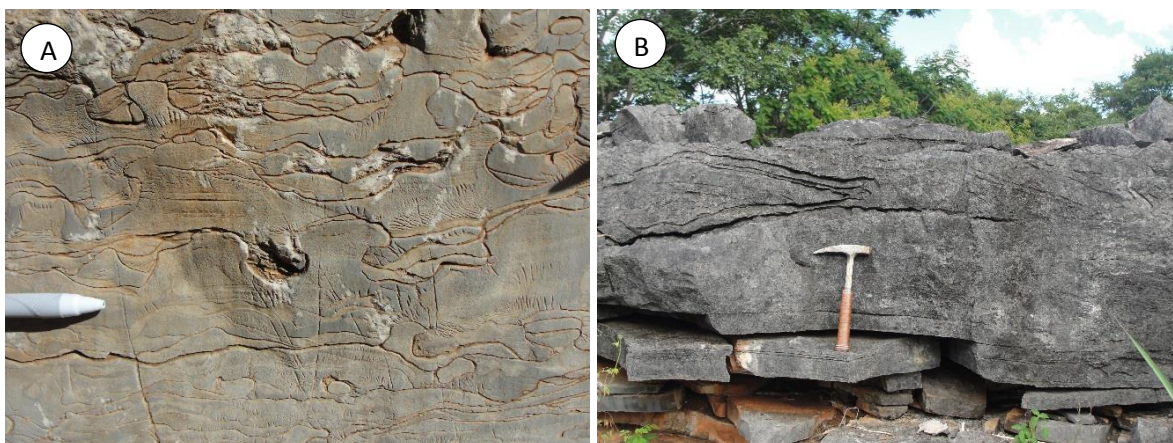
**Figura 2.13.** Diagramas estruturais do Grupo Bambuí. A) Estereograma com os pólos do acamamento; B) Roseta com direção dos planos de fraturas.

### 2.3.2.1 Deformação em sedimentos inconsolidados

Estruturas sugestivas de deformação em sedimentos inconsolidados (*soft sediment deformation*) foram identificadas na unidade basal e no topo da Formação Sete Lagoas. Segundo Araújo-Gomes (2013), tais feições correspondem a modificações estruturais das estratificações sedimentares, que apresentam indícios de terem sido induzidas por um agente externo suficientemente perturbador.

As estruturas presentes na porção basal englobam estruturas em chama, estruturas de carga, pêndulos e pseudo-nódulos (Figura 2.14A). Estas feições indicam liquefação dos sedimentos, com consequente perda da capacidade de suporte, e podem estar associadas a perturbações sísmicas (Araújo-Gomes, 2013).

O nível de *rudstone* do topo da Formação Sete Lagoas apresenta perturbações laminares, dobras e camadas convolutas (Figura 2.14B). O contexto geológico sugere que tais estruturas podem estar associadas a deformações geradas por ondas/correntes de tempestades.



**Figura 2.14.** Prováveis estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados: A) Estruturas de carga, e do tipo pêndulo na base da Formação Sete Lagoas; B) Dobras e perturbações laminares em nível de *rudstone* do topo da Formação Sete Lagoas.

## 2.4 DIAGÊNESE E METAMORFISMO

No embasamento, as rochas gnáissicas apresentaram uma paragênese mineral formada por feldspato (plagioclásio + microclima) + quartzo + biotita + granada, que indica fácies anfíbolito.

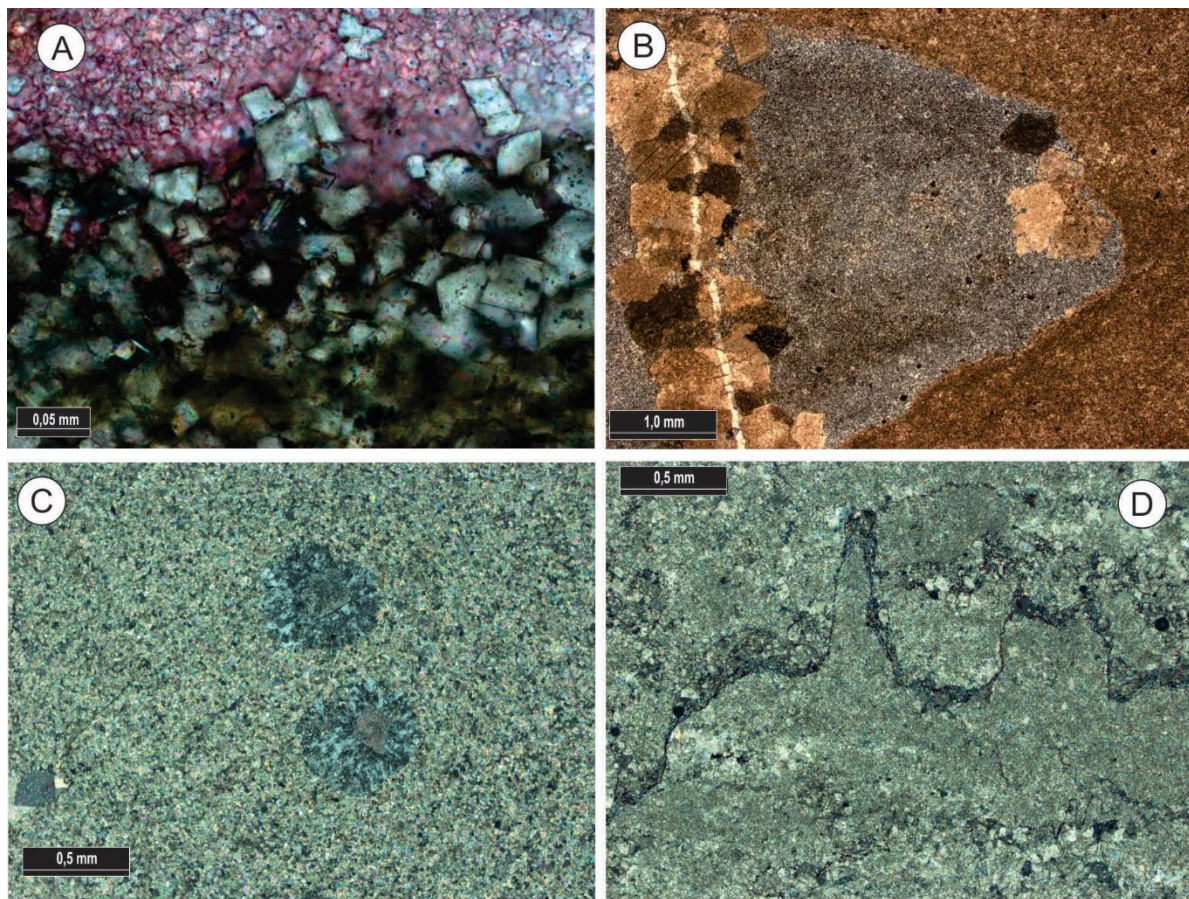
Nas rochas do Grupo Bambuí, a diagênese foi responsável pela dissolução, substituição e destruição de alguns constituintes, além da obliteração de parte da textura original e precipitação de novos minerais. Estas alterações são caracterizadas por processos associados a uma fase eogenética, que inclui os processos que ocorreram na superfície, ou próximo a ela, e uma fase mesogenética, que ocorreu durante o soterramento, após o efetivo isolamento da superfície, e inclui todos os processos que seguem da eodiagênese até os estágios iniciais do metamorfismo de baixo grau (Choquette e Pray, 1970) (Tabela 2.1).

Os processos associados à eodiagênese são a formação de gretas de contração, cimentação calcítica, dolomitização de argilas (Figura 2.15A), crescimento/substituição de esferulitos/nódulos de sílica (figuras 2.15B, 2.15C), micritização (Figura 2.15B), e compactação mecânica. A mesodiagênese é caracterizada por compactação química associada a estilólitos paralelos ao acamamento (Figura, 2.15D), dissolução por pressão, crescimento diagenético de cristais de calcita/dolomita, dolomitização, fraturamento (Figura 2.15B), e cimentação de calcita blocosa de cristalinidade grossa (Figura 2.15B). As fraturas preenchidas por calcita blocosa interceptam os nódulos de silexito, caracterizando-as como um evento diagenético posterior (Figura 2.15B).

A preservação de grande parte das texturas e estruturas sedimentares originais indica que o metamorfismo se presente, tem caráter incipiente (anquimetamorfismo).

Tabela 2.1. Tabela sinóptica dos eventos diagenéticos reconhecidos na região de Januária.

Eventos Diagenéticos	Eodiagênese	Mesodiagênese
Gretas de contração	—————	
Micritização	—————	————— ?
Dolomita	—————	- - - - - ?
Compactação mecânica		—————
Compactação química		—————
Dissolução por pressão		—————
Fraturamento		—————
Calcita blocosa (fratura)		—————
Silicificação	—————	- - - - - ?
Recristalização		- - - - -



**Figura 2.15.** A) Substituição de nível argiloso por dolomita, em lâmina tingida por alizarina, 20x, pp; B) *Grainstone* com textura original obliterada pela micritização, e nódulo de sílica interceptado por fratura preenchida por cimento blocoso de calcita espática, 1,25x, px; C) Esferulitos de calcedônia com núcleo de dolomita, 2,5x, px; D) Detalhe de estilólito e porções recristalizadas, 2,5x, px.

### 3 CARBONATOS MICROBIAIS

Os estratos formados por organismos microbiais são importantes constituintes de rochas carbonáticas desde o Arqueano, com os indícios geológicos mais antigos provenientes de estromatólitos de 3.45 Ga da Formação Strelley Poll, localizada no oeste da Austrália (Bontognali *et al.*, 2012).

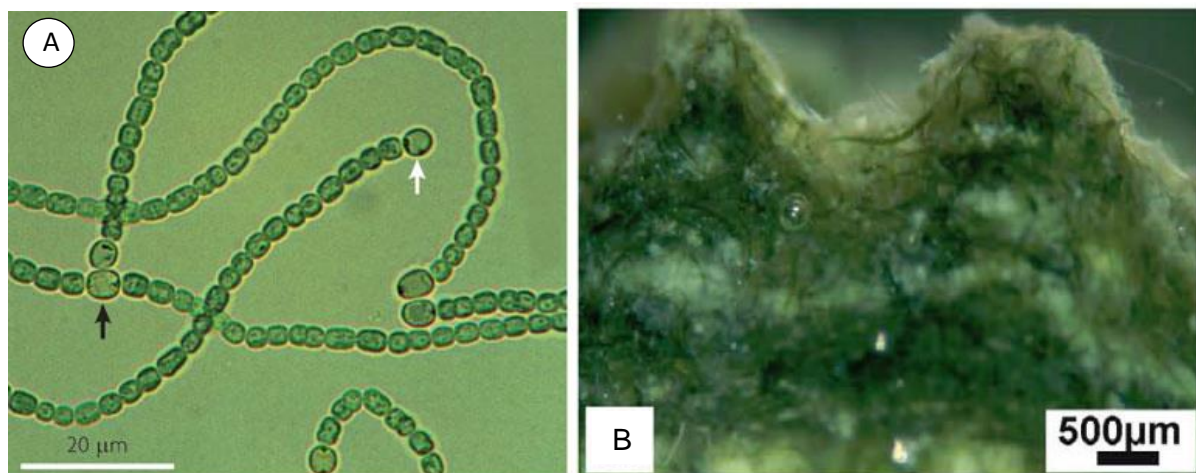
O ápice da importância dos organismos microbiais no registro geológico ocorreu no Proterozóico. A proliferação de metazoários a partir do Cambriano promoveu a destruição e/ou retrabalhamento destes depósitos, dificultando sua formação e preservação, o que resultou no declínio dos depósitos microbiais (Schieber *et al.*, 2007). Por isso os análogos modernos são encontrados preferencialmente em locais com condições ambientais extremas, onde os metazoários têm dificuldade de colonizar como Shark Bay (alta salinidade), e Parque Yellowstone (alta temperatura). Alguns autores, como Fischer (1965) e Riding (2011) também consideram que a redução da saturação de carbonato na água dos oceanos tenha contribuído para o declínio dos microbialitos.

Os principais organismos envolvidos na formação dos carbonatos microbiais são as cianobactérias (Riding, 2000), que são organismos procariontes (bactérias sem membrana celular) que obtêm energia a partir da fotossíntese. Estes organismos possuem forma de cocos, bastonetes, filamentos e pseudofilamentos, e em condições ideais apresentam coloração azul, podendo também apresentar coloração verde oliva a verde azulado (Figura 3.1A). No passado, também foram denominadas de algas azuis, porém este termo entrou em desuso, por ser normalmente empregado a organismos eucariontes. Constituem um grupo de organismos de grande importância sedimentar, pois através da fotossíntese promoveu a oxigenação da atmosfera terrestre, tornando o oxigênio um constituinte significativo da atmosfera a partir de 2.5 Ga (Lyons *et al.*, 2014). Além das cianobactérias, existem outras bactérias que constituem as esteiras que são heterotróficas, e vivem em condições anaeróbicas e/ou ambientes escuros. A maioria destas bactérias são organotróficas e obtêm energia através de processos catabólicos como denitrificação, redução de sulfato, e metanogênese que se sucedem conforme aumenta a profundidade (Riding, 2000). A diminuição do suprimento de matéria orgânica reduz a atividade bacteriana a níveis muito baixos a partir de 10/20 cm de profundidade

Na escala macroscópica, o constituinte básico dos depósitos microbiais são as esteiras microbiais. Estas estruturas milimétricas são formadas na superfície da maioria dos carbonatos de origem microbial bentônica, e apresentam uma distribuição ubíqua em termos

ambientais, podendo ocorrer em mares, rios, desertos, lagos, cavernas e geleiras (Gerdes, 2007; Schieber *et al.*, 2007).

As esteiras microbiais são estruturas complexas com espessuras de milímetros, que podem ser consideradas “grandes biofilmes”. Os biofilmes são estruturas sub-milimétricas, formadas por comunidades associadas de microrganismos ligados a um substrato e frequentemente envoltos por uma matriz de *Extracelular Polymeric Substances* (EPS), que abrange grande variedade de processos metabólicos (Costerton e Stoodley, 2003; Gerdes, 2007). As esteiras modernas (Figura 3.1B) são constituídas por micróbios relativamente grandes, que incluem cianobactérias filamentosas, diatomáceas e algas filamentosas (Riding, 2000).



**Figura 3.1.** A) Filamentos de cianobactérias *Anabaena sp.* formados por alinhamento de células vegetativas e heterocistos terminais. Fonte: Flores e Herrero (2010); B) Sessão vertical de esteira microbial simples com pináculos exibindo filamentos de cianobactéria. Fonte: Gerdes (2007).

O EPS é produzido em grandes quantidades pelas bactérias, e acumulando-se na porção externa das células, forma uma matriz que fornece proteção física/química, e auxilia na absorção de nutrientes e na aderência dos organismos ao substrato (Riding, 2000). Na superfície sedimentar a importância do EPS vai desde a formação de envelopes de células e filamentos à produção do meio favorável para populações microbiais na escala de biofilmes (centenas de nanômetros) a esteiras microbiais (milímetros). Estes exopolímeros favorecem o trapeamento e a precipitação, promovendo a acreção e preservação de biofilmes e esteiras microbiais.

Os processos responsáveis pela acreção de depósitos carbonáticos microbiais são o trapeamento, e a precipitação mineral. O trapeamento consiste no aprisionamento dos grãos pelo bloqueio físico do movimento nos filamentos, ou pela adesão na superfície ou no interior do EPS. Uma vez que tenha ocorrido o trapeamento, o processo de aglutinação (*binding*) irá incorporar definitivamente estes grãos à esteira através do crescimento orgânico na superfície

de grãos trapezados, de células, filamentos e biofilmes. A precipitação ou calcificação é favorecida pela formação de gradientes alcalinos decorrentes de processos metabólicos como a fotossíntese, que aumenta a alcalinidade devido à absorção de  $\text{CO}_2$  e  $(\text{HCO}_3^-)$ . A precipitação ocorre em diferentes locais, como no entorno das células, nas superfícies orgânicas e dos grãos, e dentro do EPS. Nos carbonatos microbiais contendo cianobactérias a precipitação tende a gerar uma matriz micrítica em torno de material filamentosamente calcificado. A precipitação também ocorre em níveis onde predominam bactérias heterotróficas que degradam a matéria orgânica, sendo caracterizada por precipitação de grãos finos tipicamente micríticos (Riding, 2000).

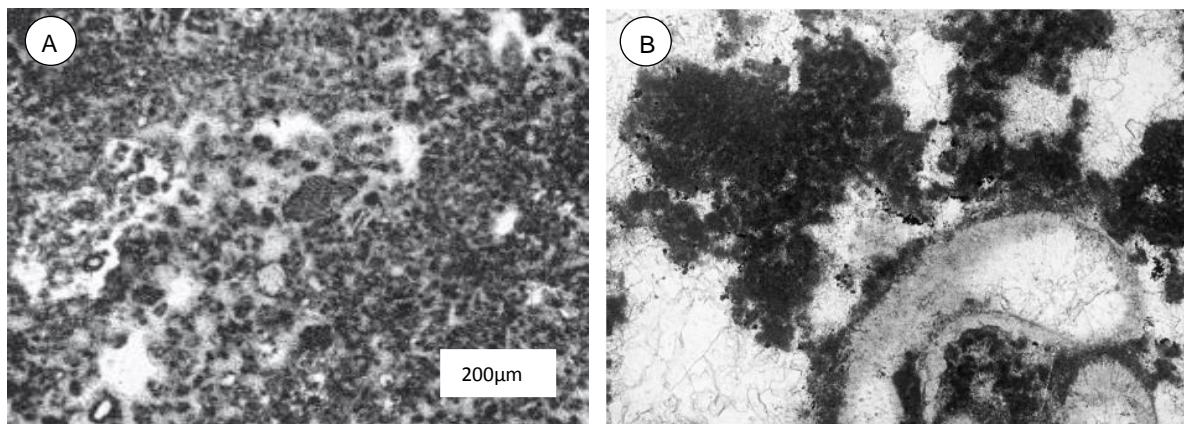
As comparações entre análogos modernos e registros geológicos antigos indicam que o estudo da micro-textura é a chave para o reconhecimento dos carbonatos microbiais, auxiliando no entendimento da sua história evolutiva, ambiental e interações ecológicas (Monty, 1976; Riding, 2000).

Os principais componentes da microtextura são micrita densa, textura microgrumosa, filamentos calcificados, pelóides, esparita/microesparita e grãos alóctones. A micrita densa normalmente é caracterizada por um arranjo denso de pelóides (Figura 3.2B), que pode estar associado a células de bactérias formadas por corpos discretos arredondados e biofilmes calcificados. A textura microgrumosa se assemelha a um arranjo do tipo esponja de micrita, exibindo grumos ou constituintes peloidais com uma trama um pouco mais aberta (Figura 3.2A), e provavelmente está associada à calcificação do EPS. Aos pelóides podem ser atribuídas diferentes origens, uma delas a de agregados de células de bactérias circundados por cristais de calcita. A esparita e a microesparita formam precipitados fibrosos, equantes, ou dendríticos, normalmente como crostas e películas externas na superfície de tecidos orgânicos, filamentos, grãos, minerais e pelóides. Segundo Scholle e Ulmer Scholle (2003) alguns elementos-chaves para o reconhecimento de carbonatos microbiais são a laminação planar ou “enrugada” (*wrinkled*), caracterizada pela alternância de lâminas ricas em matéria orgânica com lâminas micríticas, a presença de cavidades fenestrais, a presença de grãos trapezados (especialmente pelóides), e micrita peloidal (Figura 3.2B).

A estratificação multilaminar é uma feição característica de depósitos microbiais, comumente atribuídas a ciclos noite-dia (Riding, 2000; Scholle e Ulmer Scholle, 2003). Scholle e Ulmer Scholle (2003) citam a intercalação de níveis orgânicos associados ao crescimento microbiano, com níveis formados por carbonato micrítico ou peloidal podendo ainda conter detritos terrígenos depositados por inundações. Segundo Riding (2000) alguns parâmetros ambientais, como luz e oxigênio condicionam a distribuição de bactérias



sintróficas, com bactérias fototróficas no topo das esteiras sendo balanceadas por bactérias quimiotróficas, que decompõem a matéria orgânica, nas porções inferiores. De acordo com Stal (2012), o metabolismo de cianobactérias e bactérias redutoras de sulfato resultam em variações abruptas nas concentrações de sulfeto e oxigênio, gerando horizontes com elevadas concentrações de sulfeto, horizontes supersaturados em oxigênio e horizontes anóxicos, que irão condicionar a distribuição vertical de diferentes grupos de microrganismos. Segundo este autor, esta variação vertical de propriedades físico-químicas associadas ao caráter flutuante da taxa de acreção sedimentar resultam na laminação das esteiras microbiais.

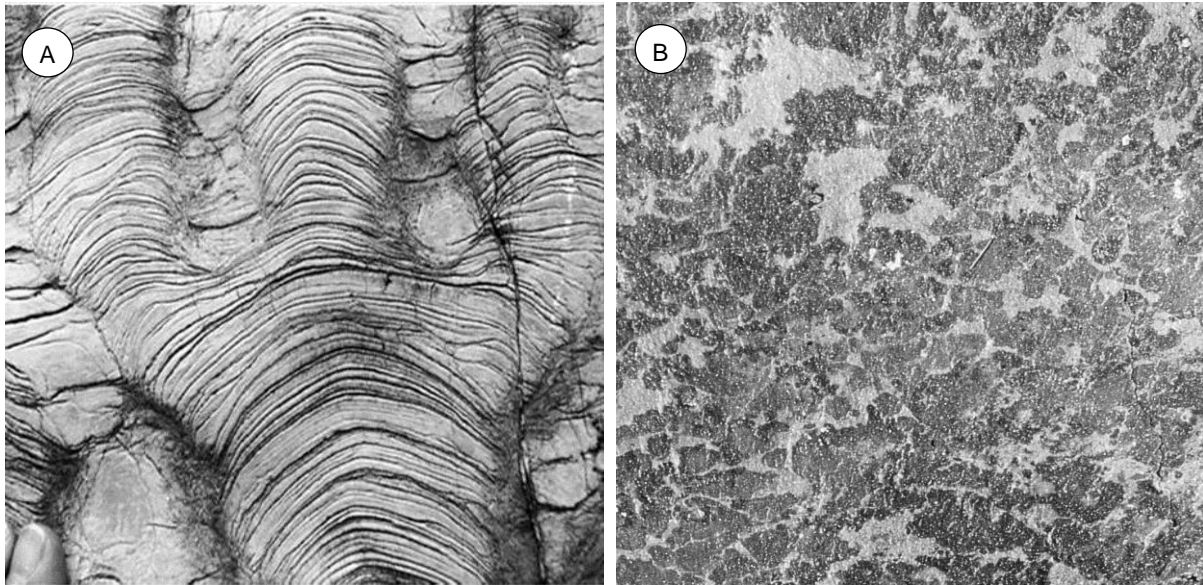


**Figura 3.2.** A) Estromatólito com textura micro-grumosa. Fonte: Riding e Tomás (2006); B) Micrita peloidal densa associada com gastrópode, campo de visão 2mm. Carbonífero, Liddesdale, Escócia. Fonte: Riding (2000).

### 3.1 NOMENCLATURA E CLASSIFICAÇÃO

Os carbonatos microbiais que se formam na interface sedimento/água incluem estromatólitos, trombolitos e leiólitos. Estas categorias principais podem ser discriminadas por texturas macroscópicas observadas em campo, sendo os estromatólitos caracterizados pela laminação (Figura 3.3A), os trombolitos pela textura grumosa (Figura 3.3B) e os leiólitos pela textura afanítica (Riding, 2000).

Os estromatólitos podem formar estruturas dômicas e colunares, bem como depósitos originalmente planos. O termo estromatólito (do grego “*stromat*” = camada ou cobertura, e “*lithos*” = pedra) é proposto por Riding (2000), com base na definição original de Kalkowsky (1908 *apud* Riding, 2000), como “depósito bentônico laminado”. Outras definições para o termo foram apresentadas por diferentes autores. Semikhatov *et al.* (1979) definem estromatólitos como sendo apenas depósitos laminados, independente de origem microbial, e Awramik e Margulis (1974) consideram estromatólitos como depósitos microbiais, independente da textura macroscópica. A definição utilizada neste trabalho será a proposta por Riding (2000), por ser uma definição mais precisa quanto à gênese e à textura.



**Figura 3.3.** A) Aspecto laminado de um estromatólito ramificado, campo de visão de 15,5cm. Mesoproterozóico, China. Fonte Riding (2000); B) Textura macroscópica grumosa de um trombolito, campo de visão de 5cm. Cambriano inferior, Marrocos. Fonte Riding (2000).

Semikathov e Raaben (2000) citam a necessidade de se classificar os estromatólitos para que sejam utilizados como indicadores paleo-ambientais e bioestratigráficos, mesmo esta classificação sendo feita de forma artificial, com base em aspectos morfológicos. Os estromatólitos podem ser divididos de acordo com suas feições morfológicas em três grandes grupos supragenéricos, que abrangem os estromatólitos estratiformes, os colunares e os nodulares. Semikathov e Raaben (1994, *apud* Semikathov e Raaben, 2000) sugerem que estes termos sejam utilizados como tipos morfológicos sem aplicação de nomenclatura biológica.

Burne e Moore (1986) introduziram o termo microbialito que engloba todos os depósitos microbiais, em sentido semelhante ao da definição de Awramik e Margulis (1974) para o termo estromatólito.

A expressão trombolito vem do grego (“*thrombos*”: grumo, “*lithos*”: pedra) e foi utilizada pela primeira vez por Aitken (1967) para descrever rochas com textura grumosa macroscópica. Riding (2000) caracteriza os trombolitos, como depósitos formados por grumos que podem ser mais ou menos individualizados, arredondados a irregulares, diferindo em cor e/ou textura do material em torno criando uma textura mosqueada normalmente não laminada, ou com laminação mal desenvolvida. Os trombolitos tiveram seu ápice no limite entre o Neoproterozóico e o Cambriano, tornando-se escassos após o Paleozóico. Segundo Riding (2011) a textura peloidal microgrumosa por si só, tende a ser estromatolítica, e a textura filamentosa tende a apresentar laminação mal desenvolvida tendendo a trombolitos.

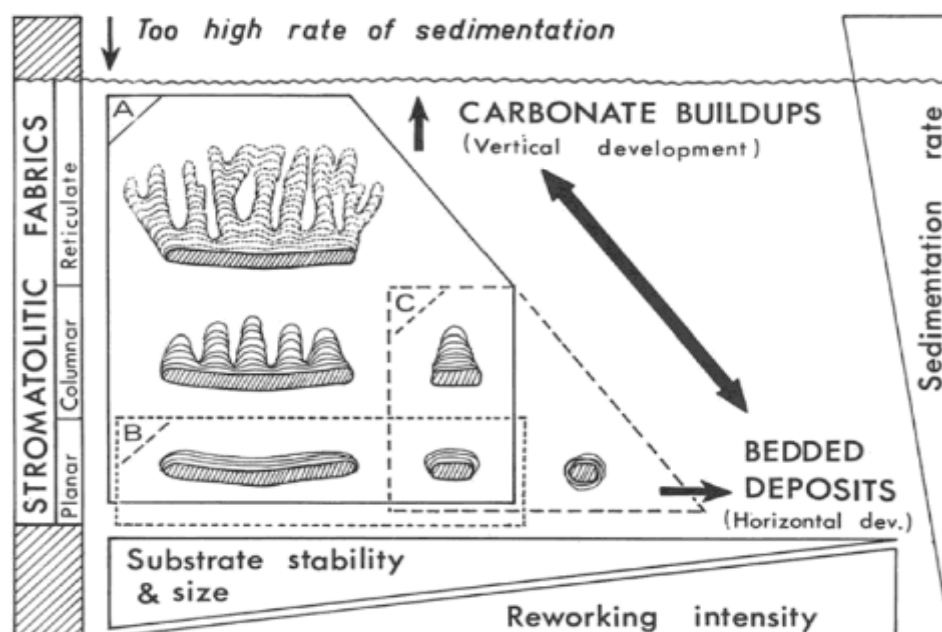
### 3.2 QUESTÃO AMBIENTAL E ANÁLOGOS MODERNOS

Os mais influentes análogos modernos de microbialitos compreendem as estruturas colunares de Hamelin Pool (Shark Bay, Austrália), descobertos em 1954, e descritos pela primeira vez por Logan (1961, apud Playford *et al.* 1976), que estabeleceu que estes estromatólitos estavam confinados à intermaré, o que por analogia fez com que o autor associasse também os estromatólitos antigos à intermaré. A maior facilidade de acesso ao ambiente marinho raso, assim como a descoberta de Hamelin Pool fizeram com que os estromatólitos fossem fortemente associados ao ambiente influenciado pela maré.

Posteriormente, diversos autores (Monty, 1971, Playford *et al.*, 1976, Leinfelder, 1993) contestaram esta hipótese apresentando fundamentos teóricos e exemplos que comprovaram a ocorrência de microbialitos em ambientes submaré, e revogaram os limites de profundidade para a ocorrência destes depósitos. Quanto à distribuição de microbialitos no Precambriano, Grotzinger e Al-rawahi (2014) chamam atenção para o fato de que a ausência de macrofauna pastora e escavadora favoreceu a proliferação de esteiras microbiais tanto em ambientes rasos como profundos, dentro do limite da zona fótica. Catuneanu e Eriksson (2007) argumentam que durante o Precambriano, os sítios deposicionais situados abaixo do nível de base das ondas normais foram mais propícios à preservação de microbialitos, devido à forte erosão provocada por ventos e ondas de maior intensidade que ocorreram neste super éon.

Alguns trabalhos discutem correlações ambientais baseadas na morfologia dos estromatólitos. Riding (2011) propôs uma interpretação para a morfologia dos estromatólitos, onde o controle se dá em função da taxa de acreção da superfície estromatolítica. Desta forma altas taxas de acreção geram relevos fortes como colunas, cones e domos. Por outro lado, estromatólitos com superfícies com baixas taxas de acreção resultam em formas de baixo relevo. A taxa de acreção pode estar associada com o aporte sedimentar e com a capacidade das esteiras de trapear grãos. Alguns exemplos modernos, como Hamelin Pool são caracterizados por um ambiente de alta energia, capaz de disponibilizar grande quantidade de grãos. Estas partículas são transportadas até a superfície de acreção, resultando na formação de colunas decimétricas a métricas de estromatólitos de textura grossa, com laminação pouco desenvolvida. Dromart *et al.* (1992, 1994) também associam a distribuição de morfologias a critérios ambientais, como taxa de sedimentação e intensidade de retrabalhamento (Figura3.4). Estes autores interpretam biostromas com estruturas planares de grande extensão

lateral, do Jurássico Superior, como sendo o resultado de crescimento microbial associado com baixas taxas de sedimentação, em ambientes de águas profundas.



**Figura 3.4.** Distribuição de morfologias de microbialitos de acordo com critérios ambientais. Fonte: Dromart *et al.*, 1994.

Playford *et al.* (1976) confeccionaram uma tabela comparando as principais diferenças observadas entre os estromatólitos de água rasa e de água profunda em Canning Basin, Austrália (Tabela 3.1).

**Tabela 3.1.** Principais diferenças entre os estromatólitos de água rasa e de água profunda em Canning Basin, Austrália (Playford *et al.*, 1976).

Feições	Estromatólitos de água rasa	Estromatólitos de água profunda
<b>Morfologia</b>	Textura fenestral comum; Fracamente laminado, ou não laminado; Predomínio de formas colunares.	Textura fenestral ausente; Finamente laminado; Formas variadas.
<b>Ocorrência</b>	Não formam seções condensadas; Ocorrem em plataformas carbonáticas subhorizontais	Característico de seções condensadas; Ocorrem em taludes e recifes “afogados”.
<b>Química</b>	Não apresenta precipitação significativa de ferro e manganês.	Precipitação de ferro e manganês pode ser importante.
<b>Cor</b>	Normalmente branco, ou amarelo pálido.	Normalmente vermelho, ou marrom avermelhado.

Playford *et al.* (1976) destacam formas finamente laminadas nos estromatólitos de águas profundas e predomínio de formas colunares nos estromatólitos de águas rasas, de

forma semelhante aos trabalhos citados anteriormente (Dromart et al., 1992; Riding, 2011), porém estes autores também incluem a presença de oxídidos de ferro/manganês e a cor amarronzada como feições características dos estromatólitos de água profunda.

## **4 INCRUSTAÇÕES DE PRECIPITADOS CARBONÁTICOS E CLASSIFICAÇÃO DAS CROSTAS CARBONÁTICAS AUTIGÊNICAS**

Os precipitados são uma feição comum em rochas carbonáticas do Arqueano ao Paleoproterozóico, formando incrustações espáticas de pseudomorfos de cristais depositados originalmente como aragonita ou calcita de alto magnésio. Estes precipitados ocorrem dispostos na forma de leques e crostas laminares, e no passado já foram classificados como estromatólitos de origem biogênica, ou como precipitados de gipsita, depositados em condições restritivas. Mais recentemente, foi constatado que estes precipitados são composicionalmente e texturalmente idênticos ao cimento marinho do Fanerozóico (Grotzinger e James, 2000), com uma diferença importante com relação ao modo de ocorrência. Enquanto no Fanerozóico este cimento ocorre preenchendo cavidades e no entorno dos grãos, no Arqueano/Paleoproterozóico estes leques foram precipitados diretamente sobre o assoalho oceânico. A explicação mais provável seria a presença de oceanos supersaturados em cálcio, cuja concentração começou a declinar há 2,5/2,0 Ga, como resultado da lenta transferência de carbono inorgânico da atmosfera para os continentes, que se tornaram cada vez maiores, e com capacidade de preservar extensos depósitos carbonáticos (Grotzinger e James, 2000). Esta proposta explica o declínio acentuado das incrustações carbonáticas a partir do Paleoproterozóico.

Os registros de incrustações carbonáticas macroscópicas em rochas mais recentes são muito escassos, e dentre estas ocorrências se destacam os registros do Neoproterozóico, associados a carbonatos de capa depositados sobre tilitos glaciais (Grotzinger e Knoll, 1995; Grotzinger e James, 2000; Riding, 2008).

### **4.1 CLASSIFICAÇÃO DAS CROSTAS CARBONÁTICAS AUTIGÊNICAS**

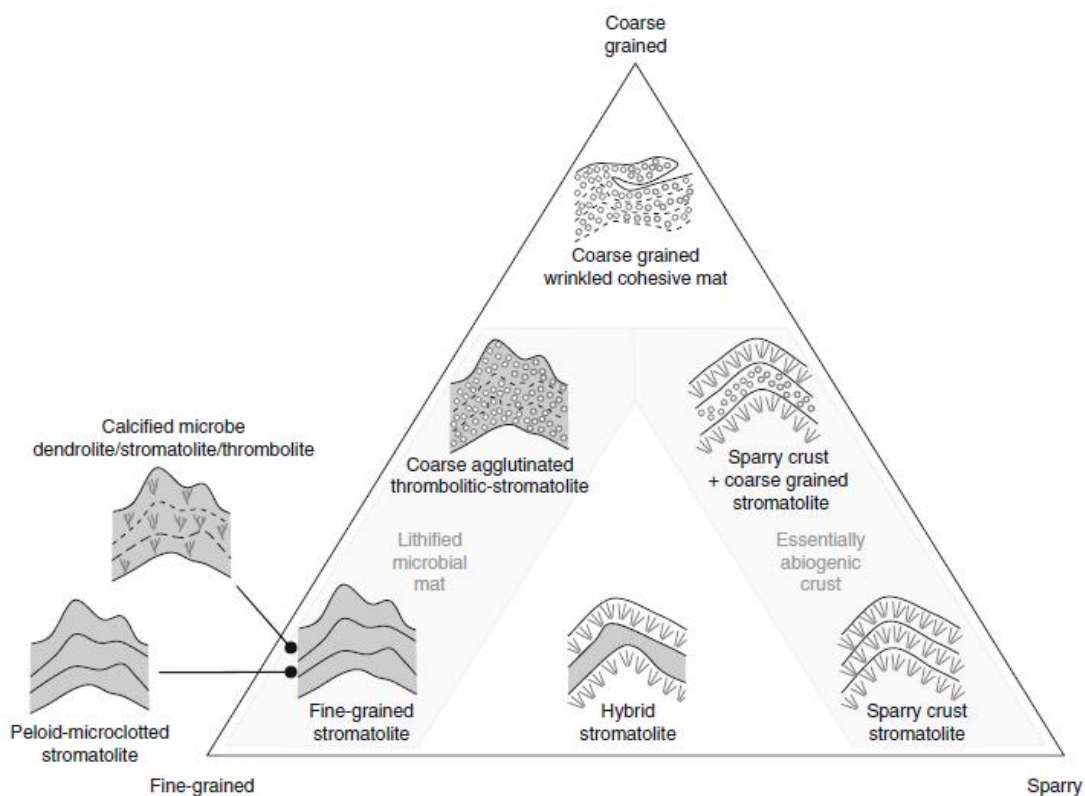
Riding (2008) propôs uma subdivisão para as crostas carbonáticas autigênicas do Precambriano, em basicamente três tipos: incrustações espáticas, crostas de grãos finos e crostas híbridas (Figura 4.1). A proposta de caracterizar as diversas crostas carbonáticas tem o objetivo final de distinguir os depósitos formados por processos abióticos daqueles formados por processos biogênicos e mistos.

As incrustações espáticas são caracterizadas por conter cristais grossos de espato, normalmente fibro-radiais, com tons claros que aparecem incolores a translúcidos em seções delgadas. As laminações podem ser bem definidas e conter boa continuidade lateral. Os análogos modernos são muito escassos, o que tem dificultado a caracterização destes

depósitos. Análogos texturais modernos englobam precipitações inorgânicas como espeleotemas, fontes termais e crostas marinhas evaporativas de planícies de maré.

As crostas de grãos finos são caracterizadas por microtextura de grãos finos que pode ser grumosa, peloidal, micrítica e/ou filamentosa. As laminações normalmente são descontínuas e irregulares. Os análogos recentes são depósitos microbiais, como esteiras microbiais litificadas.

As crostas híbridas são formadas por alternâncias milimétricas de crostas espáticas com crostas de grãos finos. Os análogos modernos compreendem estromatólitos de água doce, e marinhos evaporativos. A alternância de lâminas claras e escuras é interpretada por Riding (2008) como resposta a possíveis flutuações sazonais entre acreção microbial e precipitação abiótica. A laminação é regular embora geralmente não seja isópaca.



**Figura 4.1** Classificação de crostas carbonáticas precambrianas proposta por Riding (2008). As variedades de crostas apresentadas na base do triângulo são as principais crostas precambrianas. O vértice superior é caracterizado por estromatólitos de grãos grossos, que apresentam exemplos apenas a partir do Mioceno.

As crostas espáticas são comuns do Arqueano ao Mesoproterozóico, e as crostas de grãos finos começaram a se tornar conspícuas no Neoproterozóico, quando passam a constituir tanto trombolitos quanto estromatólitos. As esteiras microbiais modernas são bons análogos para os estromatólitos do Fanerozóico ao Neoproterozóico, porém não são representativas dos estromatólitos mais antigos. As crostas híbridas, comuns do

Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico são consideradas como uma “ponte” entre as crostas espáticas e as crostas de grãos finos.

Nos microbialitos híbridos, a elevada frequência da alternância de crostas de grãos finos com precipitados abiogênicos torna a separação de ambas as crostas impossível, e consequentemente estes estromatólitos devem ser considerados essencialmente como depósitos bentônicos contendo precipitados abiogênicos (Riding, 2011).

As esteiras microbiais litificadas e as crostas espáticas subaquosas formam depósitos que podem ser muito similares, pois ambos podem ser laminados e conter forma dômica. Além disso, os processos formadores dos dois tipos de crostas não são mutuamente exclusivos, sendo que entre os *endmembers* podem existir misturas de ambos. Riding (2008) enfatiza que estes depósitos podem ser discriminados pela micro-textura e arquitetura laminar.

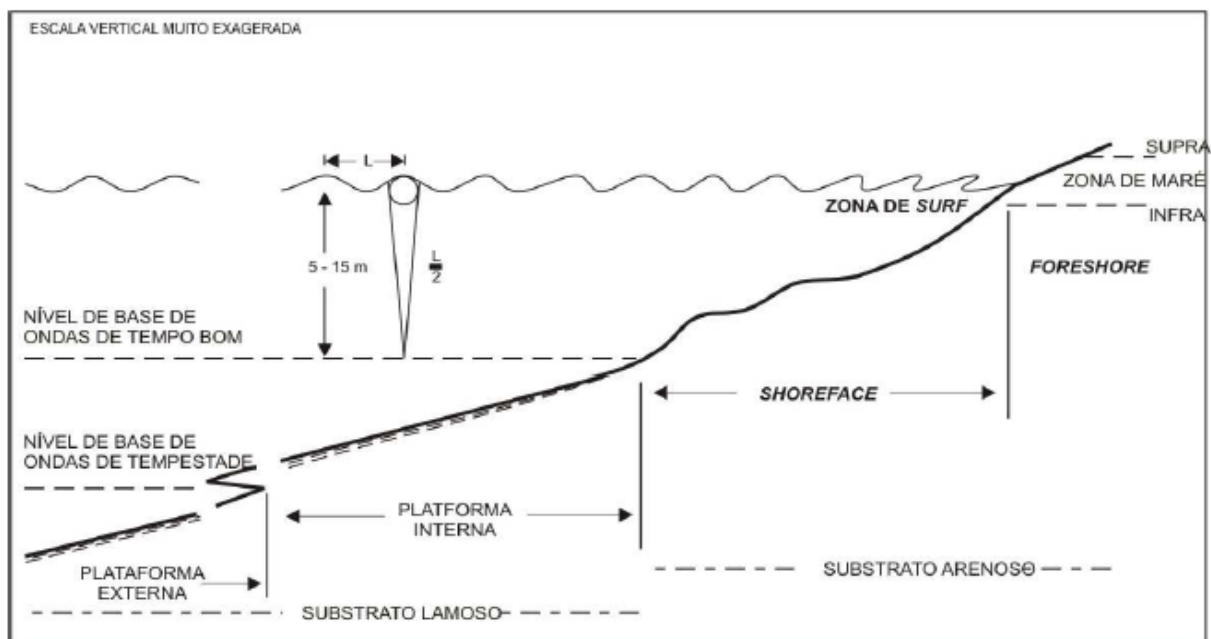


## 5 FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NA REGIÃO DE JANUÁRIA

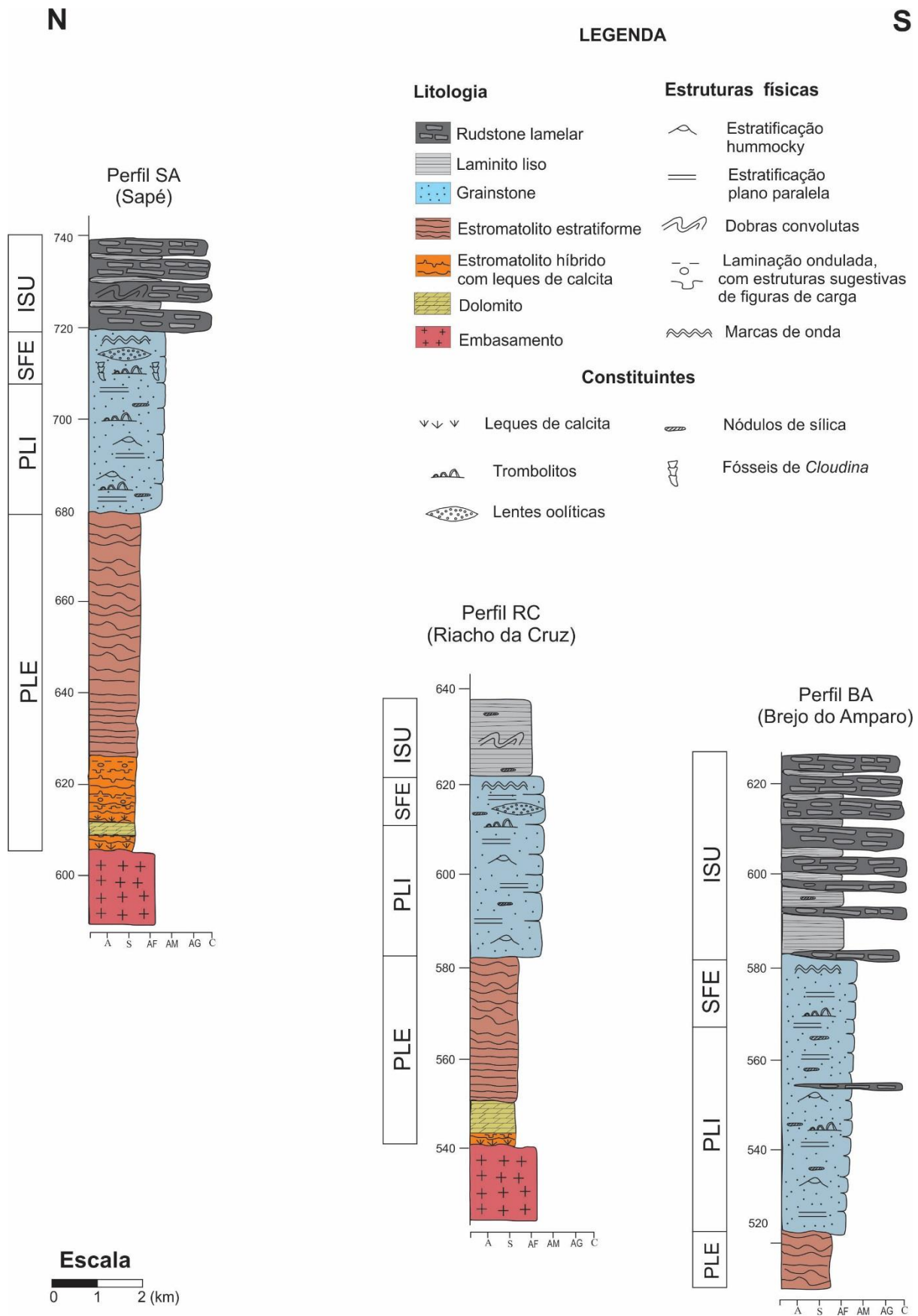
A Formação Sete Lagoas apresenta excelente exposição de afloramentos na região estudada, favorecida por drenagens e chapadões com escarpas íngremes. A partir dos dados oriundos do mapeamento geológico, de descrições petrográficas, e do levantamento de três perfis estratigráficos (Figura 5.2), sinalizados no mapa geológico (Figura 2.1), foram definidas oito fácies e quatro associações de fácies (Tabela 5.1) distribuídas em um pacote sedimentar, com cerca de 120 metros de espessura de rochas aflorantes.

O termo fácies foi utilizado no sentido descritivo, sendo definido pelo conjunto de todas as propriedades físicas, químicas e biológicas de uma unidade sedimentar, que permite diferenciá-la das demais (Miall, 1999). As fácies compoendo elementos arquiteturais de determinados sistemas deposicionais foram agrupadas em associações de fácies, ligadas à interpretação ambiental pela Lei de Walther, segundo a qual uma determinada sucessão vertical representa a projeção dos ambientes deposicionais lateralmente contíguos.

As associações de fácies identificadas neste estudo foram depositadas ao longo de um perfil longitudinal marinho (Figura 5.1), em uma sucessão de sistemas deposicionais que compreende, da base para o topo, plataforma externa (PLE), situado abaixo do nível de base de ondas de tempestade; plataforma interna (PLI), situado entre os níveis de base de ondas de tempestade e ondas de tempo bom; *shoreface* (SFE), influenciado por ondas de tempo bom, e intermaré/supramaré (ISU) que engloba a zona de maré e supramaré.



**Figura 5.1.** Perfil longitudinal marinho raso com os ambientes de plataforma externa, plataforma interna, *shoreface* e intermaré/supramaré. Também estão representados os níveis de base das ondas de tempestade e de tempo bom. Modificado de Lima (2011) e Walker e Plint (1992).



**Figura 5.2.** Perfis estratigráficos da Formação Sete Lagoas na região de Januária, em profundidade.

**Tabela 5.1.** Resumo faciológico das rochas da Formação Sete Lagoas na região de Januária.

Associação de Fácies	Fácies	Estruturas	Características (cor, textura)	Ambiente	Processos
<b>(PLE)</b> <i>Plataforma externa</i>	Estromatolito híbrido com incrustações de calcita ( <b>ETR-hb</b> )	Laminação fina. Intercalação de lâminas claras contendo leques de calcita, e lâminas escuras micríticas	Textura micro-grumosa; Leques de cristais aciculares de calcita. Cor rosa avermelhada a cinza claro	Submaré, abaixo do nível de base das ondas de tempestade	Precipitação química; Calcificação de células/EPS
	Dolomito ( <b>DOL</b> )	Laminação lisa; Localmente maciço; Localmente contem cristais de barita	Textura micro-grumosa com pelóides. Cor rosa avermelhado a bege		Calcificação de células/EPS
	Estromatolito estratiforme argiloso ( <b>ETR-ag</b> )	Laminação enrugada e descontínua; Intercalação de lâminas claras e escuras	Textura micro-grumosa, micro-peloidal; Presença de níveis filamentosos		Calcificação de células/EPS/filamentos. Deposição de sedimentos em suspensão
<b>(PLI)</b> <i>Plataforma interna</i>	<i>Grainstone</i> peloidal com estratificação <i>hummocky</i> ( <b>GST-pehc</b> )	Estratificação <i>hummocky</i> de pequeno a médio porte	Cor cinza médio/escuro; Nódulos de silixito	Submaré, entre os níveis de base de ondas de tempestade e tempo bom	Deposição por suspensão ( <i>fallout</i> ); Retrabalhamento por fluxo oscilatório
	Trombolito nodular ( <b>TRO-no</b> )	Raras laminações	Textura macro-grumosa, nodular. Presença de fósseis de <i>Cloudina</i> , e filamentos de cianobactéria		Calcificação de EPS/células/filamentos; Trapeamento de conchas carbonáticas
<b>(SFE)</b> <i>Shoreface</i>	<i>Grainstone</i> com marcas de onda ( <b>GST-mo</b> )	Marcas de onda; Estratificação plano paralela	Lentes oolíticas; Cor cinza médio/escuro	Submaré acima do nível de base das ondas de tempo bom	Deposição por suspensão ( <i>fallout</i> ) e tração; Retrabalhamento por fluxo oscilatório/corrente
	<i>Rudstone</i> com intraclastos lamelares ( <b>RDT-lm</b> )	Camadas tabulares, localmente acanaladas; Dobras e laminações convolutas	Intraclastos lamelares, sub-horizontais, localmente embricados; Presença de filamentos de bactérias		Planície de maré/supramaré
<b>(ISU)</b> <i>Intermaré/Supramaré</i>	Laminito liso ( <b>LMT-lo</b> )	Laminação plano paralela	Intercalação de lâminas marrons argilosas com lâminas cinza claro		

A associação de fácies PLE é constituída por dolomitos, estromatólitos híbridos e estromatólitos estratiformes. A associação PLI é constituída por *grainstones* com estratificações *hummocky* e intercalações de trombolito, a associação SFE é constituída por *grainstones* com marcas de ondas, lentes oolíticas e níveis trombolíticos. A associação PRE compreende *rudstones* lamelares intercalados com laminito liso.

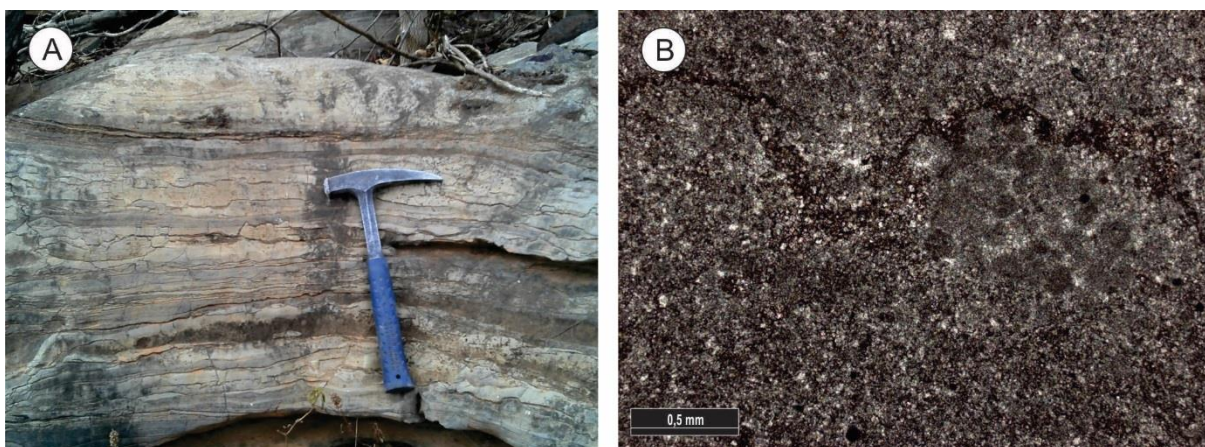
A classificação das rochas carbonáticas retrabalhadas foi realizada com base na nomenclatura proposta por Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971), esta última para rochas rudáceas. Para as rochas formadas *in situ* induzidas ou sob influência de microorganismos foi utilizada a nomenclatura apresentada em Riding (2000) e Riding (2008), sendo que as características morfológicas dos estromatólitos foram definidas com base em Semikhatov e Raaben (2000). Para os laminitos com laminação lisa foi utilizada a definição proposta por Demicco e Hardie (1994).

## 5.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES PLATAFORMA EXTERNA (PLE)

A associação de fácies plataforma externa (PLE) está depositada sobre o embasamento, com o qual faz contato através de discordância angular. Engloba as fácies dolomito (DOL), Estromatólito híbrido (ETR-hb) e estromatólito estratiforme argiloso (ETR-ag). As fácies DOL e ETR-hb se intercalam nos primeiros 15 metros, e são sucedidas pela fácies ETR-ag.

### 5.1.1 Fácies Dolomito (DOL)

A fácies DOL aflora nos primeiros cinco metros acima do contato com o embasamento, e é caracterizada por dolomitos de cor bege a rosa, com aspecto macroscópico laminado (Figura 5.3A), localmente maciço, que efervesce fraca e lentamente em contato com o ácido clorídrico. Na análise microscópica é caracterizada pela micro-textura grumosa/peloidal (Figura 5.3B), o que sugere que processos associados com atividade microbial contribuíram para a formação desta fácies. Quando atacadas com solução ácida de alizarina vermelha não foram observados tingimentos dos carbonatos, confirmando a presença de dolomita.



**Figura 5.3.** A) Dolomito laminado rosa/bege; B) Fotomicrografia evidenciando textura micro-grumosa/ peloidal em porção preservada do dolomito, 5x,pp.

No dolomito, ocorrem raros níveis descontínuos, com espessuras centimétricas a decimétricas, contendo cristais de barita. Estes cristais ocorrem na forma de leques com agregados de cristais com hábito laminar (*blade*), e comprimento centimétrico (Figura 5.4A). Os leques apresentam orientações aleatórias, e os cristais de barita ocorrem entremeados por sedimentos finos (dolomicrito) (Figura 5.4B). Apesar de não terem crescido em uma posição vertical, o aspecto bem desenvolvido destes cristais, e o recobrimento por sedimentos finos indicam que a origem mais provável seria a de crescimento na interface sedimento-água, provavelmente como cimento de assoalho marinho. Segundo Hoffman *et al.* (2011) a interação entre o crescimento de barita e a sedimentação de particulados constituem uma evidência importante para a determinação da origem de cimento marinho, com precipitação de barita a partir da coluna de água. Esta precipitação pode ocorrer no ponto onde o assoalho marinho intercepta a interface entre águas euxínicas profundas ricas em Ba com níveis mais oxigenados, provocando a precipitação do sulfato, que é insolúvel nestas condições. Uma hipótese menos provável, porém que não pode ser descartada seria a de uma origem associada com processos diagenéticos precoces.



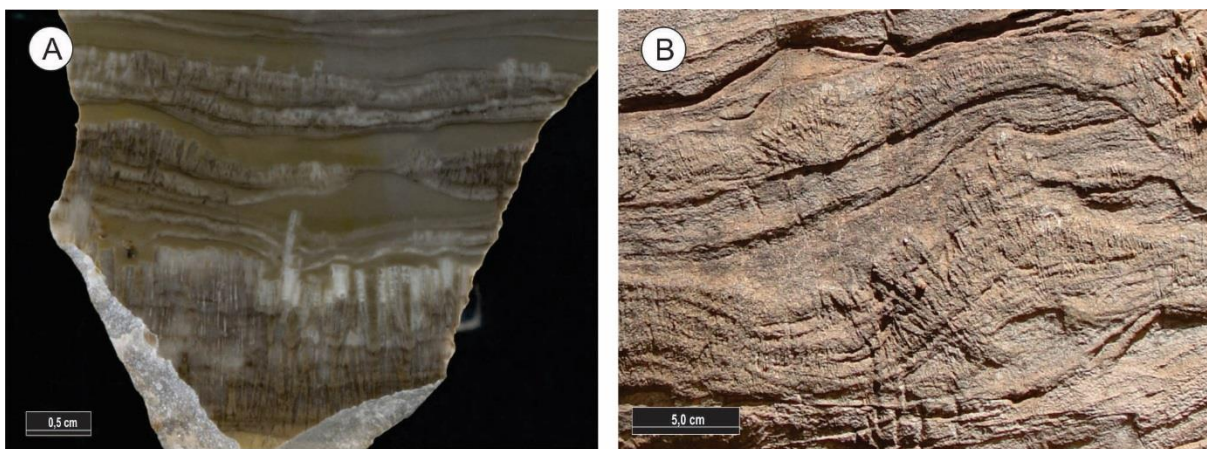
**Figura 5.4.** A) Leques de cristais de barita envolvidos por dolomicrito, 1,25x, px. B) Detalhe do envolvimento dos cristais de barita por dolomicrito, 10x, pp.

### 5.1.2 Fácies Estromatólito Híbrido (ETR-hb)

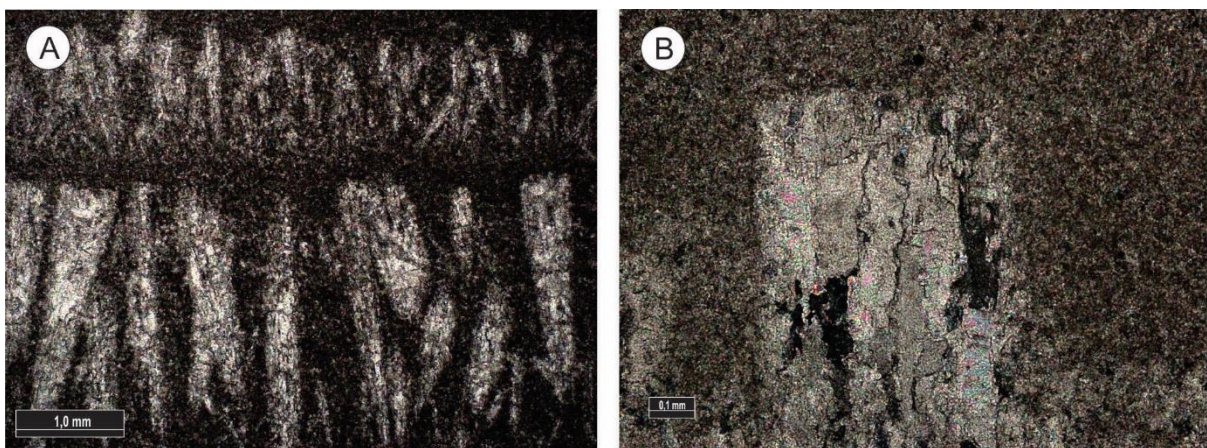
A fácies ETR-(hb) é constituída por estromatólitos róseos a acinzentados com laminação suavemente ondulada (Figura 5.5A), que ocorrem intercalados à fácies DOL, ou diretamente sobre o embasamento constituindo pacotes de até 12m.

A característica mais notável desta fácies são incrustações formadas por cristais de calcita com hábito acicular/afunilado, cujo comprimento varia de poucos milímetros a alguns centímetros. Estes cristais podem ocorrer dispostos radialmente em forma de leques centimétricos a decimétricos (figuras 5.5B, 6.4A), ou verticais e justapostos lateralmente

formando franjas milimétricas/centimétricas (Figura 5.5A). Estes leques e cristais são capeados por sedimentos finos que acompanham a geometria das incrustações, e ocorrem em posição ortogonal ao acamamento com estruturas se divergindo em direção ao topo das lâminas. Alguns cristais aparentemente tiveram uma taxa de crescimento que superou a deposição dos sedimentos e se projetam através de várias lâminas sedimentares. Os cristais apresentam terminações quadráticas e textura interna em mosaico formada por subcristais equantes a alongados de calcita (figuras 5.6A e 5.6B). Estas características, associadas ao hábito acicular/radial e a forma de ocorrência dos cristais indicam que estes precipitados são pseudomorfos de aragonita, depositados diretamente no assoalho marinho (Grotzinger e James, 2000; Sumner e Grotzinger, 2000; Pruss *et al.*, 2008).



**Figura 5.5.** A) Pseudomorfos verticais ao acamamento formando franjas, onde alguns cristais atravessam várias lâminas; B) Cristais divergentes formando leques de pseudomorfos de cristais aciculares e laminação *pinch and swell*.



**Figura 5.6.** A) fotomicrografia evidenciando hábito acicular/afunilado dos pseudomorfos, com terminações quadráticas, e recobrimento por micrita micro-grumosa, 2,5x, pp; B) Pseudomorfo com terminação quadrática e textura interna em mosaico constituída por cristais equantes a alongados de calcita, 10x, px.

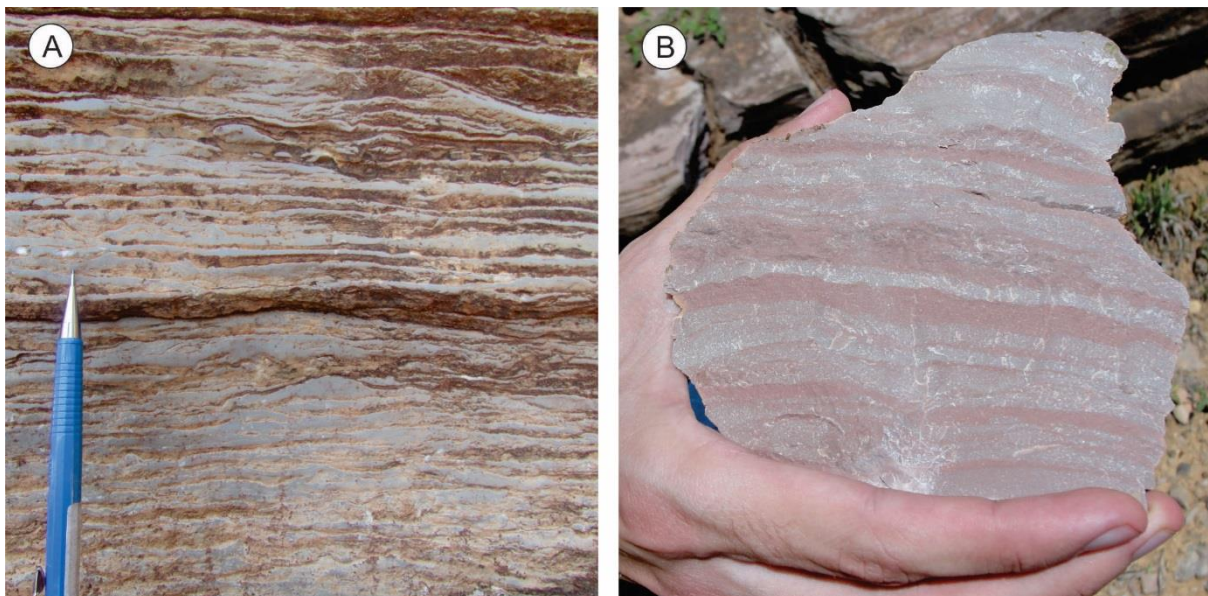
Na análise microscópica é possível observar uma intercalação centimétrica de bandas claras e escuras. As bandas claras são formadas pelas incrustações espáticas, e as escuras

constituídas por micrita micro-grumosa e peloidal (figuras 5.6A e 5.6B), de provável origem microbial. Esta intercalação de cimento marinho abiótico com crostas de origem microbial é característica de estromatólitos híbridos (Riding, 2008, 2011) e pode indicar uma sazonalidade ou ciclicidade de alta frequência, que propiciou uma ciclicidade de eventos que desencadearam superstauração de aragonita, como sugerido por Vieira *et al.* (2015).

Os pseudomorfos de aragonita são formados por cristais finos e delicados, sem evidência de retrabalhamento o que faz presumir que foram depositados em ambiente de baixa energia, provavelmente abaixo do nível de base das ondas de tempestade. A ausência de estruturas indicativas de fluxos oscilatórios, de correntes trativas, e de feições de exposição reforça esta hipótese. Fácies semelhantes, de carbonatos neoproterozóicos associados a ambientes de águas profundas contendo pseudomorfos de aragonita já foram reportadas tanto em outras porções da Bacia do São Francisco, como em outras partes do mundo (Vieira, 2007; Kennedy, 1996; Pruss *et al.*, 2008; Reis, 2013).

### 5.1.3 Fácies Estromatólito Estratiforme argiloso (ETR-ag)

A fácies ETR-ag é a mais representativa da área de estudo, onde constitui pacotes com até 45 m de espessura. Este é um intervalo relativamente monótono de rochas de cor cinza, finamente laminadas, com intercalação milimétrica de lâminas cinza claro com lâminas escuras, castanho avermelhadas a bege amarronzadas (figuras 5.7A, 5.7B). Esta laminação descontínua, de aspecto “enrugado” (*wrinkled*), localmente pode formar domos suaves com concavidade para baixo (figuras 5.7A e 5.8A).



**Figura 5.7.** A) Laminação de aspecto “enrugado” e descontínuo, localmente apresentando domos; B) Detalhe da intercalação de lâminas claras, de cor cinza claro, com lâminas escuras castanho avermelhadas.

O *set* com o par claro/escuro tem espessura média de 4,5 mm, onde as lâminas claras são mais homogêneas e espessas (1,0 a 5,0 mm), ao passo que as lâminas escuras, mais delgadas (0,1 a 3,0 mm) (Figura 5.8A), e irregulares apresentam filamentos horizontalmente orientados. Para melhor compreender esta intercalação foram realizadas difrações de raios X (Tabela 5.2) e análises isotópicas (C, O) (Tabela 5.3), de forma segregada, nas lâminas claras e escuras.

**Tabela 5.2.** Resultados de análises de difração de raios X nas lâminas claras (lc) e escuras (le), de amostras do Perfil Sapé (SA) e Riacho da Cruz (RC).

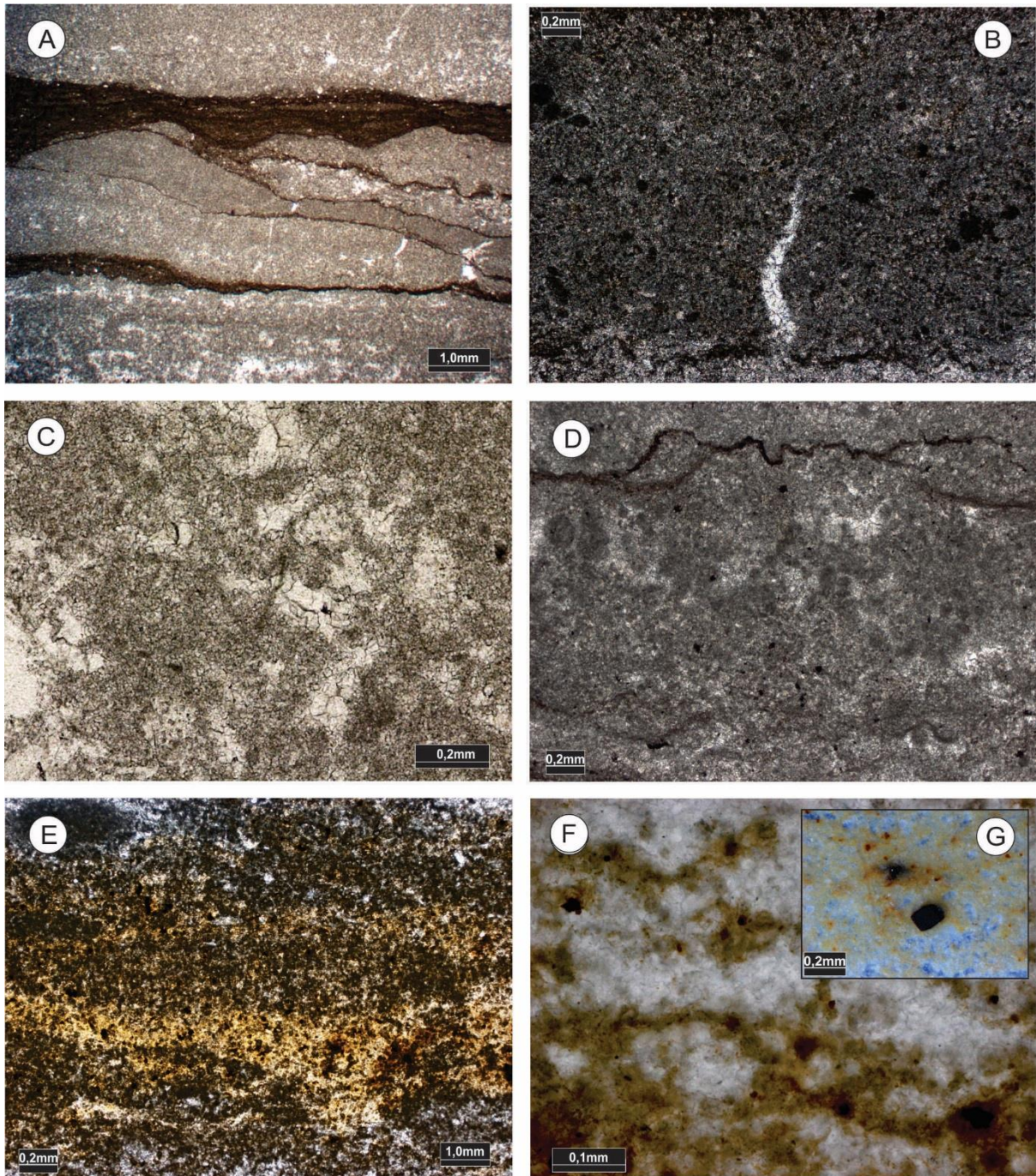
Amostra	CAL (%)	QTZ (%)	DOL (%)	FLD (%)	ARG (%)
SA (lc)	73,1	11,6	7,9		7,5
SA (le)	45,8	17,9	1,6	8,5	26
RC (lc)	86,5	11,6	0,2		1,6
RC (le)	58	10,51	20,8		10,6

Legenda: QTZ = Quartzo; CAL=Calcita; DOL = Dolomita; FLD = Feldspato; ARG = Argilominerais.

As lâminas claras são predominantemente calcíticas (Tabela 5.2), caracterizadas por micrita com textura micro-grumosa a micro-peloidal, e localmente apresentam nódulos, pelóides, e filamentos reliquiares que podem ocorrer envoltos por esparita/micro-esparita (figuras 5.8B, 5.8C e 5.8D). Estas características microtexturais indicam que processos de calcificação de EPS, filamentos e células de bactérias estão associados a estas lâminas (Riding, 2000).

As lâminas escuras apresentam maiores contribuições de argilominerais, hidróxidos de ferro, e matéria orgânica (Tabela 5.2, figuras 5.8E, 5.8F). Estas lâminas normalmente apresentam micrita com textura micro-peloidal/ micro-grumosa, marcada por arranjo denso de pelóides entremeados por filamentos (figuras 5.8E e 5.8F). Hidróxidos de ferro com hábito cúbico, sugestivos de pseudomorfos de pirita (5.8G), ocorrem disseminados. Estes hidróxidos de ferro, provavelmente são formados por limonita, e por isso não foram detectados nas análises de DRX. Os principais processos associados a estas lâminas são a calcificação de filamentos/ EPS e a decantação de sedimentos pelágicos (lama/ argila) em suspensão na coluna d'água.





**Figura 5.8.** A) Intercalação de lâminas claras, localmente dômicas, com lâminas escuras filamentosas e argilosas, 1,25x, pp; B) Detalhe de textura micro-grumosa na lâmina clara, 5x, pp; C) Filamentos reliquiares na lâmina clara, 20x, pp.; D) Pelóides e textura micro-grumosa na lâmina clara, 5x, pp; E) Detalhe da lâmina escura constituída por micrita micro-grumosa/ peloidal densa, filamentos e argilominerais, 5x, pp; F) Detalhe de filamentos reliquiares na lâmina escura, 20x, pp; G) Hidróxido de ferro (provável limonita) com hábito cúbico (Possível pseudomorfo de pirita) na lâmina escura, 20x, rl;

A laminação irregular de aspecto enrugado desta fácies é sugestiva de rochas constituídas por esteiras microbiais litificadas (Schieber, 1986). Além desta estrutura, a presença de características texturais internas às lâminas, tais como microtextura grumosa, peloidal e filamentosa são preconizadas por diversos autores como pré-requisitos para o

reconhecimento de origem orgânica (Monty, 1976; Riding, 2000; Scholle e Ulmer-Scholle, 2003), reforçando a origem biogênica destes estratos. Estas rochas foram denominadas estromatólitos, de acordo com a definição proposta por Riding (2000), que definiu o termo como “depósitos bentônicos laminados”, abrangendo tanto morfologias dômicas e colunares, como planares.

A ausência de estruturas dômicas e colunares é uma feição recorrente em estromatólitos de água profunda (Playford *et al.* 1976; Grotzinger e Al-Rawahi, 2014), onde baixas taxas de sedimentação, e de energia do sistema favorecem a formação e preservação de fácies planares de grande extensão lateral (Dromart *et al.* 1992,1994). A presença de níveis argilosos, e a ausência de estruturas trativas, dessecativas, ou intercalações de fácies de maior energia, como *grainstones* e *rudstones*, corroboram um ambiente de águas calmas e profundas para esta fácies, provavelmente depositada na zona fótica, abaixo do nível de base das ondas de tempestade, em profundidades entre 40m e 200m.

As rochas desta fácies são constituídas pela intercalação de níveis filamentosos com níveis resultantes predominantemente da calcificação de material mucilaginoso do EPS. Esta intercalação rítmica da abundância de níveis filamentosos pode estar refletindo uma variação sazonal com influência de parâmetros ambientais, responsável pela intercalação de períodos favoráveis à proliferação microbial com períodos mais inóspitos (Ruiji e Leiming, 2011).

Desta forma, os níveis orgânicos e filamentosos poderiam estar associados com períodos com maior luminosidade ou com menor influxo sedimentar, que teria favorecido o desenvolvimento de colônias microbiais, enquanto nos outros períodos, condições mais inóspitas teriam reduzido as colônias microbiais, e aumentado o EPS que constitui mecanismo de proteção destes microrganismos.

Uma outra origem possível para esta bilaminação pode estar associada com a distribuição vertical de propriedades físicas como a luz, e de elementos químicos como o oxigênio e o enxofre no interior das esteiras microbiais. Esta distribuição apresenta um gradiente muito acentuado, responsável pela redução do oxigênio para níveis praticamente nulos em poucos milímetros (Grotzinger e Knoll, 1999; Riding, 2000).

Desta forma, ocorrem microambientes específicos responsáveis por uma estratificação de alguns milímetros, onde cianobactérias se concentram no topo supersaturado em oxigênio, e bactérias heterotróficas ficam na base das esteiras, decompondo a matéria orgânica gerada no nível superior, através da redução de sulfato e outros processos metabólicos (Grotzinger e Knoll, 1999; Riding, 2000). Segundo Stall (2012), esta variação vertical de propriedades

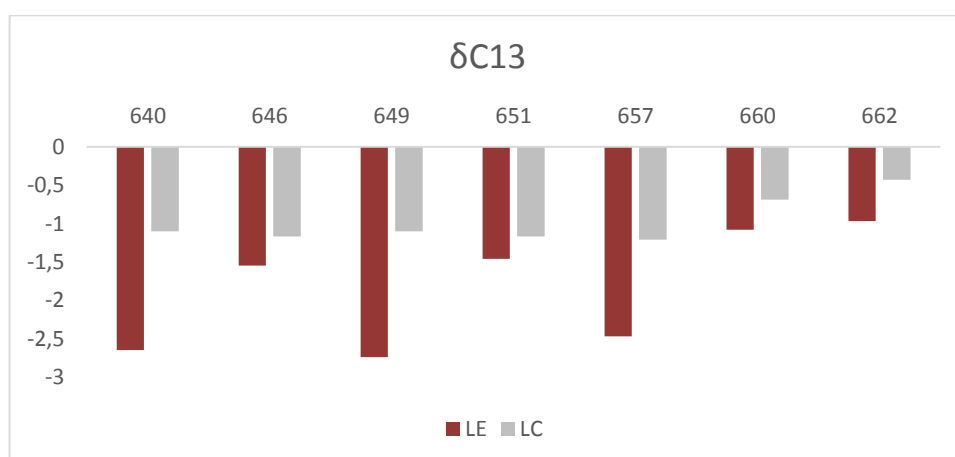
físico-químicas associada ao caráter flutuante da taxa de acreção sedimentar resulta na laminação das esteiras microbiais.

De acordo com Grotzinger e Knoll (1999) os filmes de matéria orgânica dos estromatólitos, provavelmente são resultantes das elevadas taxas com que as cianobactérias são decompostas na base das esteiras pelas bactérias heterotróficas.

Desta forma, as lâminas escuras dos estromatólitos da fácies ETR-ag podem corresponder aos níveis basais, onde predominam bactérias heterotróficas, e as lâminas claras ao topo das esteiras microbiais, onde predominam as bactérias fotossintéticas. As lâminas claras também são normalmente mais espessas, pois nelas se concentram importantes processos de acreção, como o trapeamento e a aglutinação de grãos (*trapping and binding*) (Grotzinger e Knoll, 1999).

Os dados isotópicos, obtidos em amostras segregadas de lâminas claras e escuras, mostram valores sistematicamente mais negativos de  $\delta C^{13}$  nas lâminas escuras (Tabela 5.3), o que pode estar refletindo a presença de comunidades diferentes de bactérias, possivelmente com bactérias redutoras de sulfato nas lâminas mais escuras, e cianobactérias fotossintéticas nas lâminas claras. A presença de pseudomorfo de pirita também sugerem que as lâminas escuras possam estar associadas a bactérias heterotróficas, pois pirita autigênica comumente tem sua origem associada a processos de redução de sulfato por bactérias. No entanto, esta diferença isotópica também pode estar refletindo apenas que nas lâminas escuras houve uma maior atividade microbiana, o que foi responsável pelo maior fracionamento do carbono.

**Tabela 5.3.** Valores isotópicos obtidos nas lâminas claras (LC) e escuras (LE) da associação de fácies ETR-ag. No eixo das ordenadas são apresentados valores de  $\delta C^{13}$  (‰), e no eixo das abcissas as cotas em metros.



## 5.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES PLATAFORMA INTERNA (PLI)

A associação de fácies de plataforma interna (PLI) está concordantemente sobreposta às rochas da fácies ETR-ag, e possui uma espessura de cerca de 30m. É composta por *grainstones* peloidais cinza escuros, com estratificações *hummocky* (GST-pehc), intercalados com lâminas de trombolitos nodulares (TRO-no).

### 5.2.1 Fácies *Grainstone* Peloidal com *hummocky* (GST-pehc)

Esta fácies é constituída por camadas decimétricas (10-40 cm) contendo *grainstones* com estratificações *hummocky*, estratificações plano-paralelas e níveis trombolíticos (figuras 5.9A, e 5.9B). As estratificações *hummocky* da base desta fácies são de pequeno porte, normalmente com espessuras inferiores a 10 centímetros, e ondulações fora de fase com cerca de 20 cm de comprimento (figuras 5.10, 5.13). Para o topo do pacote, estas estruturas evoluem para ondulações de médio porte com espessuras decimétricas e comprimentos de onda acima de um metro (Figura 5.11). Os níveis trombolíticos apresentam espessuras milimétricas a centimétricas, e são caracterizados por textura macroscópica grumosa/nodular, localmente com laminação descontínua e mal desenvolvida (Figura 5.9B).



**Figura 5.9.** A) Estratificação bem definida do *grainstone* com camadas de 10 a 30 cm; B) Intercalação de trombolito com níveis de *grainstone*.

No interior das camadas do *grainstone* sobressai uma laminação, delineada por lâminas com espessuras entre 1 e 2 mm dispostas paralelamente, ou com truncamentos de baixo ângulo que acompanham as ondulações das superfícies dos *hummockys* (figuras 5.10, 5.12A). Esta laminação milimétrica, observada em afloramento e em seções delgadas sugere

uma granulometria inferior a areia média, provavelmente entre areia fina e silte para este *grainstone*.



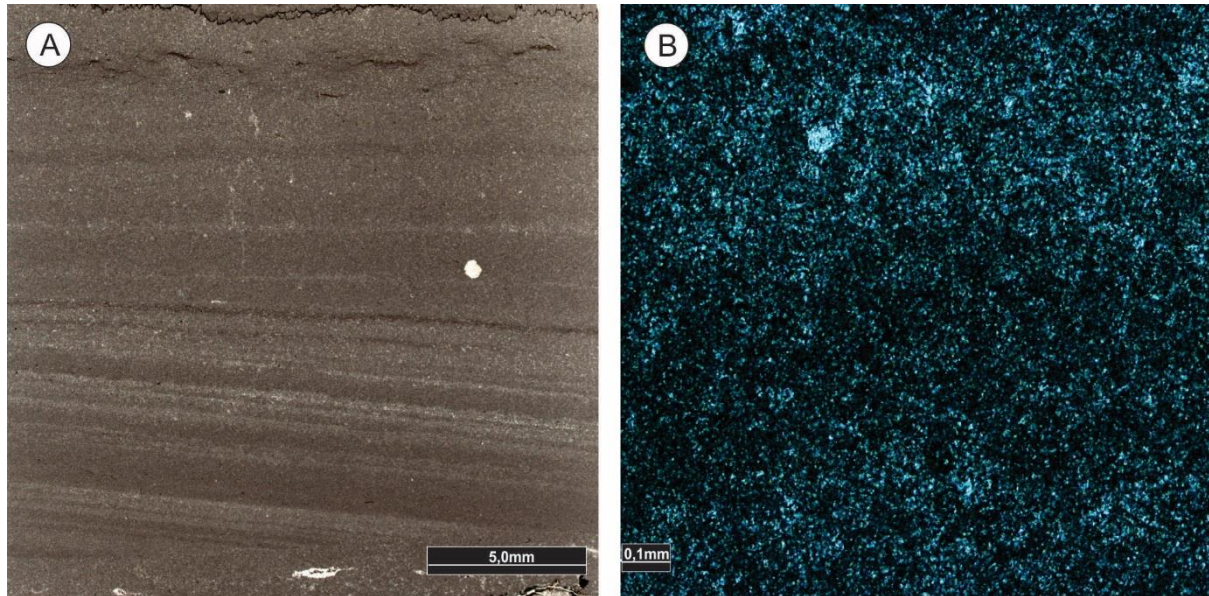
**Figura 5.10.** Detalhe da laminação interna do *grainstone* com truncamentos (*hummockys*) e feições sugestivas de *lags* na base (seta branca).



**Figura 5.11.** Estratificação *hummocky* de espessura decimétrica e comprimento de onda métrico, no topo da fácies GST-pehc.

As amostras desta fácies estão recristalizadas de tal forma que as feições primárias, principalmente texturais, foram parcialmente obliteradas, dificultando o reconhecimento das partículas aloquímicas. Nas porções mais preservadas são observados fantasmas de partículas

arredondadas sugestivas de pelóides, com o auxílio do cartão branco de Folk (1987) (Figura 5.12B). Estas partículas possuem granulometria areia fina/silte, são cimentadas por calcita (microesparita), e não ocorrem entremeadas por matriz. A granulometria observada nestes pelóides está coerente com a granulometria comumente encontrada em rochas com estratificações *hummocky*.

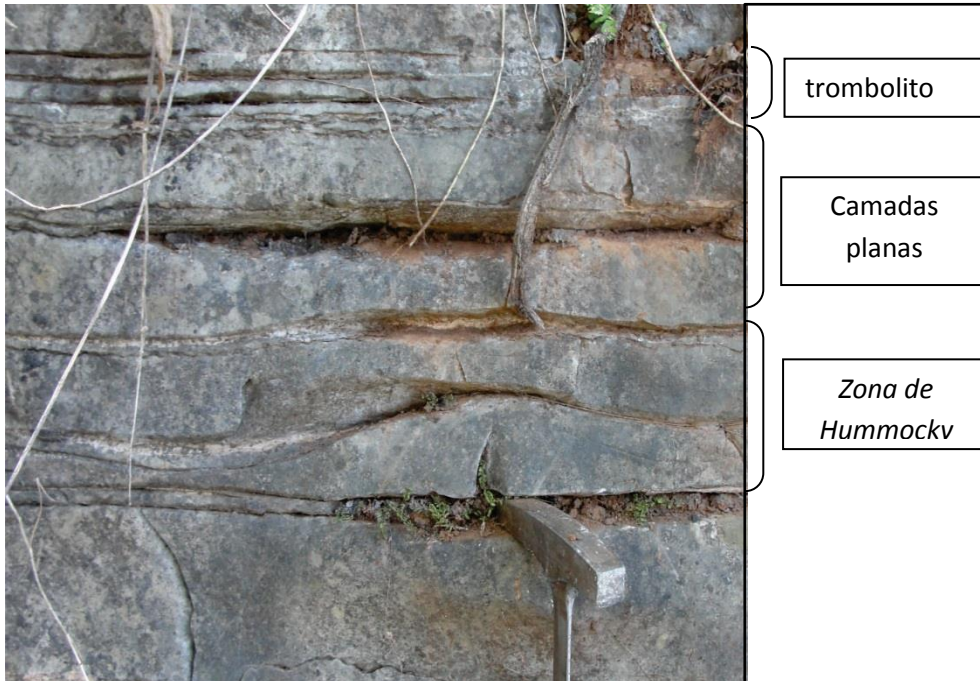


**Figura 5.12.** A) *Grainstone* peloidal laminado com trombolito no topo, FM, 2,5x, pp; B) Detalhe de fantasmas de partículas peloidais de granulometria areia fina/silte, em fotomicrografia obtida com cartão branco de Folk, 10x, pp.

As estruturas sedimentares associadas com estratificações *hummocky* normalmente formam sucessões repetitivas, e segundo Dott e Bourgeois (1982), uma sequência idealizada de um ciclo tempestítico é formada por uma base com *lags* e/ou marcas de sola, sucedida por uma zona com diversas superfícies de truncamento e ondulações fora de fase, que por sua vez é sucedida por uma zona de camadas planas. Esta zona com camadas planas é recoberta por uma zona com *ripples* cruzados e/ou simétricos, que finalmente é sobreposta por uma camada de lamito ou silito mais ou menos bioturbado.

Os ciclos observados para esta associação de fácies têm uma espessura média de 50 cm, e apresentam uma porção basal constituída por camadas com superfícies de truncamento de baixo ângulo (zona de *humocky*), com feições sugestivas de *lags* na base (Figura 5.10). Esta porção basal é sucedida por uma porção intermediária formada por camadas com estratificações plano paralelas (figuras 5.10, 5.13), capeada por uma porção superior composta por trombolitos (Figura 5.13). Esta sequência indica eventos de tempestades sucedidos por uma melhoria nas condições de tempo. Para a colonização de esteiras microbiais coesas e que recubram homoganeamente o substrato são necessários períodos de

várias semanas sem sedimentação, caracterizando períodos “sedentários” (Gerdes, 2007). Os trombolitos provavelmente correspondem aos lamitos/ siltitos bioturbados da sequência idealizada de Dott e Burgeois (1982), correspondendo aos períodos de melhoria das condições climáticas e de maior calmaria dentro do ciclo.



**Figura 5.13.** Ciclo tempestítico formado por superfícies truncadas (zona de *hummocky*), camadas plano paralelas e trombolito.

Os ciclos observados não apresentam a zona de ripples da sequência idealizada de Dott e Burgeois (1982), provavelmente porque foram depositados abaixo do nível de base das ondas de tempo bom.

### 5.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES *SHOREFACE* (SFE)

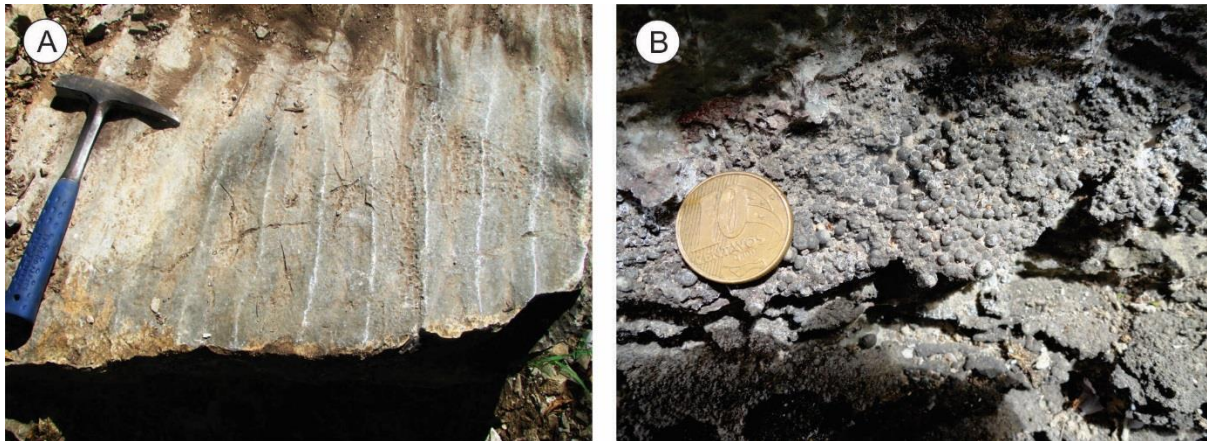
A associação de fácies *shoreface* compreende pacotes de cerca de 10m que sucedem de forma gradacional a associação de fácies plataforma interna.

#### 5.3.1 Facies *grainstone* com marcas de ondas (GST-mo)

A associação de fácies SFE é caracterizada por *grainstones* com marcas de ondas (GST-mo), que apresentam estratificações plano paralelas, lentes de *grainstones* oolíticos e intercalações trombolíticas (TRO-no). As *ripples* têm um comprimento de onda de cerca de 7cm, e normalmente apresentam cristas simétricas e contínuas (Figura 5.14A). Os *grainstones* oolíticos formam níveis de até um metro de espessura, constituídos por ooides grossos/ muito grossos com envelopamento concêntrico (Figura 5.14B).

Subordinadamente, ocorrem estratificações *hummocky* e estruturas sugestivas de gretas de contração. As estratificações *hummocky* ocorrem principalmente na base do pacote, e as gretas de contração foram observadas no topo.

Nesta associação de fácies, a espessura dos níveis de trombolitos é maior do que na associação PLI, podendo constituir camadas decimétricas intercaladas aos *grainstones*.



**Figura 5.14** A) Marcas de ondas simétricas; B) Detalhe de *grainstone* oolítico

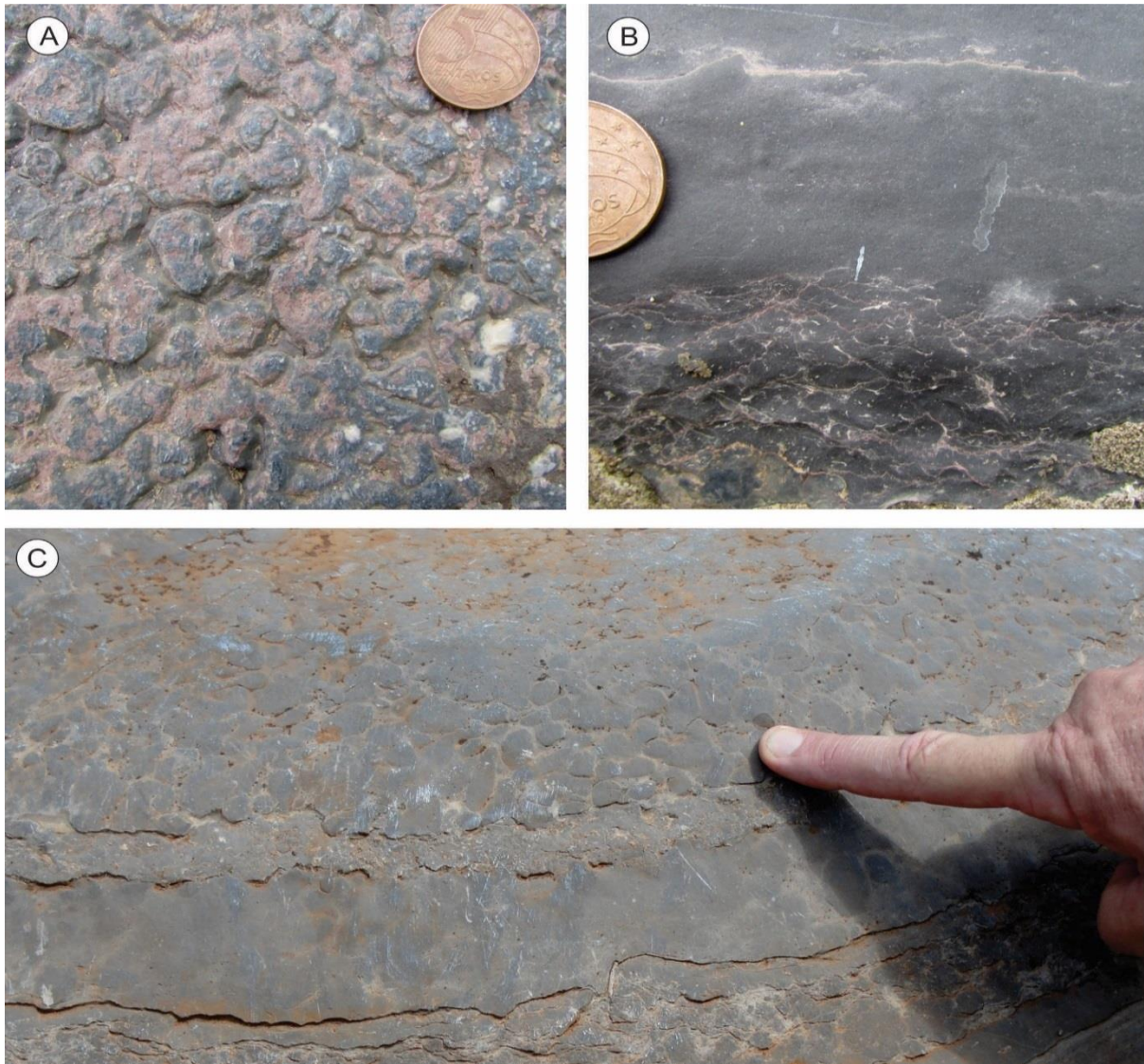
A presença de *ripples* indicam retrabalhamento dos sedimentos por fluxos oscilatórios de baixa intensidade, em um ambiente submaré raso, influenciado por ondas de bom tempo. A presença de lentes de *grainstones* oolíticos corrobora um ambiente de águas rasas e agitadas, com retrabalhamento por ondas ou correntes.

### 5.3.2 Fácies Trombolito Nodular (TRO-no)

Os trombolitos (TRO-no) ocorrem intercalados nas associações de fácies PLI e SFE, e são caracterizados pela textura macroscópica grumosa/ nodular. Na visão em planta, os grumos formam segmentos regulares e arredondados, com diâmetros de poucos milímetros a sub-centimétricos (figuras 5.15A e 5.15C). Em seção, observa-se que estes grumos são mais alongados e apresentam o topo com concavidade para baixo (Figura 5.15B), que resulta na formação de semi-esferas mamiliformes observadas na visão em planta.

Na análise microscópica os segmentos ou grumos apresentam textura filamentosa/micro-grumosa, e são envoltos por filmes de material amarronzado, rico em matéria orgânica (figuras 5.16A, 5.17A, e 5.17B). Esferulitos de calcedônia ocorrem disseminados nas amostras analisadas, apresentando-se isolados ou aglutinados em formatos de guirlandas (figuras 5.16A e 5.16B). Estas estruturas podem estar associadas à atividade microbiana ou à processos oriundos da eodiagênese, semelhantes àqueles responsáveis pela formação de nódulos e concreções.

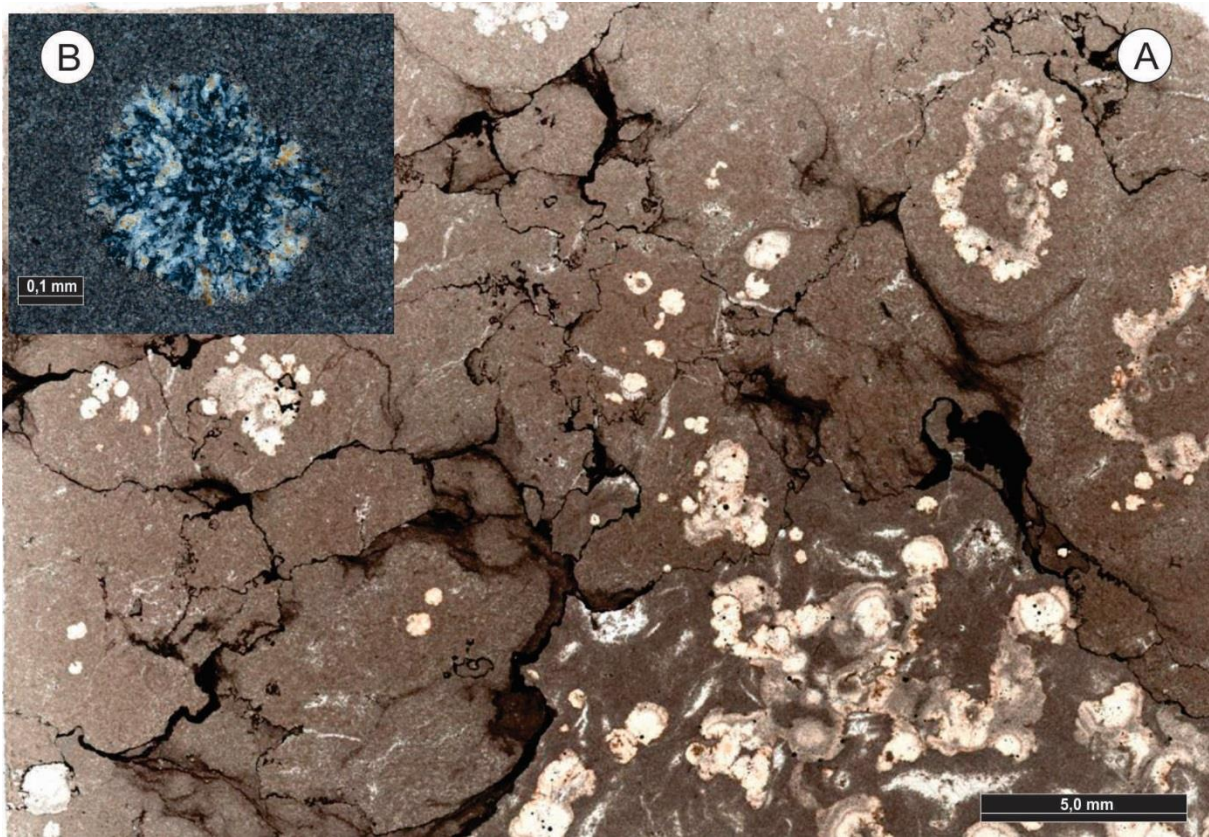




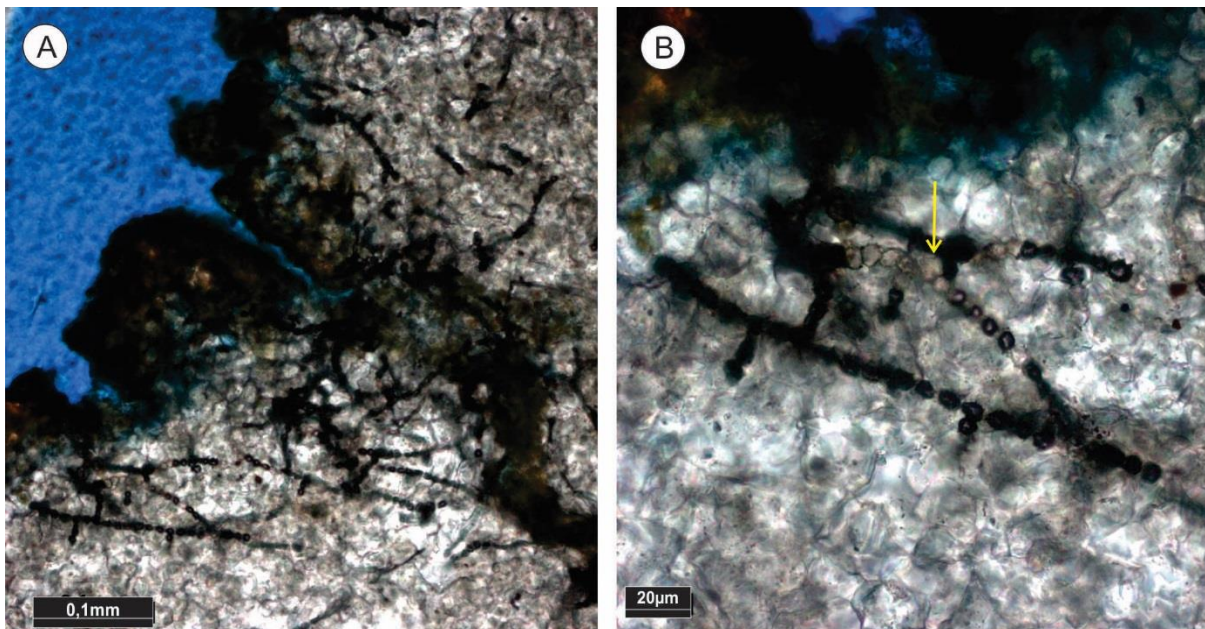
**Figura 5.15.** A) Visão em planta do trombolitos com semi-esferas mamiliformes; B) Vista em seção do trombolito; C) Nível decimétrico de trombolito com grumos arredondados com aproximadamente 1 cm.

No interior e arredor dos filmes de matéria orgânica foram identificados filamentos fossilizados bem preservados compostos por células arredondadas de bactérias (figuras 5.17A, 5.17B). A morfologia das células e filamentos é sugestiva de cianobactérias. As estruturas observadas apresentam uma cadeia constituída predominantemente por células menores, com diâmetros entre 5 e 7  $\mu\text{m}$ , e secundariamente por células maiores e mais arredondadas, com diâmetros de 7 a 15 $\mu\text{m}$  (indicado pela seta amarela na Figura 5.17B). As células menores, provavelmente correspondem às células vegetativas, que realizam a fotossíntese a partir do oxigênio. As células maiores podem constituir heterocistos, que têm a função de fixar e armazenar o nitrogênio (Kumar *et al*, 2010). As cianobactérias podem estar presentes em uma grande diversidade de ambientes, desde solos úmidos e águas doces a ambientes marinhos. Embora estes fósseis não possam ser utilizados para determinar o

paleoambiente, as esteiras microbiais que resultam da sua atividade indicam uma pausa ou diminuição do suprimento sedimentar importante dentro do ciclo sedimentar (Gerdes, 2007).



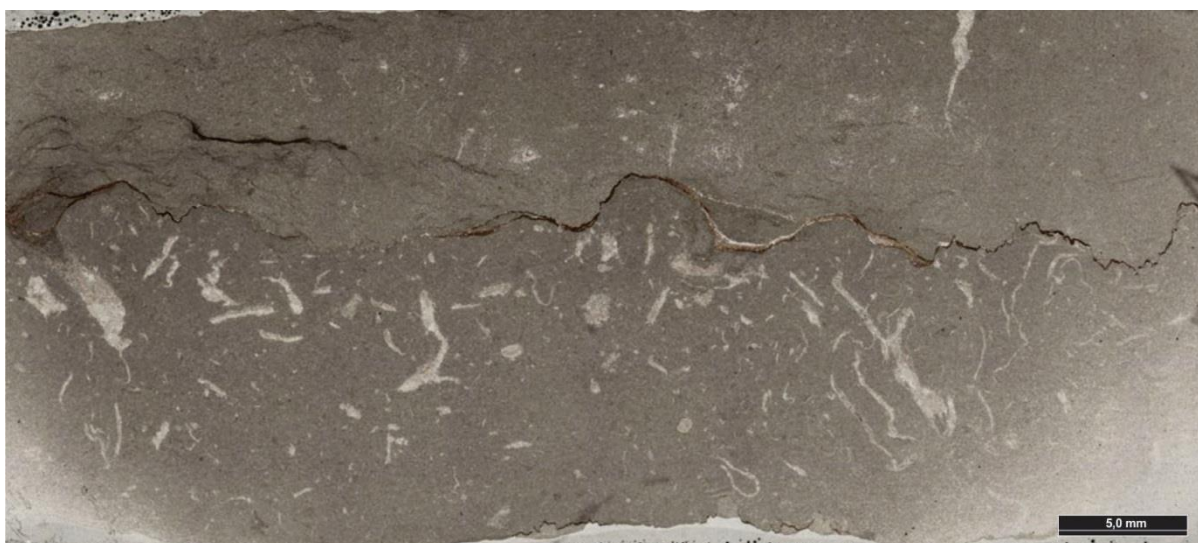
**Figura 5.16.** A) Trombolito com textura filamentosa, com nódulos envoltos por matéria orgânica, e esferulitos de calcedônia disseminados, FM, 2,5x, pp; B) Esferulito de calcedônia, 10x, px.



**Figura 5.17.** A) Emaranhando de filamentos de cianobactérias associados com matéria orgânica, 20x, pp; B) Células de cianobactérias cocoidais formando filamentos bem preservados. A seta indica célula de heterocisto, 50x, pp.

### 5.3.2.1 Fósseis do gênero *Cloudina*

No interior de níveis de trombolitos da associação de fácies SFE foram identificados raros níveis contendo conchas carbonáticas, entremeadas por material micro-grumoso, e limitados no topo por pequenos domos trombolíticos (Figura 5.18). Estas conchas são constituídas por mosaico médio/grosso de calcita (Figura 5.19F), e compreendem carapaças pouco fragmentadas, com comprimento variando de 1 a 8 mm e diâmetros entre 0,5 e 1,5 mm, quando articuladas. As maiores estruturas estão dispostas ligeiramente inclinadas para o mesmo sentido, o que pode sugerir preservação *in-situ*, no interior de esteiras microbiais.

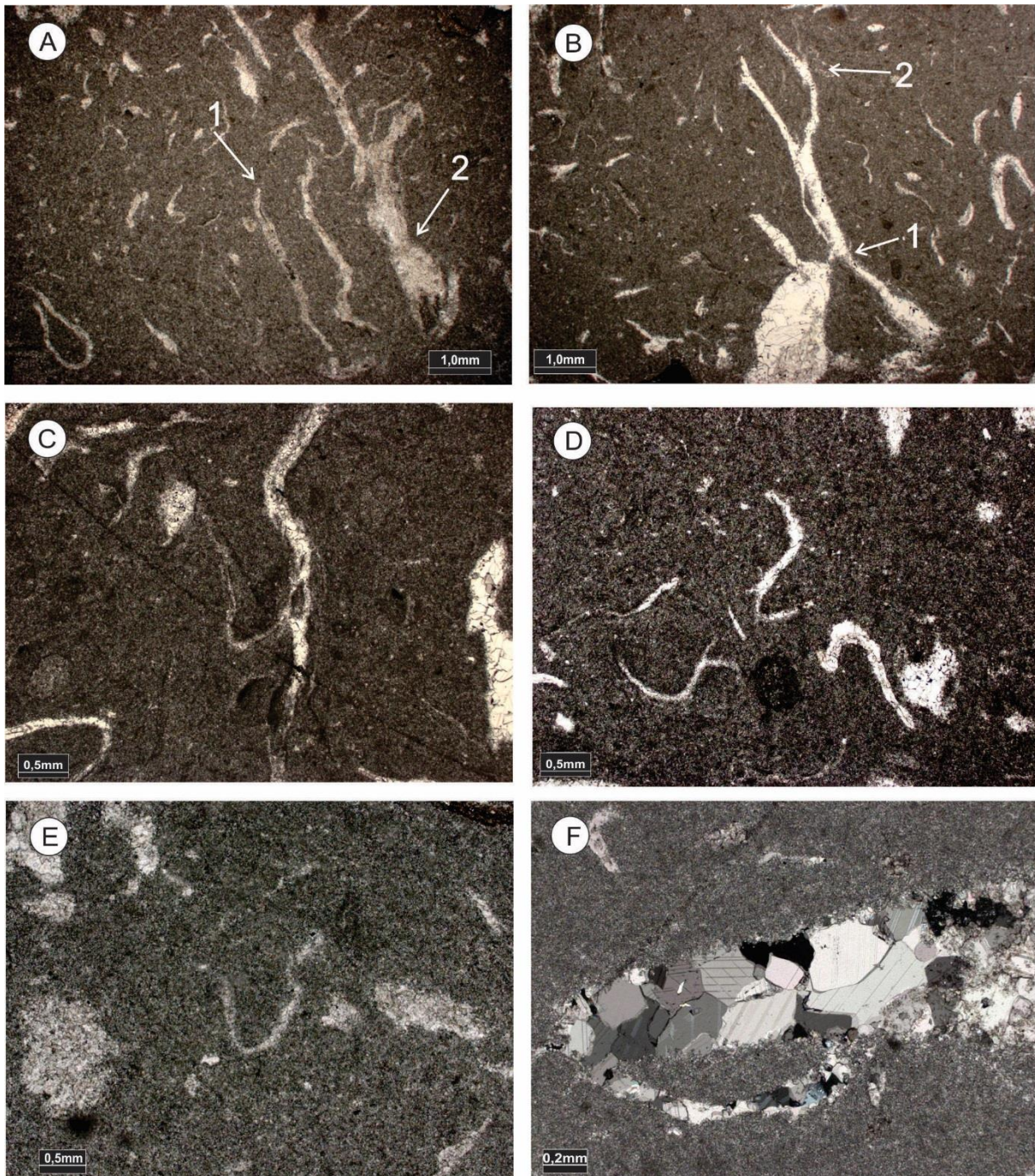


**Figura 5.18.** Carapaças carbonáticas de *Cloudina* em nível trombolítico. Notar que pequenos domos trombolíticos limitam o topo das ocorrências e que as maiores conchas estão ligeiramente inclinadas para esquerda, FM, 2,5x, pp.

Os exemplares mais completos apresentam formas alongadas, constituídas por estruturas tubulares, com abertura apical, e oclusão basal. Em cortes longitudinais, estas estruturas normalmente apresentam formato em “U” com paredes delgadas com espessuras em torno de 0,25 mm (figuras 5.19A, 5.19B, e 5.19C). Em alguns espécimes foram verificadas estruturas de cones empilhados (figuras 5.19A, e 5.19B), e projeções laterais sugestivas de ramificações (*budding?*) (Figura 5.19B). Conchas menores com formas de cálice/cone, ou constituindo estruturas delicadas e sinuosas, ocorrem dispersas nas amostras analisadas e provavelmente sofreram algum retrabalhamento. (figuras 5.19D e 5.19E).

O gênero *Cloudina* constitui um dos primeiros organismos com evidências de biomineralização, e é um importante fóssil índice do final do Ediacarano (Grant, 1990) atribuído ao intervalo de 550-542 Ma (Grotzinger *et al.* 1995; Amthor *et al.*, 2003). Segundo Gaucher e Germs (2010), o gênero *Cloudina* é caracterizado por conchas calcárias tubulares, com paredes retas, curvas ou sinuosas, com extremidade aberta na porção distal, e oclusa na

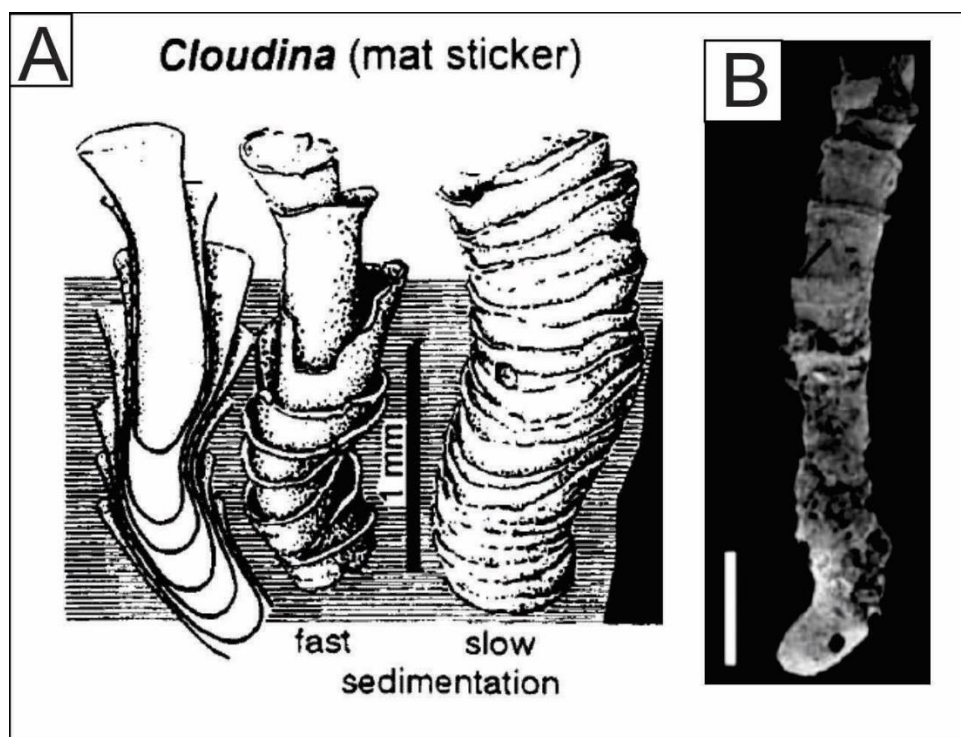
porção proximal (figuras 5.20A, 5.20B). Estes fósseis apresentam estruturas do tipo tronco de cones empilhados, cujos eixos frequentemente não são paralelos.



**Figura 5.19.** Fotomicrografias de *Cloudina*. A) Cone semi-completo com extremidade apical aberta e extremidade basal oclusa (1), estrutura cone em cone (2), 1,25x, pp; B) Cones empilhados (1) e ramificação lateral? (2), 1,25x pp; C) Cone em exemplar sinuoso, 2,5x, pp; D) Conchas encurvadas/sinuosas, 2,5x, pp; E) Cone com abas laterais, 2,5x, pp. F) Detalhe de concha preenchida por calcita espática média a grossa com textura mosaico, 5x, px.

Seilacher (1999) interpreta *Cloudina* como organismos que viviam dentro do substrato, com a porção oral na interface água/ sedimento, onde à medida que a acreção sedimentar ocorria, um novo cone se formava na estrutura exoesquelética do organismo, o

que teria permitido o desenvolvimento de diferentes morfologias de acordo com a taxa de acreção (Figura 5.20A).



**Figura 5.20.** A) Crescimento da concha calcária através do empilhamento de cones dentro do substrato, com diferentes morfologias de acordo com a taxa de sedimentação (modificado de Seilacher, 1999); B) Exemplar de *Cloudina* com diversos segmentos encaixados e porção basal oclusa, escala mede 0,28mm (Fonte: Chen *et al.*, 2008).

Seilacher (1999) também atribui uma natureza microbial para o substrato, utilizando a expressão *mat sticker* para estes fósseis. A associação de *Cloudina* com microbialitos, especialmente trombolitos, foi reportada por diversos autores com exemplos de ocorrências na Namíbia, Canadá, Omã e Brasil (Meira, 2011). No Brasil, Kerber (2015) registrou a ocorrência de amostras autóctones do gênero em meio a biolaminitos da Formação Tamengo, indicando ambiente de vida associado com cianobactérias, e Warren *et al.* (2014) descreveram fósseis de *Cloudina* em intercalações de *grainstones* e trombolitos da Formação Sete Lagoas na região de Januária.

Quando os fósseis de *Cloudina* foram descritos pela primeira vez, na Namíbia, duas espécies foram identificadas. A maior, denominada *Cloudina hartmannae*, apresenta diâmetros entre 2,5 e 6,5mm, e a menor, denominada *Cloudina Riemkeae*, possui diâmetros entre 0,3 e 1,5mm (Germs, 1972). Segundo Grant (1990) estas duas espécies foram determinadas devido a uma distribuição bimodal do tamanho das conchas, sendo

diferenciadas apenas com base no tamanho. O intervalo de tamanho observado nos fósseis descritos em Januária sugere que estes pertençam à espécie *Cloudina Riemkeae*.

#### 5.4 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES INTERMARÉ/ SUPRAMARÉ– (ISU)

A associação de fácies intermaré/ supramaré compreende *rudstones* intraclásticos lamelares (RDT-lm), intercalados com laminitos lisos (LMT-lo). Esta associação constitui pacotes com 12 a 35 metros de espessura, concordantemente sobrepostos à associação de fácies *shoreface*. O contato entre as duas associações é gradacional, marcado por intercalações do laminito, ou do *rudstone*, nos *grainstones* da associação de fácies *shoreface*.

##### 5.4.1 Fácies *rudstone* lamelar (RUD-lm)

Os níveis de *rudstone* são intercalados por camadas decimétricas a métricas de laminito. Na base da associação ISU, os pacotes de *rudstone* são delgados, com lentes de cerca de 20 cm, que vão se espessando gradativamente para o topo, até formarem camadas com 2 a 3 metros de espessura (Figura 5.21). Estes *rudstones* frequentemente apresentam aspecto maciço nos afloramentos, e ocorrem no topo dos perfis estratigráficos, formando chapadões que sustentam o relevo.

No geral, predominam camadas tabulares com grande extensão lateral. Porém, localmente são observados contatos basais erosivos, que truncam as camadas de laminito sotopostas, dando origem a estruturas típicas de canais (Figura 5.22A).

A fácies RUD-lm é constituída por intraclastos lamelares, milimétricos a decimétricos, de espessura média em torno de 1 cm, que ocorrem preferencialmente sub-horizontais, localmente imbricados (Figura 5.22B). Os intraclastos apresentam textura microesparítica, por vezes micro-grumosa, e podem conter filamentos esparsos, alguns constituídos por estruturas arredondadas com diâmetros entre 5 e 10  $\mu\text{m}$ , sugestivas de células de cianobactérias (Figura 5.23E e 5.23F). Fraturas verticais em V, preenchidas por calcita espática são comuns (Figura 5.23A). Os intraclastos ocorrem entremeados por matriz de cor amarronzada, constituída por argilominerais, hidróxidos de ferro, e matéria orgânica (?). Nesta matriz foi identificada textura micro-grumosa/ peloidal e filamentosa (Figura 5.23C). O formato tabular dos intraclastos sugere que a rocha fonte já havia sido, pelo menos, parcialmente litificada. As fraturas preenchidas por esparita provavelmente são estruturas originadas a partir de ressecamento, seguido de contração e fraturamento. Estas feições e a matriz com características sugestivas de *terra rossa* sugerem que houve exposição subaérea destes sedimentos, em clima árido e quente, o que favoreceu a litificação precoce.



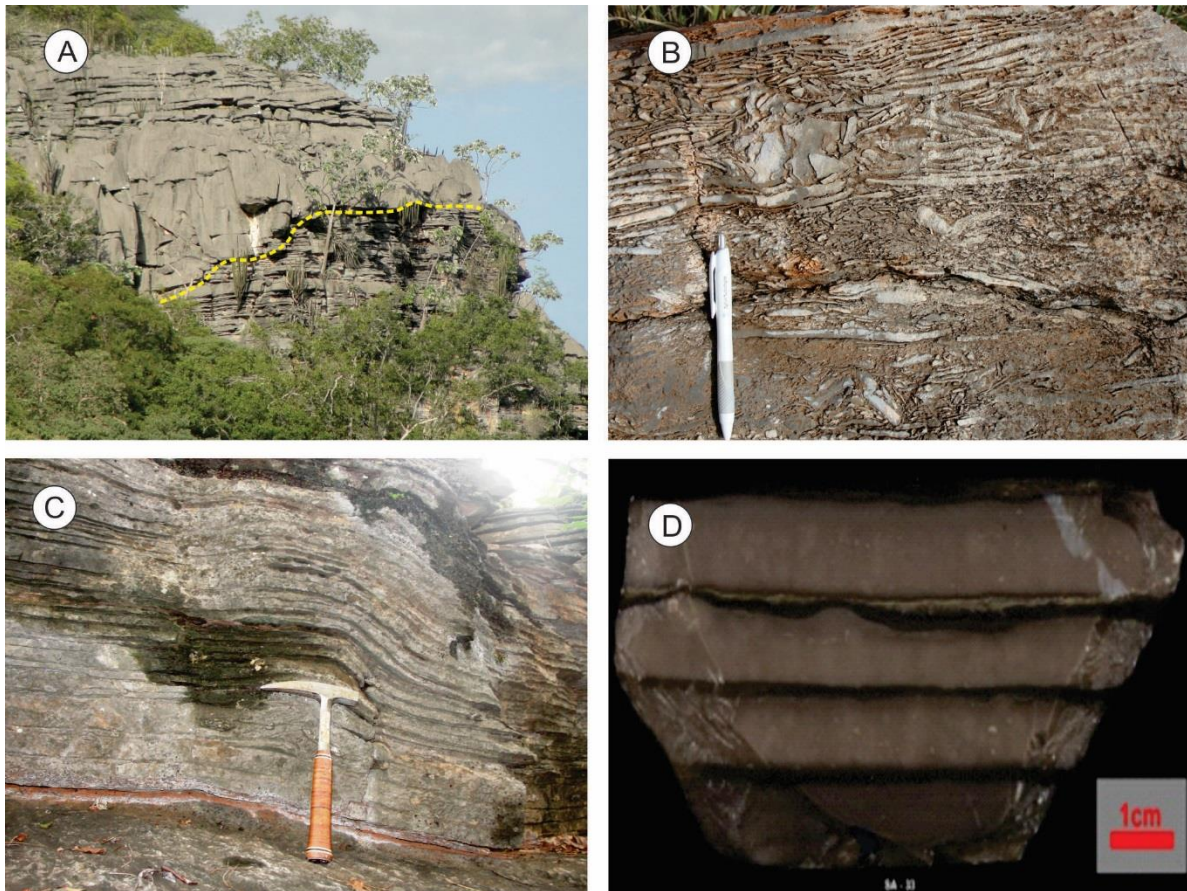
**Figura 5.21** Intercalação de camadas métricas de rudstone com camadas decimétricas de laminito.

Alguns afloramentos desta associação de fácies apresentam estruturas deformacionais, como dobras e perturbações laminares (Subcapítulo 2.3.2.1). O aspecto irregular, a ausência de fraturas e/ou clivagem plano axial, e o caráter isolado, geralmente restrito a um determinado pacote, sugerem deformações geradas em sedimentos inconsolidados a parcialmente litificados (*soft sediment deformation*), possivelmente provocadas por ondas de tempestade.

#### **5.4.2 Fácies laminito liso (LMT-lo)**

A fácies LMT-lo apresenta laminação lisa (Figura 5.22C), caracterizada pela intercalação regular de níveis claros, de espessura centimétrica, com lâminas amarronzadas de poucos milímetros de espessura (Figura 5.22D). As lâminas claras possuem textura microesparítica, e localmente apresentam fantasmas sugestivos de constituintes peloidais, de granulometria areia fina. As lâminas marrons são filamentosas, com contribuição de argilominerais, dolomita, e matéria orgânica (?) (figuras 5.23B, 5.23D). Fraturas em V atravessam as lâminas claras e são interrompidas no contato com as lâminas escuras (Figura 5.23B). Estas características indicam a alternância de processos de sedimentação associados a atividade microbial/decantação de finos, com eventos sugestivos de maior energia, com exposição subaérea, que são característicos de ambiente de planície de maré. Demicco e Hardie (1994) atribuem carbonatos finamente laminados, com intercalações lamosas, ricas

em matéria orgânica (esteiras microbiais), com lâminas de constituintes peloidais a depósitos de planície de maré.

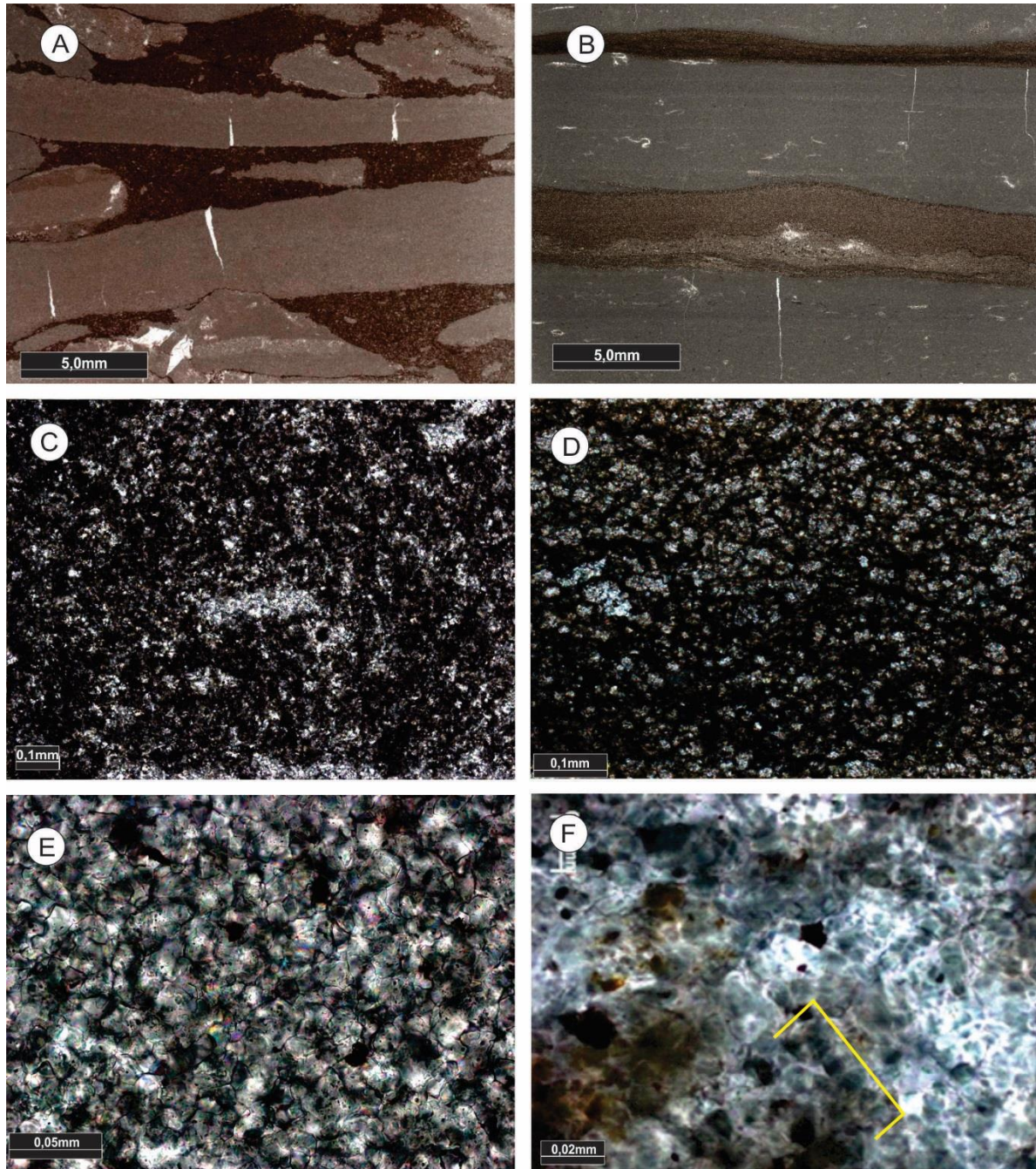


**Figura 5.22.** A) Canal preenchido por *rudstone* (Rud-1m) truncando o laminito (linha amarela tracejada), campo de visão de 10m; B) *Rudstone* com intraclastos lamelares sub-horizontais, localmente embricados; C) Laminito liso da fácies LMT-1o; D) Detalhe da laminação (fácies LMT-1o) evidenciando a intercalação de níveis claros calcícos com níveis amarronzados argilosos.

As características petrográficas apontam algumas similaridades entre os *rudstones* e laminitos, tais como: 1) Espessura semelhante entre os intraclastos do *rudstone* e as lâminas do laminito, 2) Aspecto textural e composicional semelhante entre os intraclastos do *rudstone* e as lâminas claras do laminito, e entre a matriz do *rudstone* e as lâminas escuras do laminito, 3) Presença de fraturas em V nos intraclastos (*rudstone*) e nas lâminas claras do laminito. Estas características indicam que os *rudstones* são o produto do retrabalhamento dos laminitos, onde as lâminas claras com característica mais rúptil constituíram os intraclastos e as lâminas escuras, argilosas e dúcteis vieram a constituir a matriz do *rudstone*. Tais depósitos, do tipo *Flat-Pebble conglomerate*, provavelmente se formaram a partir do retrabalhamento de ondas de tempestade sobre camadas laminadas, previamente litificadas por processos de exposição. Esta interpretação está é coerente ao modelo proposto por Shinn *et al.* (1969), onde esteiras firmes e estáveis se desenvolvem em ambientes de planície de



maré, quando ocorre a pausa na sedimentação, formando uma cobertura fina e fibrosa, que posteriormente é endurecida pela litificação dessecativa precoce. Durante períodos de inundação nas planícies, as esteiras são dobradas e deformadas. Como resultado, camadas tempestíticas formadas por sedimentos grossos, são intercaladas por esteiras microbiais, algumas das quais são dobradas.



**Figura 5.23.**A) Aspecto geral do laminito liso, FM, 2,5x, pp; B) Aspecto geral do rudstone lamelar, FM, 2,5x, pp; C) Matriz do rudstone com textura microgrumosa com pelóides, e contribuição de argila/ matéria orgânica, 10x, pp; D) Detalhe de lâmina marrom do laminito, com aspecto filamentoso e contribuição de argila, dolomita e matéria orgânica, 20x, pp; E) Detalhe de filamentos no intraclasto, 50x; F) Detalhe da matriz do rudstone mostrando estruturas arredondadas e alinhadas, sugestivas de células de cianobactérias (colchete amarelo), 50x,pp.

## 6 ARTIGO: 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

Artigo submetido no periódico *Brazilian Journal of Geology* (ID: BJGEO-2016-0112) no dia 14 de Setembro de 2016.

Pascoal Perrella Júnior<sup>1</sup>, Alexandre Uhlein<sup>1</sup>, Gabriel Jube Uhlein<sup>1</sup>, Alcides Nobrega Sial<sup>2</sup>, Antônio Carlos Pedrosa-Soares<sup>1</sup>, Otávio Nunes Borges de Lima<sup>3</sup>.

(1) Programa de Pós-Graduação em Geologia, IGC-CPMTC, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil.

(2) NEG-LABISE, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Brazil.

(3) PETROBRAS, Petróleo Brasileiro S.A., Unidade Operacional do Espírito Santo, Vitória, Brazil.

### ABSTRACT

Sedimentary rocks of the Sete Lagoas Formation, exposed in the left margin of the São Francisco River (Minas Gerais State, Brazil), were deposited on the Januária basement high. They show both lateral and vertical rock stacking along continuous outcrops, allowing us to carry out detailed facies analysis and sequence stratigraphy studies. Our studies also integrate data from geological mapping, microscopical petrography and high-resolution C and O isotope analysis. Eight facies and four facies associations make up a sequence composed by a transgressive tract in the base, and a high stand tract in the upper portion, separated by a maximum flooding surface. The high stand tract shows a progradation stacking from the basement high apex towards progressively deeper basement areas. This stratigraphic framework associated with others stratigraphic and isotopic features indicate that the now exposed Januária basement high also represents a paleo-high during the sedimentation event. Aragonite pseudomorphs coupled with  $\delta^{13}\text{C}$  values of -5‰ characterize the basal carbonate of the transgressive tract as a cap carbonate. Records of the *Cloudina* fossil, recognized in the high stand tract, indicate a Late Ediacaran age for the upper portion of the studied stratigraphic sequence.

**Keywords:** cap carbonate, chemostratigraphy, sequence stratigraphy.

## RESUMO

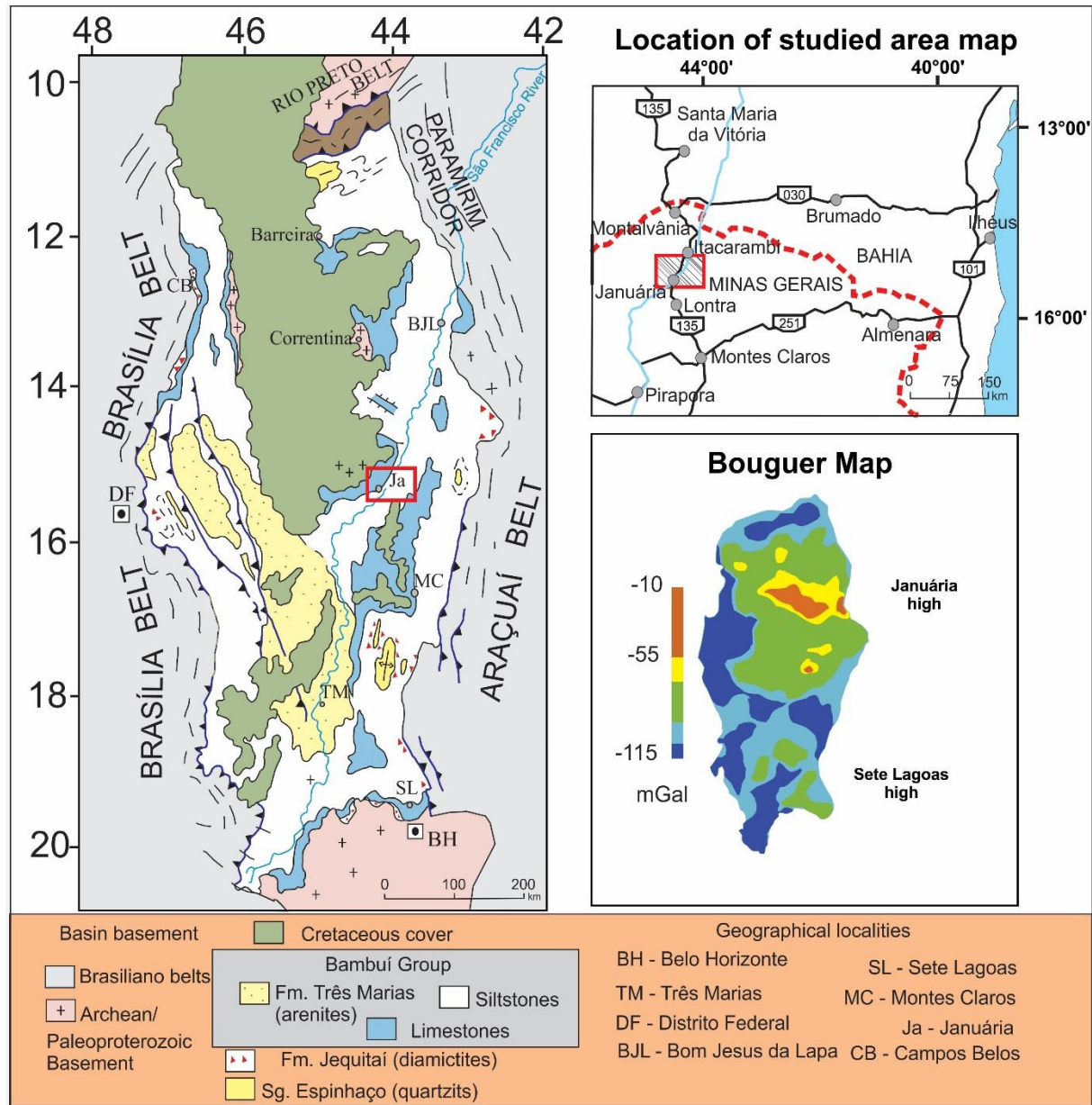
Rochas sedimentares da Formação Sete Lagoas afloram na margem esquerda do Rio São Francisco, na região de Januária–Itacarambi, Minas Gerais, em seções relativamente contínuas, tanto lateralmente como no empilhamento vertical. Boas exposições associadas à preservação de estruturas/texturas primárias favorecem o estudo de fácies, associações de fácies e de estratigrafia sequencial. Este estudo estratigráfico foi realizado com a integração de dados de mapeamento geológico, petrografia macro e microscópica e de três perfis estratigráficos chaves, onde foram realizados levantamentos quimioestratigráficos (C e O) de alta resolução. Foram reconhecidas oito fácies e quatro associações de fácies distribuídas em uma sequência composta por um trato de sistema transgressivo na base, e um trato de sistema de mar alto na porção superior. O trato transgressivo compreende a associação de fácies plataforma externa, e o trato de mar alto é constituído pelas associações plataforma interna, *shoreface* e intermaré/supramaré. A associação plataforma externa compreende estromatólitos híbridos, dolomitos e estromatólitos estratiformes argilosos. A associação plataforma interna é constituída por *grainstones* com estratificações *hummocky* e intercalações trombolíticas. A associação *shoreface* apresenta *grainstones* com marcas de ondas, lentes oolíticas e intercalações trombolíticas com o fóssil índice *Cloudina*. A associação intermaré/supramaré compreende laminitos e *rudstones* lamelares. Estudos quimioestratigráficos e petrográficos permitiram caracterizar o carbonato basal da Formação Sete Lagoas como um carbonato de capa na base do trato transgressivo, onde ocorrem dolomitos e pseudomorfos de aragonita associados a valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de até -5‰.

**Palavras chave:** estratigrafia de sequências, quimioestratigrafia, carbonato de capa

### 6.1 INTRODUCTION

One of the largest areas with good exposures of the Sete Lagoas Formation is located in the Januária-Itacarambi region (northern Minas Gerais State, Brazil), along the eastern sector of the São Francisco craton (Figure 6.1). A major feature of this region is the Januária high where the crystalline basement is relatively shallow and crops out in restricted stratigraphic windows (Alkmim and Martins-Neto, 2001). The Januária region was recently mapped in the 1:100,000 scale by a team of the Fronteiras de Minas Project (Uhlein *et al.* 2015), supported by the CODEMIG-UFMG collaboration program. The study area (latitudes 15°30'S - 15°12' S, longitudes 44 °30'W - 44°00'W) encompasses the southern portion of the Januária map sheet (Uhlein *et al.*, 2015).

The Sete Lagoas Formation is the lowermost unit of the Bambuí Group, the most important stratigraphic unit of the São Francisco basin. The Bambuí Group has its genesis associated with the subsidence caused by the overload of Brasiliano orogenic belts on the borders of the São Francisco craton, in a foreland basin context (Castro and Dardenne, 2000; Alkmim and Martins-Neto, 2001; Sial *et al.*, 2010; Uhlein, 2013) (Figure 6.1).



**Figure 6.1.** Simplified geological map of the São Francisco Basin bordered by adjacent mobile belts (modified from Uhlein, 2013). The red quadrangle represents the studied area. The location of the Januária high is shown in the bouguer anomaly map to the right (modified from Reis and Suss, 2016).

The objective of this study is to discuss geological features of the Januária area, focusing the carbonate facies of the Sete Lagoas Formation and their paleoenvironmental interpretation, in order to suggest a sequence stratigraphy framework, and discuss the

paleogeographic evolution and chemostratigraphic data from this key unit of the São Francisco basin.

The Sete Lagoas Formation lies unconformably on the Archean-Paleoproterozoic basement of the São Francisco craton and, locally, it conformably overlies glaciogenic diamictites of the Jequitaiá Formation and its correlative units (Dardenne, 1978; Dardenne and Walde, 1979, Uhlein *et al.*, 1995, 2004; Caxito *et al.* 2012).

In Januária region, the Sete Lagoas Formation comprises a continuous horizon inside a cratonic stable area (Dardenne, 1978), which outcrops on the left side of the São Francisco River. Dardenne (1978) named this unit “Januaria Formation”. He described a carbonate package, with marl and pelite intercalations, consisting of characteristic facies succession, comprising from base to top: 1) laminated dolomites; 2) purple to beige finely laminated argillaceous limestone; 3) finely laminated gray argillaceous limestone; 4) finely laminated gray limestones; 5) dark gray limestones with oolites or tabular intraclasts, 6) dolomites with oolites and intraclasts and 7) beige laminated dolomites with tabular intraclasts and rare columnar stromatolites.

Iglesias (2007) conducted a regional mapping (1:250,000) in the São Francisco Valley, northern Minas Gerais, and registered thicknesses around 200m for the Sete Lagoas Formation. Brandalise (1980) and Abreu-Lima (1997) worked with well data drilled to the north and south of the study area, and reported thickness of 486m and 360m, respectively. Dardenne (1979) and Nobre-Lopes (2002) presented petrographic and isotopic studies, focusing on Pb-Ag-Zn-F mineralization of the Sete Lagoas carbonates at Januaria region. Dardenne (1981) assigned a transgressive-regressive megacycle for the Sete Lagoas Formation. Martins and Lemos (2007) performed regional sequence stratigraphic study in the São Francisco basin, and proposed a limit of sequences in the upper third of the Sete Lagoas Formation, subdividing it in lower and superior sequences. This unconformity, probably associated with a second order surface, is recognized at basin level, and encompasses subaerial exposure indicative features, isotopic shift of 5 ‰ in  $\delta^{13}\text{C}$  curve (Martins and Lemos, 2007; Caxito *et al.*, 2012; Uhlein, 2013), and a change in the seismic velocity (Zálan and Romeiro-Silva, 2007). Vieira *et al.* (2007) made a detailed stratigraphic and chemostratigraphic survey of the Sete Lagoas Formation in the type area, the Sete Lagoas high, in the south of the basin.

Several studies reported dolomitic facies with sharply  $\delta^{13}\text{C}$  negative values, some of them concordantly superimposed on glaciogenic diamictites (Misi *et al.* 2011, Caxito *et al.* 2012, Paula-Santos *et al.* 2015). Such deposits at the base of the Sete Lagoas Formation has

been interpreted as cap carbonates (Misi, 2001, Martins and Lemos, 2007; Lima, 2011; Misi *et al.* 2011, Caxito *et al.* 2012, Paula-Santos *et al.* 2015, Kuchenbecker *et al.* 2016). Cap carbonates are thin and laterally continuous layers, with unusual sedimentological and isotopic features, overlying Neoproterozoic glacial rocks in a paradoxical superposition, suggestive of abrupt climatic changes (Hoffman and Schrag, 2002). The Sete Lagoas cap carbonate has been related to the Sturtian glaciation (~ 740 Ma; Babinsky *et al.* 2007; Vieira *et al.*, 2007), Marinoan glaciation (~ 635 Ma, Caxito *et al.* 2012), and Marinonan or younger glaciation (Lima, 2011).

Age determinations for the Bambuí Group have experienced important advances in the last decade, with new data originated mainly from the Sete Lagoas Formation. Most data published before the 2000's only suggested a wide time span (600 - 790 Ma; cf. Martins-Neto and Alkmin, 2001). Babinsky *et al.* (2007) published a whole-rock Pb-Pb isochronic age of ca. 740 Ma, obtained from aragonite pseudomorphs facies of the lower Sete Lagoas Formation, and interpreted them as cap carbonates of the Sturtian glaciation. Thereafter, younger ages have been suggested by U-Pb analysis on detrital zircons and discoveries of fossiliferous records. Rodrigues (2008), Lima (2011) and Kuchenbecker *et al.* (2015) obtained a maximum depositional age of ca. 610 Ma, based on U-Pb data from detrital zircon grains. Warren *et al.* (2014) discovered the index fossil *Cloudina* in grainstones of the Sete Lagoas basal sequence of the Januária region, determining an Upper Ediacaran age (550-542 Ma) for this section. More recently, Paula-Santos *et al.* (2015) published U-Pb ages of detrital zircons from the lower and upper sequences of the Sete Lagoas Formation, which provided a maximum depositional age around 550 Ma for the southeastern part of the Bambuí basin, in agreement with the *Cloudina* fossil record.

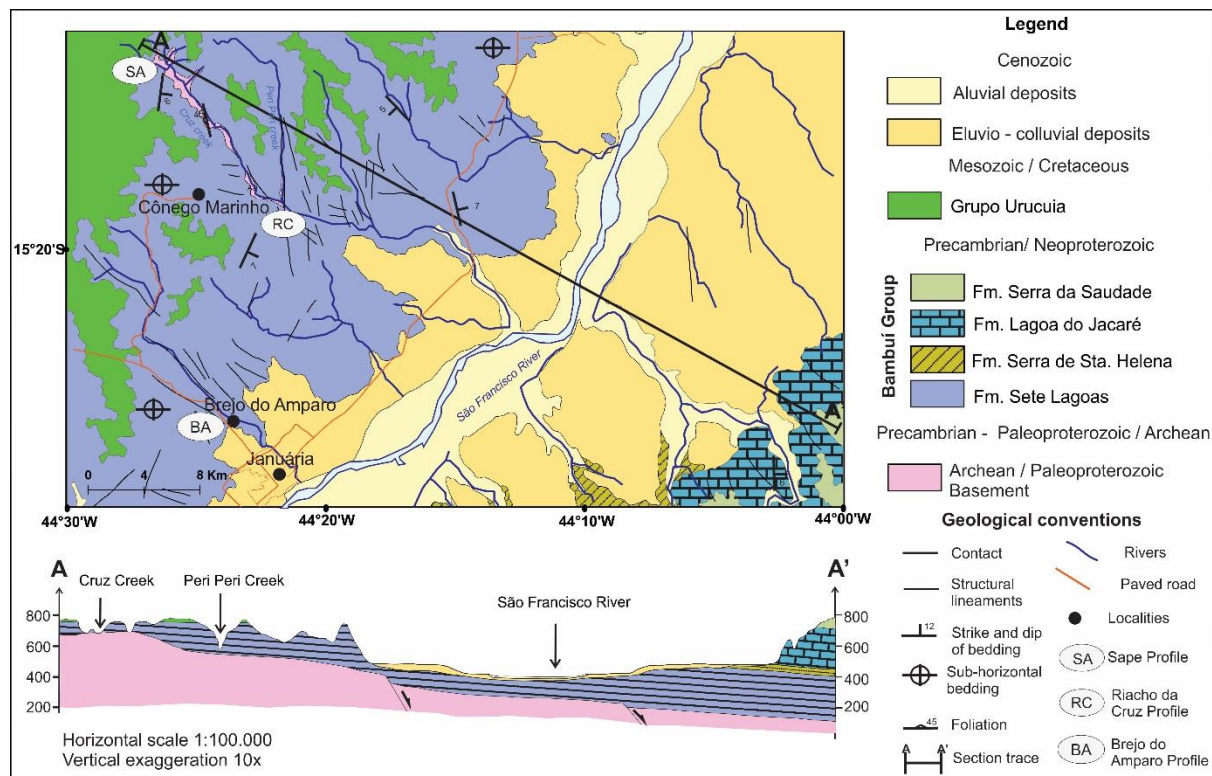
However, Warren *et al.* (2014) and Paula-Santos *et al.* (2015) open an important question concerning the age of the cap carbonates and the Jequitáí glaciation, as they suggested the existence of an unconformity within the Sete Lagoas lower sequence, to justify the time span between a possible Sturtian cap carbonate and the *Cloudina*-bearing layer of Ediacaran age.

### **6.1.1 Januária sheet geological overview**

The studied area can be divided in two geological compartments, geographically separated by the São Francisco River NE course (Figure 6.2). In the western compartment Sete Lagoas Formation dominates, with outcropping thicknesses between 100m and 140m.

The Sete Lagoas Formation comprises sub-horizontal layers containing the first 2/3 of the classic succession established by Dardenne (1978), and is limited at the base and at the top by unconformities that separate it, respectively from the Archean/ Paleoproterozoic Basement and from the Urucuia Group, of Cretaceous age. The basement consists of gneiss and monzogranites, and outcrops in small extensions associated with secondary drainages in the northern area. The Urucuia Group comprises texturally mature, weathered sandstones mapped on the polygon western border.

On the right side of the river, in the southeast, the Bambuí Group is represented by a younger succession of sub-horizontal layers, consisting of Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré and Serra da Saudade formations. Along the river margins, there is a wide plain with Neogene cover separating the compartments above mentioned.



**Figure 6.2.** Geological map (1: 100,000) of Januária region with NW-SE section illustrating the relationships between the different geological units.

## 6.2 SETE LAGOAS FORMATION FACIES ASSOCIATIONS IN THE JANUARIA REGION

In the eastern area, where the Sete Lagoas Formation has excellent exposure, three locations indicated on the map (Figure 6.2) were selected for stratigraphic profiles. These stratigraphic profiles (Figure 6.3), integrated with geological mapping data, formed the basis for the study of facies/ facies association of the Sete Lagoas Formation. This study recognized four facies associations distributed in eight facies as shown in table 6.1.

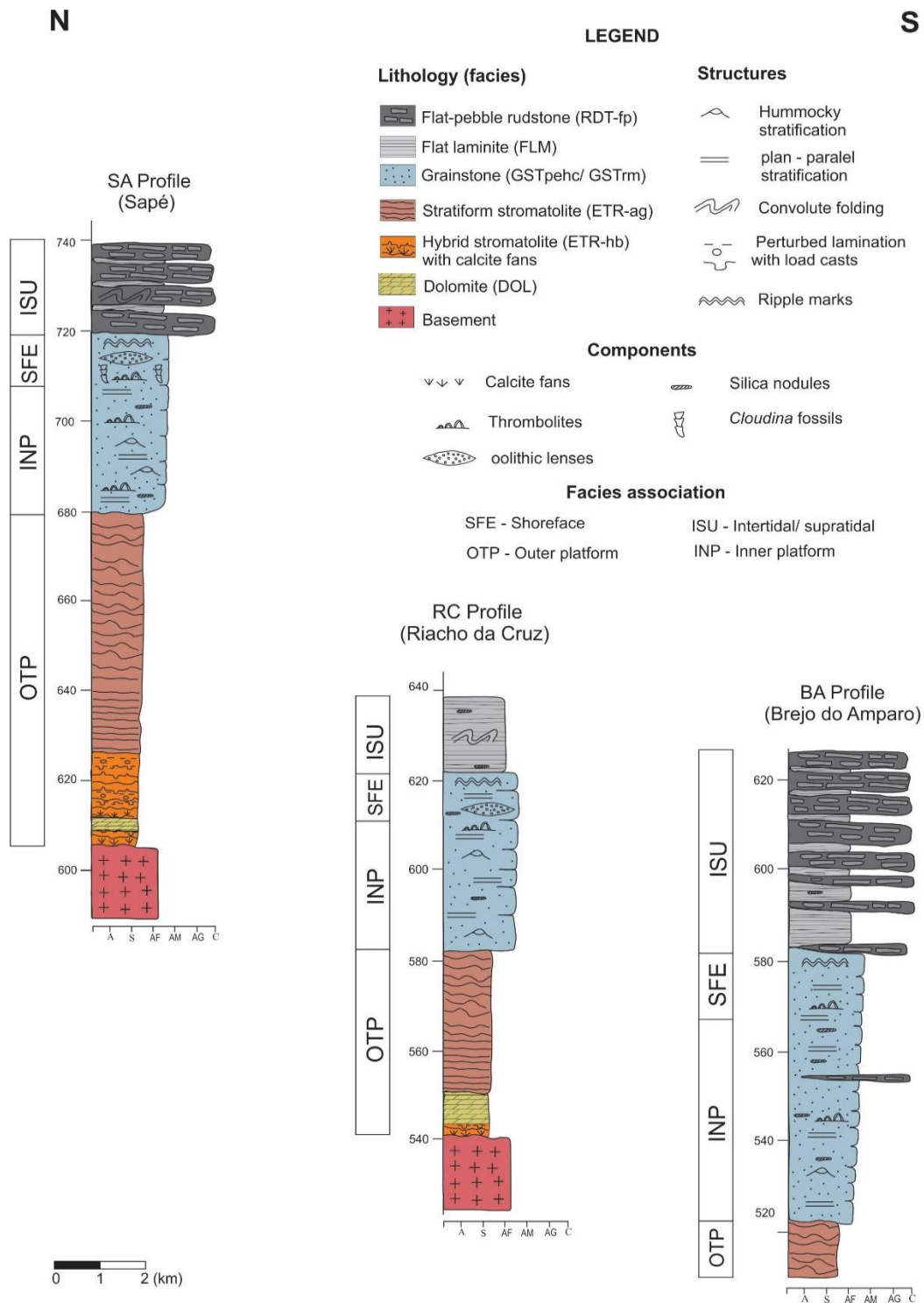
### 6.2.1 Outer platform facies association (OTP)

The OTP facies association was deposited directly on the basement, through angular unconformity. It encompasses dolomite (DOL), hybrid stromatolite (ETR-hb), and argillaceous stratiform stromatolite (ETR-ag).

**Tabel 6.1.** Description and interpretation of carbonate facies of Sete Lagoas Formation identified in the Januária region.

<b>Facies association</b>	<b>Facies</b>	<b>Structures</b>	<b>Features (color, fabric)</b>	<b>Environment</b>	<b>Process</b>
<b>(OTP) Outer Platform</b>	Hybrid stromatolite with sparry calcite (aragonite pseudomorphs) interspersed with micritic calcite ( <b>ETR-hb</b> )	Finely laminated. Bearing centimetric to decimetric fans of probable aragonite pseudomorphs	Micro-clotted fabric; Acicular crystals with square terminations; Reddish purple to light gray	Subtidal bellow the storm wave level, in the photic zone	Chemical precipitation; EPS/ cells calcification
	Dolomite ( <b>DOL</b> )	Finely laminated. Locally massive.	Micro-clotted fabric with peloids. Reddish pink to beige		EPS/ cells calcification
	Argillaceous stratiform stromatolite ( <b>ETR-ag</b> )	Wrinkle discontinues lamination. Dark and light laminae intercalation	Micro-clotted/ peloidal fabric with scattered filaments; Presence of argillaceous/ filamentous levels		EPS/ cells/ filaments calcification. Settling of sediments in suspension
<b>(INP) Inner Platform</b>	Peloidal grainstone with hummocky ( <b>GST-pehc</b> )	Small to medium size hummocky cross stratification	Medium to dark gray; Silexite nodules	Subtidal between fair weather and storm waves base levels	Suspension settling ( <i>fallout</i> ); Oscillatory flow reworking
	Thrombolite ( <b>TRO</b> )	Rare anastomosed laminations	Macro-clotted/ nodular fabric. Presence of <i>Cloudina</i> fossils, and cyanobacteria filaments		EPS/ cells/ filaments calcification; Trapping of carbonatic shells
<b>(SFE) Shoreface</b>	Grainstone with ripple marks ( <b>GST-rm</b> )	Ripple marks	Oolitic lenses Medium to dark gray	Subtidal above the fair weather base level	Suspension settling ( <i>fallout</i> ) ; Oscillatory flow/ longshore currents reworking
<b>(ISU) Intertidal/ Supratidal</b>	Rudstone with flat-pebble intraclasts ( <b>RUD-fp</b> )	Tabular, locally channeled layers. Rarely presents sin sedimentary deformation structures	Tabular sub-horizontal, locally embriicated intraclasts. Brownish argillaceous matrix	Tidal flat/ supratidal	Rip-up of finely laminated sediments
	Flat Laminite ( <b>FLM</b> )	Planar flat lamination	Intercalation of brownish argillaceous and light gray laminae		Suspension settling ( <i>fallout</i> ) and traction deposition





**Figure 6.3.** Detailed stratigraphic profiles of Sete Lagoas Formation in the Januária region. The profiles are presented in depth.

Facies DOL and ETR-hb are inserted in the first 15 meters of the Sete Lagoas Formation. The facies DOL comprises beige to reddish pink thinly laminated dolomites, recrystallized, locally massive (Figure 6.4C), presenting peloidal microtexture where original fabric was preserved (7A).

The facies ETR-hb comprises light gray to purple finely laminated limestone with an alternation of sparry and micritic layers. The sparry layers include centimetric to decimetric fans (figures 6.4A and 6.4B) of acicular calcite and millimetric isopachous laminae constituted by upright acicular calcite crystals. These calcite crystals show characteristic features that suggest the original composition was aragonite, possibly precipitated on the seafloor. These features include slender to tapering acicular crystal habit, blocky to square crystal terminations, and internal mosaic texture with elongated equant crystals (Figure 6.7B) (Sumner and Grotzinger, 2000; Pruss *et al.*, 2008). The micritic layers are composed of dark micro-clotted micrite that covers the sparry layers (Figure 6.7B) and possibly constitutes lithified microbial mat. The alternation of dark micrite layers with sparry calcite light layer, the first with probable microbial origin, and the second, formed by abiotic precipitates, which was designated hybrid stromatolite (Riding, 2008). In a trench in the north of the area, the contact of the basement with this facies is well exposed showing decimetric botryoidal fans overlapping the basement (Figure 6.4A).

The facies ETR-ag is the most representative of the studied area, with packages up to 45m in thickness. This is a relatively monotonous finely laminated gray rocks series, characterized by millimetric alternation of light gray with reddish to brownish beige laminae. The lamination is typically wrinkled, and locally constitutes small upward convexity domes (figures 6.5A and 6.7C).

Light laminae are predominantly calcitic, constituted by micro-clotted and micro-peloidal micrite, locally presenting peloids and calcified filaments that may occur surrounded by microspar (figures 6.7D and 6.7E). These features suggest processes associated with filaments, bacterial cells, and EPS calcification (Riding, 2000). Dark laminae have higher contributions from clay minerals, iron hydroxides, and organic matter. These layers usually show dark micrite with micro-clotted/ peloidal texture, marked by dense arrangement of peloids intermingled with sinuous filaments (Figure 6.7F). The main processes involved are filaments/ EPS calcification and the settling of pelagic sediments (mud / clay) suspended in the water column.

The irregular wrinkled lamination of this facies suggests rocks formed by lithified microbial mats (Schieber, 1986). In addition to this structure, the presence of internal fabrics and components, such as micro-clotted/ peloidal micrite, peloids and calcified filaments are described by several authors as prerequisites for organic origin recognition (Monty, 1976; Riding, 2000; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). Thus reinforcing the biogenic character of this facies, classified stromatolites in this paper according to the definition proposed by Riding

(2000). He established stromatolite as "laminated benthic deposits", covering domal and columnar, as well as planar morphologies.

The absence of domal and columnar morphologies is a recurrent feature in deep water microbialites (Playford *et al.*, 1976, Grotzinger and Al-Rawahi, 2014), where low sedimentation rates and water energy favor planar, laterally extensive facies formation and preservation (Dromart *et al.* 1992). The presence of pelitic intercalations and the lack of desiccative features, or intercalated higher energy facies as grainstones and rudstones, corroborate one calm, deep water environment for this facies, probably deposited below the storm wave base level in the photic zone, at depths between 40m and 200m.

### **6.2.2 Inner platform facies association (INP)**

The INP facies association conformably overlies the OTP facies association, and has approximated thickness of 30m. This succession is predominantly composed of GST-pehc facies, comprising medium to dark gray peloidal grainstones, with fine sand and silt sized particles. The characteristic structures are small/ medium size hummocky cross stratification, formed by decimetric to metric wavelengths hummocks and swales with low angle truncation (Figure 6.6A). The thrombolite facies (TRO) occurs subordinately as fine layers with millimetric to few centimeters thickness, and are characterized by macroscopic clotted fabric (Figure 6.5B) with millimetric to centimetric rounded patches enveloped by organic matter containing well preserved fossils of cyanobacteria cells and filaments (Figure 6.7H).

### **6.2.3 Shoreface facies association (SFE)**

This association, with approximated thickness of 10m, conformably succeeds INP association, and consists of grainstones (facies GST-rp) with ripple marks (Figure 6.6B), oolitic lenses (Figure 6.6C), plane-parallel stratification, and thrombolitic layers (facies TRO). Secondarily occurs medium size hummocky cross stratification at the base, and rare structures suggestive of desiccation cracks towards the top (Figure 6.6D).

These features indicate proximal and shallower conditions in relation to facies association INP, probably in the shoreface environment under the influence of fair weather waves and longshore currents. The presence of hummocks and desiccation cracks probably reflect high order events.

In this association, thrombolytic levels are thicker reaching thicknesses up to 10cm, and present rare levels containing fossil index *Cloudina*. These fossils ranging in lengths between 1 and 8mm and diameters between 0.5 and 1.5 mm, are characterized by calcareous

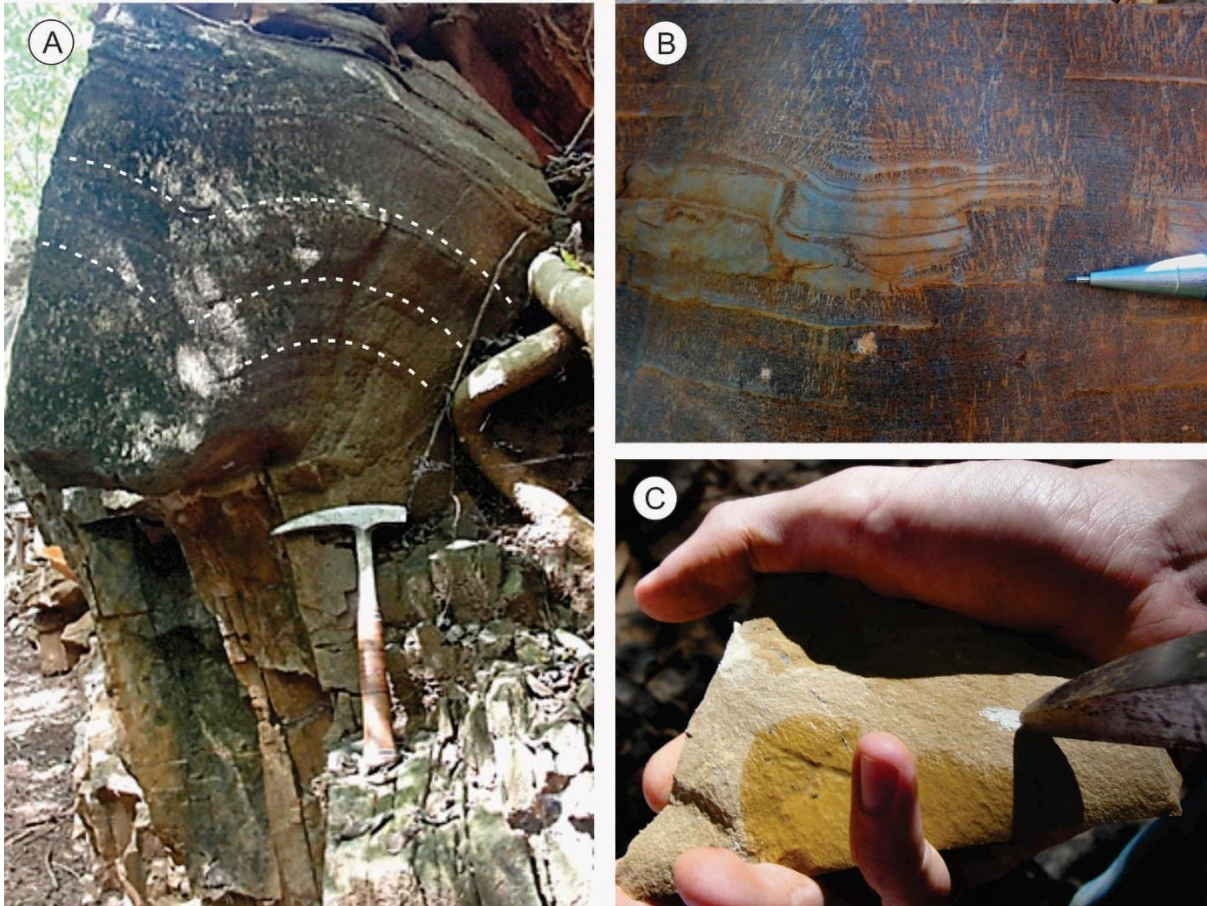
tests of elongated and tubular forms, with basal occlusion and apical opening, locally showing cone in cone structure (Figure 6.7G). These features are characteristic of *cloudina* fossils (Gaucher and Germs, 2010; Warren *et al.* 2014).

#### **6.2.4 Intertidal/ supratidal facies association (ISU)**

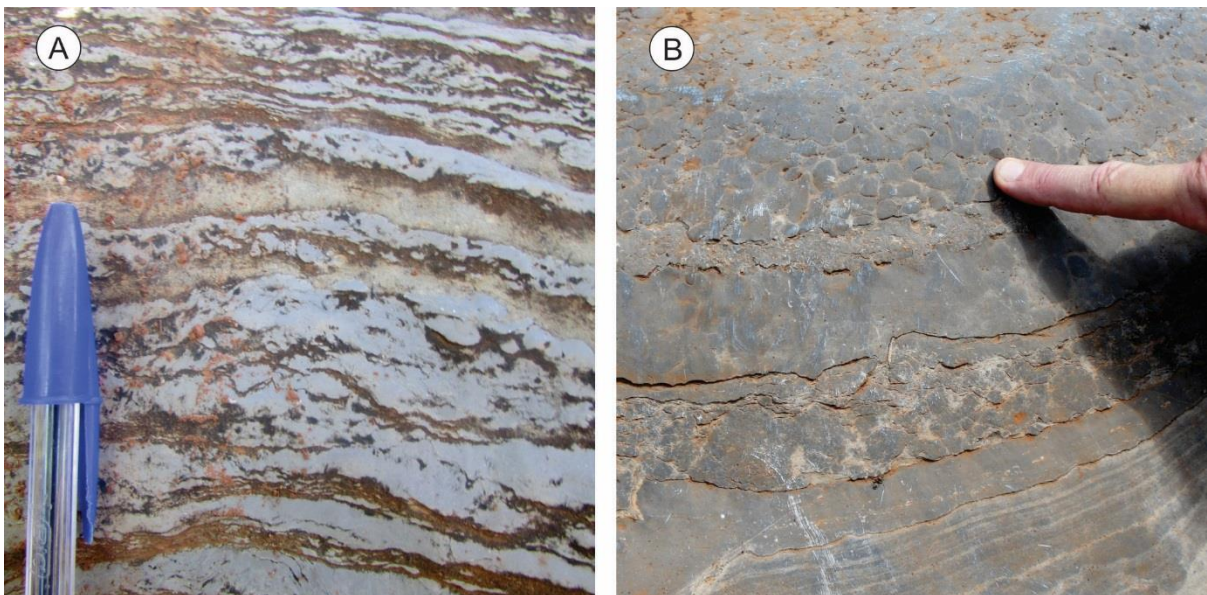
The ISU facies association has thicknesses up to 40m and is composed of interbedded flat laminites (FLM) and flat-pebble rudstones (RUD-fp). Contact with lower facies association is gradational, marked by progressively thicker lenses intercalation of rudstones and laminites. The rudstones form predominantly tabular beds with thicknesses up to 2m. These layers locally show channel incisions truncating the underlying laminites (Figure 6.6F).

The FLM facies is characterized by regular intercalation of centimetric light laminas with few millimeters thickness brownish laminas. Light layers have micritic texture and locally present fine grained components suggestive of peloidal ghosts. Brownish laminas are filamentous, with clay minerals contribution, dolomite, and organic matter (?). V fractures cut light laminas and are interrupted in the contact with the dark layers (Figure 6.8A). These features suggest interplay process of suspension sediments settling down, with events of higher energy and subaerial exposure that are characteristic of tidal flat environment. The facies RUD-fp consists of rudstones with tabular intraclasts of uniform thickness around 1 cm, preferably occurring sub-horizontal, locally imbricated (Figure 6.6E). These intraclasts present micritic texture, locally clotted and with scattered filaments. Vertical fractures in V, filled with sparry calcite are common. The intraclasts occur interspersed with brownish color matrix consisting of clay minerals, iron hydroxides, and organic matter (?) (Figure 6.8B).

The petrographic features indicate some similarities between rudstones and laminites, such as: 1) similar thickness between intraclasts and laminite laminas, 2) textural and compositional affinity between intraclasts and laminite light layers, and between rudstone matrix and dark laminite layers, 3) the presence of V fractures in rudstone intraclasts and in laminite light laminas. This set of features indicates rudstones as the reworking product of laminites, where more brittle light laminite layers correspond to rudstone intraclasts and the more ductile clayey dark laminas formed the rudstone matrix. A possible interpretation of these “flat- Pebble conglomerate” type deposits is that they were formed by storm wave currents rip-up of previously lithified laminites as conceptual model proposed by Sepkosky (1982).



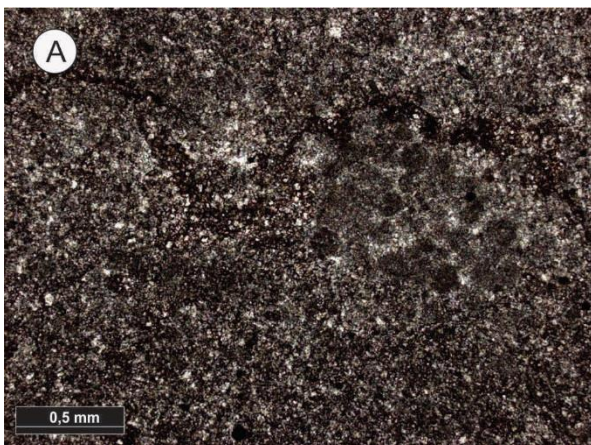
**Figure 6.4.** Macroscopic features of OTP facies association. A) Decimetric botryoidal fans of aragonite pseudomorphs onlapping the basement. The dashed line highlights the internal lamination (ETR-hb facies); B) Aragonite pseudomorphs in millimetric to centimetric layers, locally forming fans, intercalated with gray micritic layers (ETR-hb facies); C) Beige dolomite, not dissolved in HCl test (DOL facies).

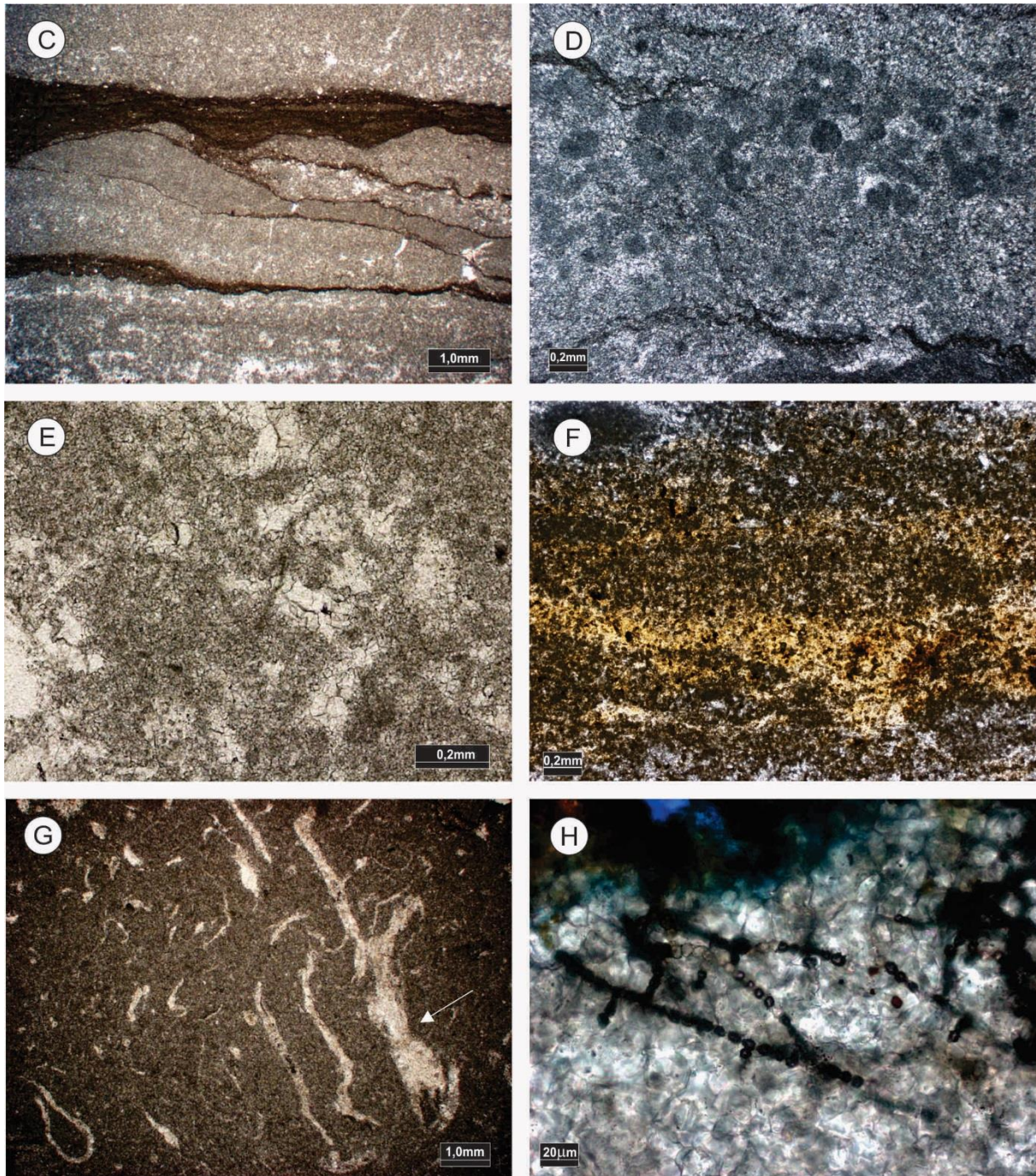


**Figure 6.5.** Macroscopic aspects of stratiform stromatolite (OTP facies association) and thrombolite (INP and SFE facies associations). A) Irregular wrinkled lamination of facies ETR-ag interlayered with beige / brown argillaceous films; B) Macroscopic clotted texture in thrombolite of TRO facies.

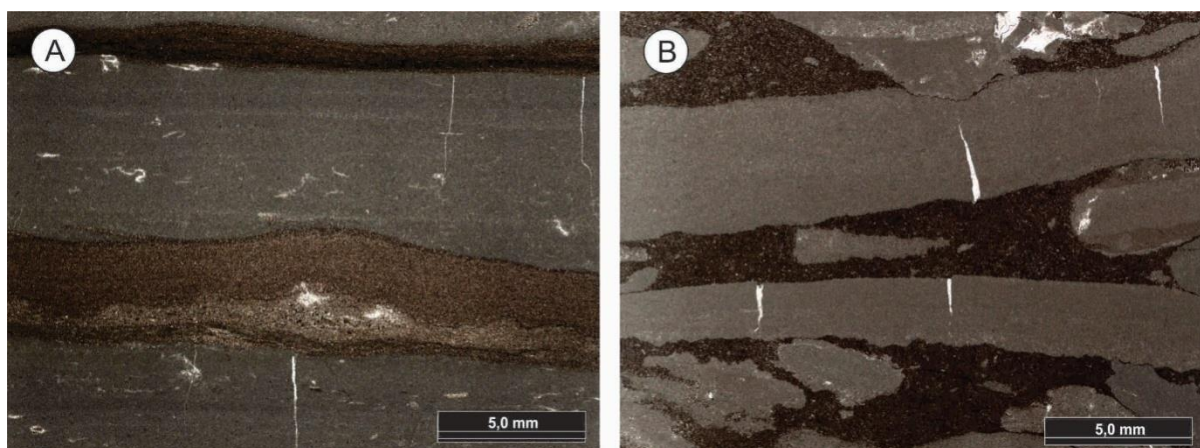


**Figure 6.6.** Macroscopic aspects of facies associations INP, SFE and ISU. A) Midsize hummocky cross stratification (facies GST-pehc); B) Ripple Marks (facies GST-rm); C) Detail of oolitic lens (facies GST-rm); D) Desiccation cracks (facies GST-rm), E) Detail of flat - pebble rudstone (facies RUD-fp) and F) Channel infilled by RUD-fp facies truncating underlying laminites. The yellow dashed line highlights the channel incision (FLM facies). Width of view, 10 m.





**Figure 6.7.** Microscopic aspects of facies associations OTP, INP, and SFE, pp (parallel polarizers), px (crossed polarizers). A) Detail of peloids in dolomite (facies DOL), 5x, pp; B) Acicular tapering calcite crystals, with square terminations and internal mosaic texture of elongated crystals, interspersed with micro-clotted micrite (facies ETR-hb), 5x, pp; C) Intercalation of light, locally dome-shaped, laminae with dark filamentous clayey layers (facies ETR-ag), 1.25x, pp; D) Micro-clotted fabric and peloids in light layers (facies ETR-ag), 5x, pp; E) Relict filaments in light lamina (facies ETR-ag), 10x, pp; F) Micro-clotted/ dense peloidal micrite interspersed with clay minerals (facies ETR-ag), 5x, pp; G) Fossil *Cloudina* in thrombolite (facies TRO) with basal occlusion and apical opening, locally showing cone in cone structure (white arrow), 1.25x, pp; H) Fossil filaments consisting of aligned rounded cells in thrombolite (facies TRO), 50x, pp.



**Figure 6.8.** Microscopic features of ISU facies association, pp (parallel polarizers), px (crossed polarizers), FM (Photomosaic). A) Laminite with intercalation of micritic V- fracture laminas and argillaceous brownish lamina, pp, 2,5x, pp, FM; B) Detail of rudstone composed by tabular micritic intraclasts with V fracture, and argillaceous brownish matrix, 2,5x, pp, FM.

### 6.3 SETE LAGOAS FORMATION CHEMOSTRATIGRAPHY – ISOTOPIC GEOLOGY (C, O)

#### 6.3.1 Methodology

Isotopic survey was performed over three stratigraphic profiles indicated in the geological map (Figure 6.2). In total, 116 samples were collected, at regular intervals of two meters, for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  analyses. This range could not always be kept as sampling points with fractures, veins and pronounced diagenesis were avoided.

The isotope analyses were conducted at the NEG LABISE laboratory of Federal University of Pernambuco. For isotopic analysis of carbon and oxygen were collected 300 micrograms of rock dust for each sample. These samples were reacted with orthophosphoric acid ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) at  $25^\circ\text{C}$  to release  $\text{CO}_2$ . The values of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  were measured in  $\text{CO}_2$  after cryogenic cleaning in a mass spectrometer with a triple collector SIRA II, or Delta V Advantage. The isotopic data of C and O are reported as parts per thousand (‰) deviations with reference to V-PDB and V-SMOW, respectively (Table 6.2). Uncertainties of isotope measurements were 0.1 ‰ for carbon, and 0.2 ‰ for oxygen.

#### 6.3.2 Analysis of results

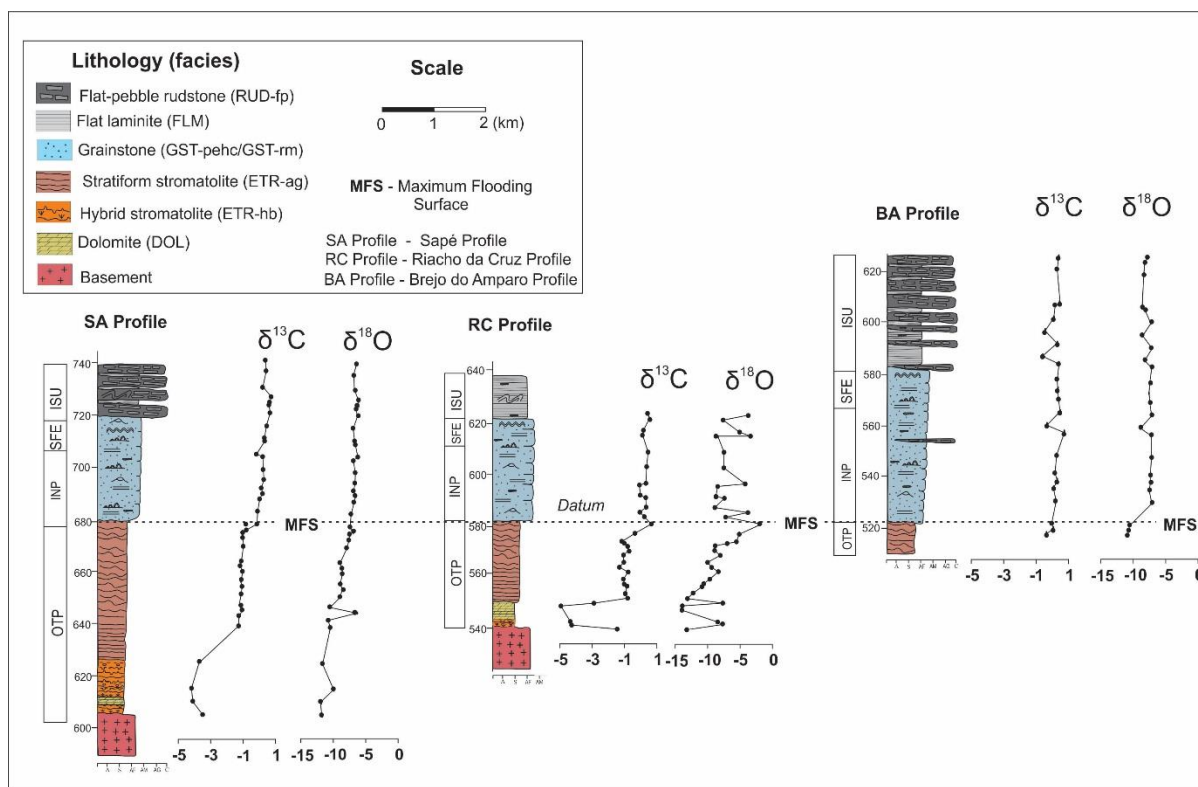
The  $\delta^{13}\text{C}$  data presented an overall uniform behavior without extreme fluctuations (Figure 6.9), suggesting they represent the water body chemical composition where the Sete Lagoas Formation was deposited. The  $\delta^{18}\text{O}$  data showed more accentuated oscillation behavior, especially in the RC profile, suggesting these data are, at least, partially affected by later diagenetic events.



**Tabel 6.2.** Isotopic data ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) of Sete Lagoas Formation in Januária region.

ID Stratigraphic Profile	Sample	Facies	Depth	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ $\text{V}_{\text{smow}}$
Facies association OTP ( ETR-hb+DOL + Etr-hb)						
SA	SA 1	Etr-hb/Etr-hb	600	-3,51	-12,04	18,45
SA	SA 2	Etr-hb/Etr-hb	605	-4,1	-12,19	18,29
SA	SA 3	Etr-hb/Etr-hb	610	-4,18	-10,33	20,21
RC	RC 01	DOL/Etr-hb	542	-1,46	-13,25	17,21
RC	RC 02	DOL	543	-0,59	-13,51	16,93
RC	RC 03	DOL	544	-4,25	-7,78	22,84
RC	RC 04	DOL	545	-4,33	-8,5	22,1
RC	RC 05	Etr-hb	550	-5,15	-13,97	16,46
RC	RC 06	Etr-hb/Etr-hb	552	-4,94	-13,94	16,49
RC	RC 07	DOL	553	-2,92	-7,78	22,84
Facies association OTP ( ETR-ag)						
BA	BA 01	ETR-ag	512	-0,35	-10,83	19,7
BA	BA 02 B	ETR-ag	514	-0,07	-10,16	20,38
RC	RC 08 A	ETR-ag	555	-0,84	-13,11	17,35
RC	RC 08B	ETR-ag	570	-0,67	-11,25	19,26
RC	RC 09	ETR-ag	557	-0,99	-12,39	18,08
RC	RC 10	ETR-ag	560	-0,87	-10,99	19,53
RC	RC 11	ETR-ag	561	-1,04	-11	19,63
RC	RC 12	ETR-ag	563	-1,1	-9,74	20,82
RC	RC 13 A	ETR-ag	570	-1,07	-10,06	20,49
RC	RC 13 B	ETR-ag	570	-0,66	-9,16	21,42
RC	RC 14	ETR-ag	575	-0,75	-9,03	21,55
RC	RC 15	ETR-ag	577	-0,82		
RC	RC 27	ETR-ag	566	-0,8	-8,47	22,13
RC	RC 26 A	ETR-ag	573	-1,1	-8,19	22,41
RC	RC 26 B	ETR-ag	573	-1,64	-7,21	23,42
RC	RC 25	ETR-ag	578	-1,04	-7,15	23,49
RC	RC 24	ETR-ag	582	-0,39	-5,26	25,44
RC	RC 16	ETR-ag	579	-1,12	-5,7	24,98
SA	SA 4	DOL	620	-3,73	-11,91	18,58
SA	SA 5	ETR-ag	634	-1,31	-10,81	19,72
SA	SA 6	ETR-ag	637	-1,29	-11,05	19,47
SA	SA 7 A	ETR-ag	640	-2,65	-11,27	19,25
SA	SA 7 B	ETR-ag	640	-1,1	-6,86	23,79
SA	SA8	ETR-ag	642	-1,26	-10,81	19,72
SA	SA 9 A	ETR-ag	646	-1,55	-8,78	21,8
SA	SA9 B	ETR-ag	646	-1,17	-9,36	21,21
SA	SA10 A	ETR-ag	649	-2,74	-8,45	22,15
SA	SA10 B	ETR-ag	649	-1,1	-8,97	21,61
SA	SA11 A	ETR-ag	651	-1,17	-9,29	21,27
SA	SA11 B	ETR-ag	651	-1,46	-9,26	21,31
SA	SA12	ETR-ag	655	-1,06	-8,92	21,66
SA	SA13 A	ETR-ag	657	-2,47	-7,92	22,69
SA	SA13 B	ETR-ag	657	-1,21	-9,01	21,57
SA	SA14	ETR-ag	659	-1,14	-9,33	21,24
SA	SA15 A	ETR-ag	660	-1,08	-8,74	21,85
SA	SA15 B	ETR-ag	660	-0,69	-6,8	23,85
SA	SA16 A	ETR-ag	662	-0,97	-8,44	22,15
SA	SA16 B	ETR-ag	662	-0,43	-5,63	25,06
SA	SA17	ETR-ag	665	-1,01	-8,33	22,27
SA	SA18	ETR-ag	668	-1,06	-7,99	22,62
SA	SA19	ETR-ag	670	-1,04	-7,92	22,7
SA	SA20	ETR-ag	671	-0,83	-7,46	23,17
SA	SA21	ETR-ag	673	-0,87	-7,78	22,84
Facies association INP ( GST-pehc)						
BA	BA 03	GST-pehc	516	-0,01	-10,54	19,97
BA	BA 04	GST-pehc	525	0,24	-6,95	23,7
BA	BA 05	GST-pehc	530	0,11	-7,34	23,29
BA	BA 06	GST-pehc	533	0,32	-7,18	23,45
BA	BA 07	GST-pehc	536	0,21	-7,18	23,46
BA	BA 08	GST-pehc	543	0,29	-7,01	23,63

BA	BA 08 A	GST-pehc	552	0,76	-7,06	23,59
BA	BA 09	GST-pehc	555	-0,31	-8,75	21,84
BA	BA 10	GST-pehc	560	0,51	-6,96	23,68
BA	BA 11	GST-pehc	565	0,43	-7,22	23,42
BA	BA 12	GST-pehc	569	0,37	-7,39	23,25
RC	RC 23	GST-pehc	586	0,61	-1,96	28,84
RC	RC 22	GST-pehc	591	-0,07	-4,03	26,7
RC	RC 21	GST-pehc	597	0,29	-7,57	23,06
RC	RC 20	GST-pehc	603	0,3	-4,43	26,29
RC	RC 29	GST-pehc	589	0,22	-7,37	26,26
RC	RC 30	GST-pehc	593	0,3	-8,92	21,66
RC	RC 31	GST-pehc	598	-0,02	-8,82	21,77
SA	SA22	GST-pe	673	-0,18	-7,82	22,8
SA	SA23	GST-pe	678	-0,14	-7,65	22,98
SA	SA24	GST-pe	683	-0,02	-7,21	23,43
SA	SA25	GST-pe	685	0,16	-7,07	23,57
SA	SA26	GST-pe	687	0,08	-7,29	23,34
SA	SA27	GST-pe	690	0,22	-7,11	23,53
SA	SA28 A	GST-pe	694	0,2	-7,06	23,59
SA	SA28 B	GST-pe	694	0,25	-6,7	23,96
SA	SA29	GST-pe	699	0,18	-7,34	23,9
SA	SA30	GST-pe	700	-0,2	-6,71	23,97
SA	SA31	GST-pe	705	0,28	-7,06	23,59
SA	SA22	GST-pe	673	-0,18	-7,82	22,8
Facies association SFE ( GST-rm)						
BA	BA 13	GST-rm	573	0,35	-7,28	23,36
BA	BA 14	GST-rm	579	0,44	-6,98	23,67
BA	BA 15	GST-rm	582	-0,58	-8,06	22,55
BA	BA 16	GST-rm	587	0,33	-6,91	23,73
BA	BA 17	GST-rm	592	-0,42	-8,38	22,23
BA	BA 18	GST-rm	597	0,12	-7,1	23,54
RC	RC 32	GST-rm	602	-0,09	-8,58	22,02
RC	RC 33	GST-rm	610	0,36	-7,58	23,04
SA	SA32	GST-rm	706	0,28	-7,13	23,5
SA	SA33	GST-rm	711	0,4	-7,4	23,23
SA	SA34	GST-rm	716	0,6	-6,73	23,92
SA	SA36	GST-rm	719	0,56	-6,94	23,7
Facies association ISU						
BA	BA 19	ISU (FLM)	602	0,21	-7,97	22,65
BA	BA 20 A	ISU (RUD matrix)	603	0,47	-8,45	22,14
BA	BA 20 B	ISU (RUD intraclast)	603	0,26	-7,8	22,82
BA	BA 21	ISU (FLM)	616	0,33	-8,23	22,37
BA	BA 22	ISU (FLM)	621	0,42	-8,06	22,55
BA	BA 23	ISU (FLM)	623	0,31	-7,7	22,92
RC	RC 34	ISU (FLM)	616	0,43	-7,69	22,93
RC	RC 35	ISU (FLM)	623	0,12	-8,52	22,09
RC	RC 36	ISU (FLM)	630	0,54	-7,68	22,95
RC	RC 17	ISU?	623	0,1	-3,5	27,25
RC	RC 18	ISU?	625	0,14	-5,12	25,58
RC	RC 19	ISU?	632	0,41	-3,88	26,86
SA	SA35	ISU (FLM)	720	0,6	-6,91	23,74
SA	SA37 A	ISU (RUD intraclast)	720	0,47	-6,96	23,69
SA	SA37 B	ISU (RUD matrix)	720	0,59	-6,65	24
SA	SA38	ISU (FLM)	722	0,68	-6,58	24,07
SA	SA39	ISU (FLM)	726	0,17	-7,18	23,45
SA	SA40	ISU (RUD)	732	0,37	-7,26	23,37
SA	SA41	ISU (FLM)	736	0,34	-6,91	23,73



**Figure 6.9.** Chemostratigraphic ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) profiles of the Sete Lagoas Formation in Januária region. The profiles were flattened on facies association INP basis, which coincides with the maximum flooding surface.

The Sete Lagoas Formation basal portion, which includes facies DOL and ETR-hb, was sampled in profiles Sapé (SA), and Riacho da Cruz (RC) (Figure 6.9). In both profiles this interval showed a strongly negative excursion, with  $\delta^{13}\text{C}$  values starting milder, reaching the minimum and rising again before step in the ETR-ag facies. Profile SA initial value is -3.5, and the minimum is -4.2; profile RC initial value is -1.5, and the minimum is -5.1. The  $\delta^{18}\text{O}$  data also showed accentuated negative values in these facies, which after reaching the minimum, increase in a continuous gradient that enters facies ETR-ag.

The negative excursion of the base of the Sete Lagoas Formation is followed by an approximated 45m sequence of laminated stromatolites (facies ETR-ag), with  $\delta^{13}\text{C}$  values relatively constant around -1 (Figure 6.9, Table 6.2). The  $\delta^{18}\text{O}$  data showed greater variation, with distribution of values in a positive gradient, aligned with the lower facies trends. In RC profile, the values range from -13 to -5.3, and in SA profile range from -11 to -7.5. These negative values suggest large water bodies with low evaporation rate. The uniform values of  $\delta^{13}\text{C}$ , around -1, in the ETR-ag facies suggest a preferential association with the medium they were deposited, instead of located fractionation phenomena.

The basis of grainstones from facies association INP is marked by a shift of approximately 1.0 in the  $\delta^{13}\text{C}$  curves (Figure 6.9, Table 6.2), that is succeeded by relatively

constant values around 0 in profiles RC and BA, while in the SA profile the isotopic curve showed a slightly positive gradient. This behavior was not so clear in the  $\delta^{18}\text{O}$  curves, and the RC profile showed greater oscillation.

The facies associations SFE and ISU show no significant changes in the pattern of isotopic curves, and  $\delta^{13}\text{C}$  values remained between 0.0 and 0.6, and the  $\delta^{18}\text{O}$  remained between -8.5 and -6.5, except for RC profile where the  $\delta^{18}\text{O}$  data showed accentuated oscillation (Figure 6.9, Table 6.2).

In the analyzed profiles was not observed the isotopic shift of 5 ‰ in  $\delta^{13}\text{C}$  curve, suggesting this sequence was deposited below the unconformity correlated over large areas of the basin (Martins and Lemos, 2007; Zálán and Romeiro-Silva, 2007; Caxito *et al.* 2012).

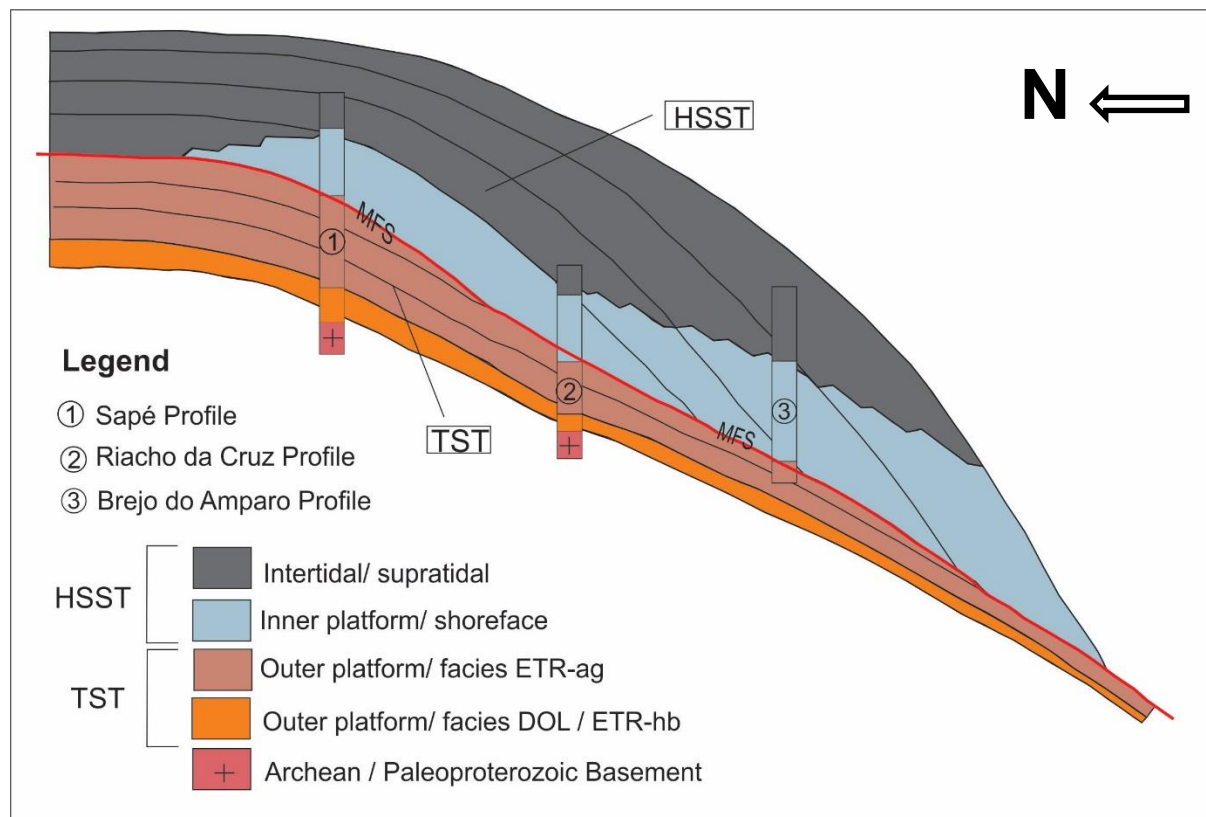
The grainstones of SA Profile show a gradual enrichment of  $\delta^{13}\text{C}$  toward the top, not observed in other profiles. This pattern may reflect a greater increase of restriction at this point, in response to a more proximal position.

#### **6.4 SEQUENCE STRATIGRAPHY**

Iglesias (2007) performed regional study using data from tubular wells, drilling wells and stratigraphic sections. He concluded the Sete Lagoas Formation thickness increase in all directions, moving away from the Januária high apex, where the basement outcrops to the north of Januária town. Brandalise (1980) and Abreu-Lima (1997) studied the Sete Lagoas Formation with CPRM (Geological Brazilian Service) core data drilled to the north (Montalvânia region), and south of Januária (Lontra town) (see location map in Figure 6.1 for geographical localities), where thicknesses of 486m and 360m were respectively determined for the Sete Lagoas Formation. In these different localities, the Sete Lagoas Formation show similar succession of facies, comparable with that observed in the shallowest portion of Januaria-Itacarambi region, where some facies are thinner, suggesting reduced accommodation space on a paleo basement high (Abreu-Lima, 1997). The accentuated restriction pointed out by the SA profile isotopic data, the tabular and continuous aspect of the Sete Lagoas Formation, and the onlap nature of the Sete Lagoas Formation contact with the basement also indicate that the Januaria high was already a paleo-high at the time of the Sete Lagoas Formation deposition.

The Sete Lagoas Formation in the study area comprises a depositional sequence composed by a lower Transgressive System Tract (TST) and an upper High Stand System Tract (HSST), separated by a Maximum Flooding Surface (MFS) (Figure 6.10). This stratigraphic framework was defined with the aid of three profiles located along a N-S

alignment where the top of the basement is progressively deeper towards the south (Figure 6.2, 6.3 and 6.10). The architecture of the systems tracts, especially the HSST southern progradation towards deeper basement areas, corroborates the Sete Lagoas Formation deposition on a paleo-basement high.



**Figure 6.10.** Stratigraphy sequence of Sete Lagoas Formation in Januária region, showing the main architectural components of TST and HSST, with the location of stratigraphic profiles.

According to the criteria proposed by Catuneanu (2006), the relative importance of recognized stratigraphic surfaces, and the magnitude of the facies shift allow us to rank the Januária sequence as a second-order sequence, being the second of the four second-order sequences of São Francisco Megasequence (Martins and Lemos, 2007).

#### 6.4.1 Transgressive system tract (TST)

The TST comprises facies association OTP deposited in a retrogradational stacking pattern (Figure 6.10), reflecting eustatic rising rate and increase in relative sea level, which exceeded the sediment supply.

This tract begins with the deposition of facies DOL/ ETR-hb overlapping directly onto the basement. Although this sequence doesn't overlies diamictites of Jequitai Formation, it presents isotopic and lithological features identical to cap carbonates that occur in contact with Jequitai Formation, and with others cap carbonates around the globe. These unusual

features include sharply negative  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly, reduced layer thickness (less than 20m), peloidal nature grain, microbial structures, aragonite pseudomorphs fans, the presence of dolomitic layers and finely lamination (Kennedy, 1996; Hoffman and Schrag, 2002; Vieira *et al.*, 2007, Lima, 2011). Hoffman and Schrag (2002) draw attention to the fact the cap carbonates exceed by far the limits of confined glacial rocks, unconformably overlying the pre-glacial rocks. This is especially true for the paleo-high areas.

Therefore, the basis of OTP facies association represents a transgressive surface and marks the onset of a transgressive event after the Jequitai glaciation, in response to the rapid sea level rise caused by global warming and general ice melting.

The aragonite pseudomorphs indicate deposition in supersaturated oceans, and still remain a matter of debate. They could be a response to the increment of carbonates and silicates weathering, caused by post-glacial higher  $\text{CO}_2$  pressure, transferring an alkaline depleted isotopic flow to the ocean (Hoffman and Schrag, 2002), or may be associated with upwelling currents, generated by ice melting, that would have brought to the surface alkaline  $\text{C}^{12}$  enriched water of a previously stratified anoxic ocean (Grotzinger and Knoll, 1995).

A thick package of argillaceous stratiform stromatolites (ETR-ag) conformably succeeds this cap carbonate (facies ETR-hb/ DOL), bearing uniform, slightly negative  $\delta^{13}\text{C}$  values ( $\sim -1$  ‰) suggestive of ventilated oceans. The absences of desiccation features and reworked facies corroborate sedimentation below the storm waves base level. This facies (ETR-ag) shows typical deep water stromatolites features such as thin lamination, lack of flaked breccias, and the presence of iron oxides (Playford *et al.*, 1976; Kennedy, 1996). These features together with higher clay content indicate deeper water column when compared to facies ETR-hb/ DOL, probably between 40 and 200m. Dromart (1992) associates these laterally extensive layered stromatolites with external ramp/ slope deposits. The build up of stromatolites, particularly these laterally extensive biostromes, requires low sedimentation rates in a low energy environment (Dromart *et al.* 1992). Low sedimentation rates and pelagic sediments indicate that facies ETR-ag could represent a condensed section, deposited in a starved basin, submitted to accentuated eustatic rising. The end of this transgressive stage is represented by the Maximum Flooding Surface (MFS) (Figure 6.10), which marks the change from transgressive to normal regression high stand tract stacking pattern (Posamentier and Vail., 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988).

#### **6.4.2 High stand system tract (HSST)**

The HSST is superimposed on the MFS and comprise INP, SFE and ISU facies associations deposited in a storm wave-influenced environment, with shallowing upwards pattern. This tract shows progradational stacking (Figure 6.10), resulting from decreasing in eustatic sea level rise that is overcome by sediment supply.

The basis of HSST consists of grainstones (facies association INP) in concordant contact with underlying stromatolites. This contact is also marked by  $\delta^{13}\text{C}$  positive displacement of 1 ‰ that coupled with facies shift indicates an outer to inner platform transition. The absence of erosive surface as well as the stratigraphic context suggest a short-lived diachronic hiatus in response to shoreline trajectory between periods of maximum transgression and the points at which the regression enabled the deposition of HSST in different depositional sites toward the basin.

The most conspicuous feature of these grainstones (INP association) are hummocky cross stratifications, indicating inner platform environment, between the storm and fair weather wave base levels. The passage to facies association SFE is marked by the appearance of oolitic grainstones, ripple marks, and desiccation cracks toward the top. This set of structures indicates the transition to shoreface environment influenced by fair weather waves. On top of this facies association occur gradational transition to the ISU facies association, marked by insertion of interbedded lenses of flat laminites and flat-pebble rudstones, indicating the onset of tidal flats in an intertidal/ supratidal environment.

The lack of higher relief buildups, evaporites and lagoon protected facies suggests that the wave energy was dissipated throughout the platform, without the presence of barriers, in a non-rimmed shelf (James and Kendall, 1992).

### **6.5 DISCUSSION AND CONCLUSIONS**

In the investigated area, the Sete Lagoas Formation comprises one second-order depositional sequence correlated to the 2<sup>nd</sup> sequence of the São Francisco Megasequence, deposited below a regional unconformity (Martins and Lemos, 2007). This sequence is composed of a lower transgressive tract and an upper high stand tract, featuring respectively transgressive and normal regressive events, separated by the maximum flooding surface.

Although glacio-eustatic cycles result in depositional sequences, a long-term subsidence is necessary to preserve these sequences, as glacio-eustatic cycles themselves do not generate permanent accommodation spaces (Hoffman and Schrag, 2002). New publications about the age of the Sete Lagoas Formation indicate that deposition occurred

concomitantly with Brasiliano Orogeny development (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, Paula-Santos *et al.* 2015), reinforcing the character of a foreland basin, and the subsidence mechanism responsible for the preservation of the deposited sequences in glacio-eustatic cycles.

The nature of transgressive-regressive cycle is coherent with preceding works in this sector of the basin and with more regional works (Dardenne, 1981; Abreu-Lima, 1997; Martins and Lemos, 2007; Lima, 2011), suggesting a relatively similar stratigraphic evolution of the Sete Lagoas Formation in different portions of the basin. Notwithstanding the data from the Sete Lagoas high, southern basin compartment, presents significant stratigraphic differences. In the Sete Lagoas high, the cap carbonate is devoid of dolomitic facies, and is not succeeded by finely laminated deep water facies carrying isotopic signature around -1 ‰ ( $\delta^{13}\text{C}$ ). Instead, the cap carbonate is succeeded by storm and tide influenced carbonate facies, with  $\delta^{13}\text{C}$  isotopic values around 0‰ (Vieira *et al.*, 2007), better correlated with INP and SFE facies associations. The absence of argillaceous laminated facies may reflect a more proximal context for the Sete Lagoas Formation in the Sete Lagoas high, where the transgressive cap carbonate is immediately succeeded by higher energy facies.

The data collected in this study, along with those from previous works (Brandalise, 1980; Abreu-Lima, 1997; Iglesias, 2007), indicate the Sete Lagoas Formation basin presents very low gradient (less than 1°) in all directions, from the apex of a paleo-basement high located north of Januária Town. This structural framework of a paleo-high in the central portion of the basin suggests that the Sete Lagoas Formation, in the Januária region, could be deposited in an isolated platform, surrounded by deep water (Read, 1985) and cutoff by terrigenous clastic sedimentation (James and Kendall, 1992). Although the most widespread examples of this type of platform present steep margins, such as the Bahamas islands example (Read, 1985), there are also isolated platforms with smooth margins, similar to carbonate ramp models in terms of gradient and facies associations (Wilson 1975; Read, 1985). These systems can be developed on structural highs of epicontinental seas during periods of high sea level (Read, 1985), and provide a model compatible with the facies distribution typical of carbonate ramps that can also explain the absence of deltaic and fluvial facies.

The presence of the cap carbonate and the fossil *Cloudina* in the same second order sequence makes remote the hypothesis concerning an unconformity of almost 200 Ma, between the zircon/ fossil carrier beds and a Sturtian cap carbonate, as suggested by Paula-Santos *et al.* (2015) and Warren *et al.* (2014). The time interval attributed to second-order



sequences, normally ranges between 3-50 Ma (Mitchum and Van Wagoner., 1991; Vail *et al.*, 1991), which suggests that the Sete Lagoas basal strata should not be much older than those ages obtained by Paula-Santos *et al.* (2015) and by Warren *et al.* (2014) in the upper portion of the lower Sete Lagoas sequence. Even though there may be gaps and paraconformities not detected by chemostratigraphy or field survey, and the difficulty of estimating Precambrian sequences time spans (Catuneanu, 2006), a gap of this magnitude seems very unlikely because it is usually associated with boundaries between first-order sequences. The data obtained in this study indicate that the Jequitaí glacial event provides a more consistent correlation with Marinoan glaciation as suggested by Caxito *et al.* (2012), or a younger glaciation (Lima, 2011).

The cap carbonate studied presents Marinoan glaciation characteristic features including aragonite pseudomorphs, light, locally reddish pink, color and persistent  $\delta^{13}\text{C}$  negative values (Kennedy *et al.*, 1998) that could be correlated with Marinoan cap carbonates described in the others portions of the São Francisco basin (Caxito *et al.*, 2011). However, even considering an age around 600 Ma for the Sete Lagoas Formation basal facies, we still have a pronounced gap to the end of the Marinoan glaciation, well established in 635 Ma (Prave *et al.*, 2016), being necessary to assume a few tens of millions years hiatus, not yet detected, for this correlation.

The correlation with a younger glaciation event, like the Gaskiers (ca. 580 Ma), can be established based on relatively continuum sedimentation, without requiring considerable hiatus. However the features reported from these cap carbonate are very distinct from those observed in Januária region. The Gaskiers glaciation comprises sparse occurrences of cap carbonates in Newfoundland and Northern China, which are very thin, extremely discontinuous, and not characterized by dolomites and seafloor cements (Myrow and Kaufman, 1999; Xiao *et al.*, 2004, MacGabhann, 2005). Corsetti and Lorenz (2006) argue that whilst some Marinonan style cape carbonate are synchronous some others were not, being distributed in an interval between 709-580 Ma. However this is not a consensual matter, as some data used are subject of debate.

### ***Acknowledgments***

We are grateful to the Federal University of Minas Gerais (UFMG), to the Development Company of Minas Gerais State (CODEMIG) and PETROBRAS for financial and technical support. We also thank the Federal University of Pernambuco for the isotopic analyses, Lucas M. da Mata Machado for revising the English manuscript, Adriano B. Dalfior

for the photomosaic acquisitions, and Paulo R. N. Oliveira for the map edition. Cícero da Paixão P. gave invaluable help with the petrographic recognition of microbial facies, and the discussion with Fabrício A. Caxito, Eveline E. Zambonato and João P. R. Olivito enriched the work, reasons why we are thankful to them.

## 7 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NA REGIÃO DE JANUÁRIA

A evolução estratigráfica de uma plataforma carbonática está associada a uma soma de diferentes variáveis de natureza tectono-sedimentares, abrangendo tanto fatores de caráter intrínseco como extrínseco à bacia. Entre os fatores intrínsecos destacam-se a topografia herdada e a taxa de produção da fábrica carbonática, enquanto os fatores extrínsecos mais importantes são a subsidência tectônica, as variações eustáticas do nível do mar e o aporte de sedimentos clásticos.

Para realizar o estudo de estratigrafia, algumas observações abordando os aspectos mencionados acima devem ser consideradas. Sobre a paleogeografia da área, merece destaque o alto de Januária. Estudos estratigráficos prévios, baseados em dados de testemunhos e de superfície, indicam que esta feição já era um paleo-alto na época da sedimentação da Formação Sete lagoas. Na área investigada as espessuras medidas da Formação Sete Lagoas apresentam uma média de 120m, enquanto estudos com dados de poços da CPRM (Brandalise, 1980; Abreu-Lima, 1997) localizados a norte (região de Montalvânia), e a sul de Januária (município de Lontra), determinaram espessuras de 486m e 360m, respectivamente para a Formação Sete Lagoas.

Nestas localidades, a sucessão de fácies é semelhante à observada na porção mais rasa da região de Januária-Itacarambi, porém nesta última algumas fácies estão adelgadas, sugerindo menor espaço de acomodação sobre um paleo-alto do embasamento (Abreu-Lima, 1997). Iglesias (2007) realizou estudo regional com dados de poços tubulares, poços de sondagem, e seções estratigráficas, onde constatou que a Formação Sete Lagoas apresenta isópacas progressivamente maiores em todas as direções, a partir de uma área situada cerca de 20km a norte do município de Januária, onde aflora o embasamento. No desenvolvimento do atual trabalho, novas evidências estratigráficas e isotópicas corroborando a configuração de um paleo-alto foram encontradas. As evidências estratigráficas são a progradação das fácies sedimentares a partir do ápice do alto de Januária e o contato por *onlap* da Formação Sete Lagoas sobre o embasamento. Além disso, os perfis isotópicos sugerem um aumento da restrição na posição em que o embasamento está mais raso (Perfil SA), provavelmente refletindo uma menor espessura de lâmina d'água sobre um paleo-alto.

A presença de um alto estrutural no início da sedimentação da Formação Sete Lagoas é um dos balizadores mais importantes para a compreensão da distribuição de fácies e arquitetura das camadas. Nos ambientes modernos, os altos topográficos herdados

normalmente são o ponto de partida para a acumulação de carbonatos, pois representam locais em que os organismos fototróficos se encontram próximos do nível do mar e, portanto, em condições ideais de realizar a fotossíntese (Jones e Desrochers, 1992).

Os dados provenientes de trabalhos anteriores (Brandalise, 1980; Abreu-Lima, 1997; Iglesias, 2007), em conjunto com os obtidos neste trabalho, indicam que a deposição carbonática ocorreu sobre um substrato com gradientes suaves, caracterizado por mergulhos inferiores a 1° em todas as direções, a partir do alto de Januária. Esta configuração sugere, que na área de estudo, a Formação Sete Lagoas tenha se desenvolvido sobre uma plataforma isolada, porém com mergulhos característicos de rampas carbonáticas. Esta morfologia, provavelmente foi responsável pelo reduzido aporte de terrígenos, e pela ausência de fácies flúvio-deltáicas.

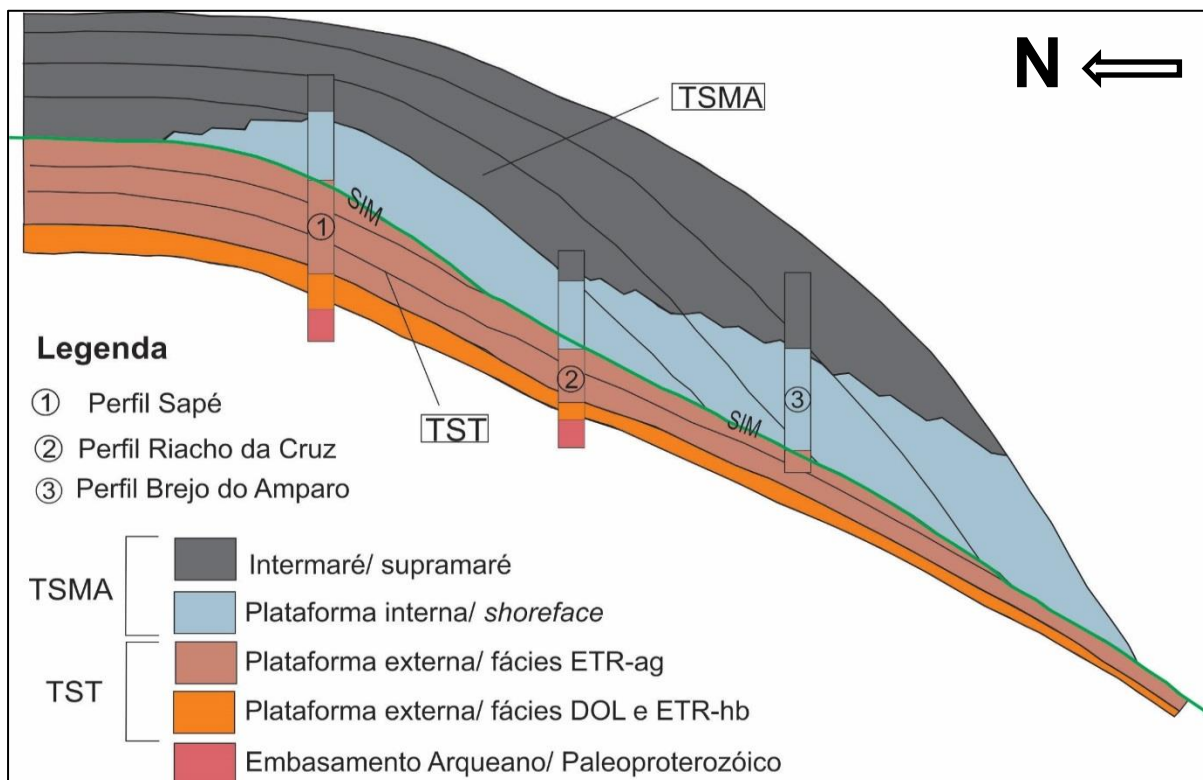
Outro fator intrínseco importante, difícil de estimar, é taxa de produção carbonática. Esta é uma variável que depende da profundidade, da temperatura e da posição ao longo da plataforma. As taxas de sedimentação do Holoceno variam entre 10 e 60 cm/ka (mil anos) em ambientes submaré, podendo chegar a mais de 1000cm/ka nos recifes, e serem inferiores a 10cm/ka em ambientes de águas frias. Estima-se, no Fanerozóico, que os sedimentos tenham se acumulado em ciclos que representem de 3 a 30 % do tempo compreendido pelas sequências (Wilkinson *et al.*, 1991). Utilizando valores muito conservadores de 10cm/ka durante 3% do tempo de duração, obtém-se uma acreção de 30m a cada 10Ma, enquanto se estimarmos valores muito otimistas de 100cm/ka em 30% do tempo chegamos a valores de 3000m em 10Ma. Estes dados indicam um elevado potencial de crescimento da fábrica carbonática. Porém, os parâmetros podem mudar drasticamente em se tratando de rochas precambrianas, uma vez que a produção carbonática está associada à biota. Jones e Desrochers (1992) estimam valores inferiores para as taxas de acumulação em ambientes antigos, mais parecidos com os obtidos em ambientes atuais de água fria (1 a 10cm/ka). Embora sejam estimadas flutuações na taxa de acumulação carbonática, com valores inferiores no trato transgressivo, devido a sucessivos afogamentos da fábrica carbonática, a taxa sedimentar utilizada foi considerada constante para simplificar esta análise estratigráfica.

Dentre os fatores extrínsecos, a variação eustática associada a ciclos glácio-eustáticos do Neoproterozóico foi um fator preponderante na definição do estilo de sedimentação, pois é o principal fator associado à geração de espaço de acomodação. Durante o Holoceno, as estimativas de variação glácio-eustáticas compreendem valores em torno de 100 cm/ka (Jones e Desrochers, 1992). Estimar as taxas de variação eustática no Neoproterozóico seria um exercício cheio de incertezas, porém existem modelagens que estimam rebaixamentos do

nível do mar entre 525 e 720m para este período (Liu e Peltier, 2013). Este rebaixamento é muito superior aos 120m de rebaixamento estimados nas glaciações do Pleistoceno, o que pode sugerir que as taxas de subida eustática devem ter sido mais vigorosas nos períodos pós-glaciais neoproterozóicos, possivelmente ultrapassando o valor de 100cm/ka e atingindo valores altos o suficiente para afogar uma fábrica carbonática sadia.

A subsidência tectônica também é um fator importante, pois os ciclos glácio-eustáticos por si só não produzem espaço de acomodação permanente, sendo necessária uma lenta subsidência tectônica de fundo para preservação das sequências (Hoffman e Schrag, 2002). Os dados mais recentes sobre a idade da Formação Sete Lagoas indicam que sua sedimentação pode ter ocorrido concomitantemente ao desenvolvimento do Orógeno Arauaí (Paula-Santos *et al.*, 2015). A colisão continental deste orógeno ocorreu no período entre 585 e 560Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011) estabelecendo condições propícias para a subsidência tectônica no interior do Cráton do São Francisco.

A análise estratigráfica da Formação Sete Lagoas, na área de estudo, permitiu o reconhecimento de uma sequência deposicional, composta por um Trato de Sistema Transgressivo (TST) na base e um Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA) na porção superior, separados por uma Superfície de Inundação Máxima (SIM) (Figura 7.1).



**Figura 7.1** Arcabouço de estratigrafia de sequências para a Formação Sete Lagoas na região de Januária, com os tratos deposicionais transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA) e a localização dos perfis estratigráficos.

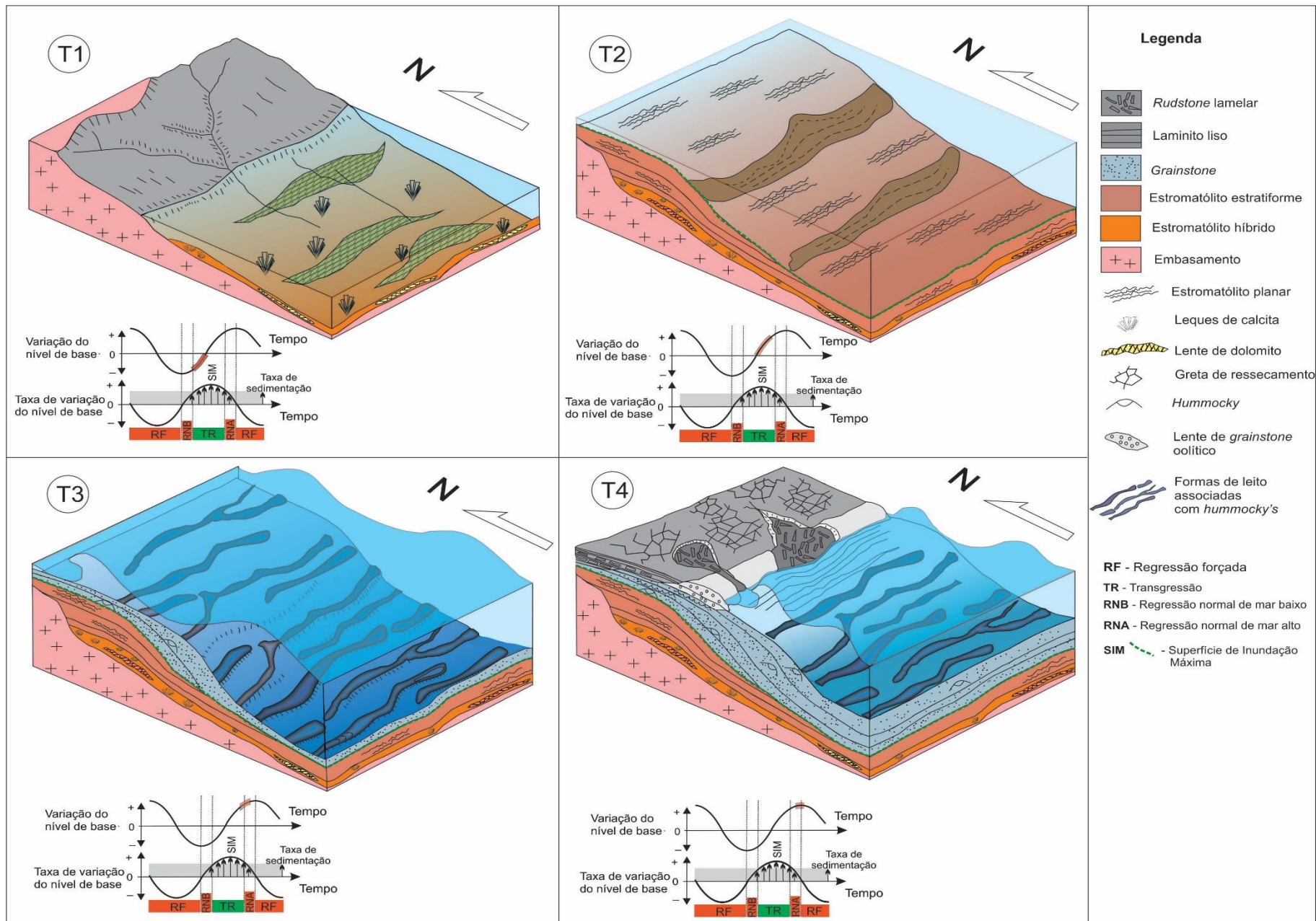
Este arcabouço estratigráfico foi determinado com o apoio de três perfis estratigráficos situados ao longo de um caminhamento N-S onde o topo do embasamento é progressivamente mais profundo para sul. De acordo com os critérios propostos por Catuneanu (2006), a importância das superfícies estratigráficas e a magnitude das variações faciológicas observadas na sequência de Januária permitem ranqueá-la como uma sequência de segunda ordem. Esta sequência pode ser correlacionada à segunda das quatro sequências deste nível hierárquico, que juntas constituem a Megasequência São Francisco (Martins e Lemos, 2007).

A evolução estratigráfica da sequência de segunda ordem foi dividida em quatro estágios enumerados de T1 a T4, que juntos representam um ciclo transgressivo-regressivo depositado em um contexto de aumento contínuo do nível de base. Estes estágios e as respectivas curvas de variação do nível de base, e da taxa de variação do nível de base estão ilustrados nos blocos diagramas da Figura 7.2.

### **7.1 Trato de Sistema transgressivo inicial – T1**

O estágio inicial (T1) do trato transgressivo começa com a deposição das fácies DOL/ETR-hb diretamente em *onlap* sobre o embasamento. Embora esta sucessão não ocorra sobreposta a diamictitos glaciais, ela apresenta características isotópicas e litológicas idênticas aos carbonatos de capa que repousam sobre diamictitos da Formação Jequitai, ou de outras unidades glaciogênicas ao redor do mundo. Estas feições englobam forte anomalia negativa de  $\delta C^{13}$ , espessura de camada reduzida (inferior à 20m), grãos de natureza peloidal, estruturas microbiais, leques de pseudomorfo de aragonita, cristais de barita, presença de níveis dolomíticos e laminação plana (Kennedy, 1996; Hoffman *et al.*, 2002; Vieira *et al.*, 2007; Lima, 2011). Hoffman e Schrag (2002) chamam atenção para o fato de que os carbonatos de capa excedem de longe os limites confinados das rochas glaciais, recobrando discordantemente as rochas pré-glaciais. Dessa forma, a base da associação de fácies de plataforma externa (PLE) representa uma superfície transgressiva, e marca o início de um evento transgressivo durante o período pós-glaciação Jequitai, em resposta à rápida elevação do nível dos oceanos, provocada pelo degelo generalizado.

Neste estágio (T1) foi depositada uma camada fina, com espessuras inferiores a 20m, mas aparentemente com elevada continuidade lateral. O espessamento desta camada em direção ao alto do embasamento (figuras 5.2, 7.2) indica um padrão retrogradacional, que também pode ter sido influenciado por condições mais favoráveis para promover a supersaturação de  $CaCO_3$  nas regiões onde o alto do embasamento é mais proeminente.



**Figura 7.2** Blocos diagramas dos estágios T1 a T4, mostrando a evolução do desenvolvimento da seqüência de segunda ordem da Formação Sete Lagoas, na região de Januária.

Não foram observados depósitos de *lags* basais, nem estruturas de retrabalhamento, o que sugere que a taxa de subida eustática foi tão intensa que não permitiu a deposição ou preservação de fácies mais rasas, inundando o relevo e passando rapidamente para um ambiente de plataforma externa.

Este evento pós-glacial é marcado pela precipitação de cimento aragonítico, na forma de leques, evidenciando uma plataforma supersaturada em  $\text{CaCO}_3$ . As precipitações deste tipo de cimento, formando incrustações macroscópicas, constituem eventos raros durante o Neoproterozóico, e estão associados com carbonatos de capa (Grotzinger e Knoll, 1995; Grotzinger e James, 2000; Riding, 2008). Existem diferentes teorias que explicam este aumento de alcalinidade nos oceanos pós-glaciais. Hoffman e Schrag (2002) propõem que o acúmulo de  $\text{CO}_2$  na atmosfera durante os períodos glaciais, com o consequente aumento da pressão deste gás, tenha provocado um incremento da alteração de carbonatos e silicatos, transferindo um fluxo alcalino com assinatura isotópica depletada para os oceanos, durante os primeiros estágios da deglaciação. Grotzinger e Knoll (1995) acreditam que este aumento da alcalinidade pode estar associado a correntes de surgência, provocadas pela fusão do gelo, que teriam trazido para a superfície águas alcalinas e enriquecidas em  $\text{C}^{12}$  de um oceano previamente estratificado e anóxico.

## 7.2 Trato de Sistema transgressivo final – T2

O carbonato de capa do estágio T1 é concordantemente sucedido por uma sequência relativamente espessa de estromatólitos estratiformes argilosos (ETR-ag), onde os valores isotópicos uniformes e levemente negativos, em torno de -1 ‰, indicam condições de oceanos bem ventilados. A ausência de estruturas trativas, dessecativas, assim como de fácies retrabalhadas indicam uma sedimentação abaixo do nível de base das ondas de tempestade, provavelmente entre 40 e 200m de profundidade. O estágio T2 é caracterizado por um padrão retrogradacional com espessamento das camadas em direção ao continente (Figura 7.2). Esta conformação provavelmente está associada a um padrão do tipo *backstepping*, onde rápidas e sucessivas elevações do nível do mar superaram as taxas de produção da fábrica carbonática, provocando o afogamento das plataformas, com posterior estabelecimento de plataformas mais estreitas em condições mais proximais.

Os estromatólitos presentes neste intervalo reúnem algumas características texturais, que são típicas das formas de água profunda, tais como laminação fina, ausência de *flaked breccias*, e presença de óxidos/hidróxidos de ferro (Playford *et al.* 1976, Kennedy, 1996), que em conjunto com maior conteúdo argiloso indicam condições de lâmina d'água mais



profundas em relação às fácies ETR-hb/DOL. Dromart *et al.* (1992) associam estes estromatólitos acamadados e lateralmente extensos a depósitos de rampa externa/ talude. Para a formação de estromatólitos, particularmente destes laminados e lateralmente extensos, é necessário um período de baixas taxas de sedimentação em um ambiente de baixa energia (Dromart *et al.* 1992). As baixas taxas de aporte sedimentar, o padrão retrogradacional e a presença de sedimentos finos pelágicos/ hemipelágicos indicam que a fácies ETR-ag pode representar uma seção condensada depositada em um período de bacia faminta, em um contexto de elevadas taxas de subida eustática, que irá culminar com a máxima transgressão e deposição da Superfície de Inundação Máxima (SIM). A SIM marca a mudança no padrão de empilhamento de fácies de transgressão para a regressão normal de trato de mar alto (Posamentier e Vail, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988) (Figura 7.2). De acordo com Catuneanu *et al.* (2009), esta geralmente é uma superfície de “*downlap*”, onde o trato costeiro de mar alto prograda sobre as seções condensadas do trato transgressivo.

### 7.3 Trato de Sistema de Mar Alto inicial – T3

Sobreposto à SIM foi depositado o TSMA, que no estágio T3 compreende as associações de fácies PLI, e SFE depositadas em um ambiente influenciado por ondas de tempestade com raseamento ascendente. Este trato apresenta um padrão de empilhamento progradante (figuras 7.1 e 7.2), resultante da diminuição da taxa de subida eustática, que passa a ser superada pela taxa de sedimentação.

A base do TSMA é constituída por *grainstones* da associação de fácies PLI, em contato concordante com os estromatólitos sotopostos da associação de fácies PLE. Este contato é marcado por um deslocamento de 1‰ na curva de  $\delta^{13}\text{C}$ , que associado à mudança faciológica indica uma passagem de um ambiente de rampa externa para condições de rampa interna. Não foram observadas superfícies erosivas ou feições de exposição nesta transição e o contexto estratigráfico indica a existência de um hiato deposicional diacrônico e de pequena duração, associado à mudança de trajetória da linha de costa entre os períodos de máxima transgressão e os pontos em que a regressão normal possibilitou a deposição do trato de mar alto sobre a seção condensada, nos diferentes sítios deposicionais ao longo de uma seção *dip* (Figura 7.2).

A principal característica dos *grainstones* da associação de fácies PLI é a presença de estratificações *hummocky* de pequeno a médio porte, caracterizando um ambiente de deposição entre os níveis de base de ondas de tempo bom e ondas de tempestade. Na parte superior do estágio T3, ocorre a passagem para a associação de fácies SFE, marcada pelo

surgimento de *grainstones* oolíticos, e *grainstones* com marcas de ondas (*riples*) que sinalizam uma mudança para um ambiente de *shoreface* influenciado por ondas normais.

#### **7.4 Trato de Sistema de Mar Alto Final – T4**

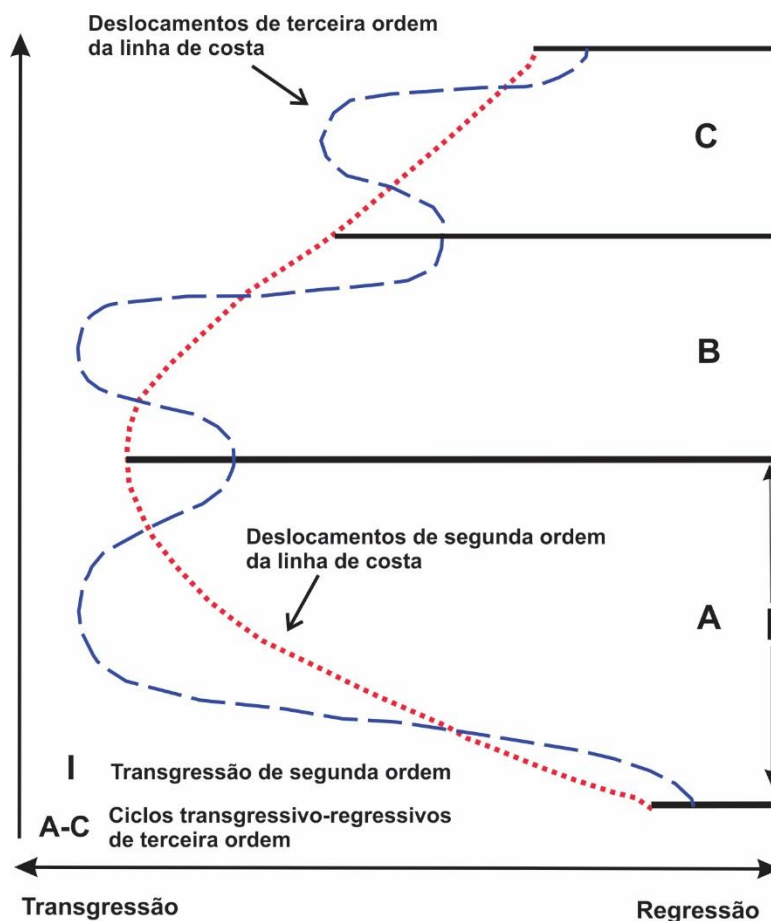
O estágio T4 representa o estágio final da regressão normal com a progradação de fácies de ambiente de intermaré e supramaré sobre as fácies de *shoreface*. Esta passagem gradacional se inicia com intercalações de lentes de laminitos microbiais e *rudstones* lamelares, onde estes são o produto do retrabalhamento dos laminitos por correntes de tempestade. Neste estágio o nível de base atinge o máximo, sinalizando o estágio terminal da fase de regressão normal (Figura 7.2). A presença de laminitos de planície de maré, com indícios de ressecamento e litificação precoce, sugere que uma mudança para período de queda do nível de base com regressão forçada está prestes a se instalar na bacia. Porém uma discordância de primeira ordem interrompe o registro da Formação Sete Lagoas, colocando-a em contato com arenitos cretáceos do Grupo Urucuia.

O terço superior ausente da sucessão de fácies da Formação Sete Lagoas é caracterizado por fácies dolomitizadas (Dardenne, 1978), que normalmente ocorrem associadas a um salto isotópico de 5‰ na curva de  $\delta C^{13}$  interpretados como evidências de uma discordância de caráter regional (Martins e Lemos, 2007). Estas características se encaixam perfeitamente com a sucessão prevista para um possível estágio T5. O contexto geográfico de um paleo-alto pode ter propiciado a erosão deste pacote do topo da Formação Sete Lagoas.

#### **7.5 Sequências de terceira ordem**

Embora a estratigrafia de alta resolução não tenha sido o escopo principal deste trabalho, superfícies atribuídas a possíveis limites de sequências de nível hierárquico inferiores foram identificadas. Estas superfícies representam deslocamentos isotópicos e/ou faciológicos associados com mudanças de sistemas deposicionais. Enquanto as sequências de níveis hierárquicos superiores obedecem a um *trend* mais global, as sequências de níveis hierárquicos inferiores, como as de terceira ordem, estão mais diretamente associadas aos deslocamentos da linha de costa (Figura 7.3). Por este motivo, os deslocamentos faciológicos associados às variações da linha de costa constituem evidências diretas de limites de sequências de nível hierárquico inferior (Catuneanu, 2006). Seguindo estes critérios, duas superfícies de sequências de terceira ordem foram reconhecidas no interior da sequência de segunda ordem.

A superfície inferior compreende uma descontinuidade faciológica e isotópica associada à passagem do sistema deposicional de plataforma externa para plataforma interna/*shoreface*. A superfície superior, de terceira ordem, está vinculada a um deslocamento faciológico importante na passagem do sistema deposicional de *shoreface* para o de intermaré/supramaré. Estas superfícies, associadas a importantes deslocamentos da linha de costa, indicam a existência de três sequências de terceira ordem designadas A, B e C (Figura 7.3). A é a sequência inferior associada ao sistema deposicional de plataforma externa, B a intermediária associada aos sistemas de plataforma interna/*shoreface* e C a superior vinculada ao sistema deposicional de intermaré/supramaré



**Figura 7.3.** Padrões de deslocamentos da linha de costa superpostos para os ciclos de 2ª e 3ª ordens da Formação Sete Lagoas na região de Januária. Os ciclos de nível hierárquico inferior refletem o verdadeiro deslocamento da linha de costa, enquanto o ciclo de nível hierárquico superior reflete *trend* de caráter mais global, associado a um evento de maior escala. Adaptado de Catuneanu, 2006.

Neste arcabouço contendo ciclos de diferentes escalas, a superfície de inundação máxima da sequência de nível hierárquico superior coincide com a superfície de máxima regressão da segunda sequência de nível hierárquico inferior. Esta constatação ilustra um importante princípio da estratigrafia de sequências, o qual estabelece que superfícies

estratigráficas de níveis hierárquicos inferiores não alteram o significado das superfícies estratigráficas de níveis hierárquicos superiores (Catuneanu, 2006).

## 8 CONCLUSÕES

Na área de pesquisa (porção sul da Folha Januária, norte do estado de Minas Gerais) predominam rochas do Grupo Bambuí, limitadas no topo e na base por discordâncias que as separam respectivamente do Grupo Urucuia e do Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico. Foi verificada uma ausência de correspondência entre os pacotes de rochas sedimentares situados nos lados opostos do Rio São Francisco, com as Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré aflorando em cotas semelhantes, respectivamente nas margens esquerda e direita do rio. Esta ausência de correlação já foi atribuída a uma falha extensional inferida nos trabalhos anteriores de Cassedane (1972, *apud* Iglesias 2007) e Lopes (1979, *apud* Iglesias, 2007), que defendem que as evidências tectônicas tenham sido recobertas pelos sedimentos recentes depositados pelo rio. Neste estudo também não foram encontradas evidências de tais falhamentos, e a hipótese considerada mais provável para este deslocamento estratigráfico é de que as camadas estejam com um basculamento suave (inferior a 1°) para leste. Este basculamento pode ter resultado de ajustes isostáticos impostos pelas construções dos cinturões orogênicos nas bordas cratônicas. Durante este período a feição do alto de Januária pode ter sido amplificada através de mecanismos isostáticos associados a ajustes elásticos, e de reativações de falhas do embasamento.

Evidências demonstradas em trabalhos anteriores (Brandalise, 1980; Abreu-Lima, 1997, Lima, 2011) e neste atual estudo indicam que o alto de Januária foi um paleo-alto durante a deposição da Formação Sete Lagoas. A presença de um alto estrutural no interior do Cráton do São Francisco propiciou o desenvolvimento de uma plataforma carbonática isolada, com mergulhos suaves e cercada por águas profundas (Read, 1985). Sobre este paleo-alto, condições de lâminas d'água relativamente rasas, dentro do limite da zona fótica, favoreceram o desenvolvimento de esteiras microbiais e o retrabalhamento por ondas. O modelo de plataforma isolada também pode explicar o reduzido aporte de terrígenos e a ausência de fácies flúvio-deltáicas (James e Kendall, 1992).

A análise de estratigrafia sequencial da Formação Sete Lagoas foi viabilizada pela qualidade e extensão dos afloramentos localizados na margem esquerda do Rio São Francisco. Esta excelente exposição permitiu o levantamento de perfis estratigráficos/químioestratigráficos contínuos da seção estudada. Desta forma, foram definidas fácies, sistemas deposicionais, natureza de contatos estratigráficos, e o padrão do empilhamento vertical de fácies. A correlação destas feições nos diferentes perfis

estratigráficos/químioestratigráficos permitiu estabelecer *trends* deposicionais, e definir os tratos de sistemas.

O arcabouço de estratigrafia de sequências proposto para a Formação Sete Lagoas abrange uma sequência de segunda ordem, que corresponde aproximadamente aos primeiros 2/3 da sucessão litoestratigráfica da Formação Sete Lagoas. Esta sequência pode ser correlacionada à segunda das quatro sequências, deste mesmo nível hierárquico, que juntas compõe a Megasequência São Francisco (Martins e Lemos, 2007). Dentro deste ciclo de segunda ordem foram reconhecidas duas superfícies de nível hierárquico inferior, possivelmente associadas a limites de sequências de terceira ordem, subdividindo este pacote em três ciclos de terceira ordem.

A sequência de segunda ordem analisada compreende os tratos transgressivo e de mar alto, acumulados em regime de aumento contínuo do nível de base. A base do trato transgressivo foi caracterizada como um carbonato de capa (*cap carbonate*) com características semelhantes às de outras ocorrências descritas na Bacia do São Francisco (Caxito *et al.*, 2012; Reis, 2013), e depositado em *onlap* sobre o alto de Januária. Este carbonato de capa é sucedido por um pacote de estromatólitos argilosos de águas profundas acumulado no período de maiores espessuras de lâminas d'água da sequência, provavelmente entre profundidades de 40m e 200m. Na passagem para o trato superior não foram observadas superfícies erosivas ou feições de exposição subaérea, caracterizando um estágio de regressão normal de trato de mar alto. Neste trato ocorre a progradação sucessiva dos ambientes de plataforma interna, *shoreface*, e intermaré/supramaré, num ciclo *shallowing upwards*. Esta tendência de raseamento, associada com feições sugestivas de litificação precoce/ressecamento da associação de fácies de intermaré/supramaré, indica que a transição para o início de um estágio de regressão forçada, com queda do nível de base, estava em curso no topo da sequência.

A sucessão de fácies descrita para a Formação Sete Lagoas neste estudo é muito semelhante com as apresentadas em trabalhos anteriores para este setor da bacia (Dardenne, 1978; Abreu-Lima, 1997; Iglesias, 2007), com exceção das fácies dolomíticas do terço superior da Formação Sete Lagoas, não identificadas na área estudada. Esta sucessão compreende, de forma simplificada, quatro pacotes principais: 1) carbonatos laminados com filmes argilosos, 2) *grainstones* com estratificações *hummocky's*, 3) *grainstones* com marcas de ondas/ lentes oolíticas, e 4) intercalações de *rudstones* lamelares e laminitos lisos. As

fácies basais laminadas apresentam feições características de estromatólitos de água profunda. Embora a associação clássica de microbialitos com ambientes rasos de intermaré prevaleça no Fanerozóico, no Precambriano a ausência de macrofauna pastora e escavadora (*grazing and burrowing*) permitiu a proliferação de esteiras microbais tanto em ambientes de água rasa, como águas profundas situadas dentro da zona fótica (Grotzinger e Al-Rawahi, 2014). Catuneanu e Eriksson (2007) defendem que durante este supereon, os sítios deposicionais situados abaixo do nível de base das ondas normais foram mais propícios à preservação de esteiras microbiais, possivelmente devido a maior erosão nos sítios intermaré, provocada por ventos e ondas de maior intensidade.

O caráter de um ciclo transgressivo-regressivo para a Formação Sete Lagoas também é coerente com trabalhos prévios tanto de caráter local para este setor da bacia, como também de âmbito mais regional (Dardenne, 1981; Abreu-Lima, 1997; Martins e Lemos, 2007; Lima, 2011), sugerindo uma evolução estratigráfica relativamente similar em diferentes porções da bacia. Porém, quando comparado aos dados provenientes do alto de Sete Lagoas, compartimento sul da bacia, os dados oriundos deste estudo apresentam algumas diferenças estratigráficas importantes. No alto de Sete Lagoas, o carbonato de capa é desprovido de fácies dolomíticas, e não é sucedido por fácies laminadas de águas profundas com assinatura isotópica em torno de -1‰ ( $\delta^{13}\text{C}$ ), representadas na região de Januária pelos estromatólitos da fácies ETR-ag. Ao invés disso, o carbonato de capa do alto de Sete Lagoas é diretamente sucedido pelo trato de mar alto, constituído por fácies influenciadas por tempestade e maré com assinatura isotópica em torno de 0‰ (Vieira *et al.*, 2007), que se correlacionam bem com o trato de mar alto da sequência de Januária. Esta ausência de fácies argilosas laminadas pode refletir um contexto mais proximal para o alto de Sete Lagoas em relação ao alto de Januária, uma vez que no primeiro o carbonato de capa é sucedido por fácies de plataforma interna, enquanto no segundo é sobreposto por fácies de plataforma externa.

A presença do fóssil índice *Cloudina* nos trombolitos da associação de fácies SFE indicam uma idade Ediacarano Superior (550-542 Ma) para o trato de mar alto. A ocorrência de fósseis de *Cloudina* e do carbonato de capa em uma mesma sequência de segunda ordem torna remota a hipótese de uma discordância de quase 200 Ma separando o nível portador dos fósseis de *Cloudina*/ zircões de idade Ediacarana de um carbonato de capa Sturtiano, como aventado por Warren *et al.* (2014) e Paula-Santos *et al.* (2015). O intervalo de tempo entre 3 e 50Ma, normalmente atribuído a sequências de segunda ordem (Mitchum e Van Wagoner, 1991; Vail *et al.*, 1991), sugere que o intervalo basal da sequência não deve possuir uma

idade muito distante daquela que foi obtida a partir de fósseis e zircões detríticos na porção superior da sequência basal da Formação Sete Lagoas (Warren *et al.*, 2014; Paula-Santos *et al.*, 2015). Mesmo considerando que possam existir paraconformidades e quebras na sedimentação, não detectadas nos levantamentos de campo e perfis quimioestratigráficos, assim como a dificuldade em se estimar duração de sequências precambrianas (Catuneanu e Eriksson, 2007), um lapso de tempo desta magnitude normalmente está associado a superfícies que separam sequências de primeira ordem, ou seja, sequências depositadas em regimes tectônicos diferentes (Catuneanu, 2006). Desta forma, os dados obtidos neste estudo indicam que o carbonato de capa, da base da Formação Sete Lagoas, apresenta uma correlação mais consistente com o evento glacial Marinoano como sugerido por Caxito *et al.* (2012), ou evento mais novo (Lima, 2011).

O carbonato de capa estudado apresenta feições características das sucessões associadas com a glaciação Marinoana. Estas feições incluem cristais de barita, pseudomorfos de aragonita, cor clara, localmente rosada, e valores negativos persistentes de  $\delta C^{13}$  (Kennedy *et al.*, 1998, Hoffman *et al.*, 2011). Tais feições permitem a correlação desta sucessão com carbonatos de capa descritos em outras porções da bacia (Caxito *et al.*, 2012). Porém, mesmo considerando uma idade de 600Ma para os estratos basais da Formação Sete Lagoas, ainda existe uma lacuna de tempo considerável para o final do evento Marinoano, bem estabelecido em 635Ma (Prave *et al.*, 2016). Desta forma, para estabelecer esta correlação seria necessário assumir hiatos de algumas dezenas de milhões de anos, não identificados neste trabalho.

A correlação com um evento mais novo, como o Gaskiers, pode ser estabelecida baseada em uma sedimentação relativamente contínua, sem a necessidade de hiatos pronunciados. No entanto, as feições associadas com os carbonatos de capa deste evento não coincidem com as observadas na Formação Sete Lagoas. A glaciação Gaskiers compreende ocorrências esparsas de capas carbonáticas em Newfoundland (Canadá) e no norte da China, que são muito finas, extremamente descontínuas, e não são caracterizadas por fácies com incrustações marinhas e dolomitos (Myrow e Kaufman, 1999; Xiao *et al.*, 2004; MacGabhann, 2005).

Corsetti e Lorenz (2006) defendem que alguns carbonatos de capa com feições marinoanas são síncronos enquanto outros não, podendo estar distribuídos em um amplo intervalo entre 709 a 580Ma. Porém, algumas das datações utilizadas por estes autores



constituem objetos de debates, não constituindo uma temática consensual. A correlação do evento glacial que precede a deposição da Formação Sete Lagoas permanece em aberto, uma vez que para as duas hipóteses apresentadas existem argumentos contrários e favoráveis.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu-Lima, S.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*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 121 p.

Agência Nacional das Águas - ANA. Disponível em <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/SaoFrancisco>>. Acesso em 04/08/2016

Aitken, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *J. Sedim. Petrol.*, (37): 1163-1178.

Alkmim, F.F.; Martins-Neto, M.A., 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Martins-Neto, M.A., Pinto, C.P. (Ed.), *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Minerais*. SBG/MG, Belo Horizonte, p. 9-30.

Alvarenga, C.J.S.; Giustina, M.E.S.D.; Silva, N.G.C.; Santos, R.V.; Gioia, S.M.C.L.; Guimarães, E.M.; Dardenne, M.A.; Sial, A.N.; Ferreira, V.P., 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás – O Cráton São Francisco. *Rev Bras Geocienc* 37 (4): 147-155.

Amthor, J.E.; Grotzinger, J.P.; Schröder, S.; Bowring, S.A.; Ramezani, J.; Martin, M.W.; Matter, A., 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, (31): 431–434.

Araújo-Gomes, J., 2013. Deformações em sedimentos finos não consolidados interpretadas como Sismitos. *Finisterra* (95):125-138.

Awramik, S.M.; Margulis, L., 1974. *Stromatolite Newsletter*, 2, 5.

Babinski, M.; Kaufman, A.J., 2003. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacial cap carbonate. In: SGB, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, 2003. *Short papers...*, Salvador, v.1, p. 321-323.

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

Bontognali, T. R. R. , Sessions, A.L.; Allwood, A. C.; Fischer, W. W.; Grotzinger, J.P.; Summons, R.E.; Eiler, J. M. Sulfur isotopes of organic matter preserved in 3.45-billion-year-old stromatolites reveal microbial metabolism. *PNAS*, 109 (38): 15146-15151.

Brandalise, L.A., 1980. Projeto sondagem Bambuí em Minas Gerais: relatório final. CPRM, Belo Horizonte.

Braun O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Bambuí. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 22, Anais, Belo Horizonte, p.154-166.

Burne, R.V.; Moore, L.S., 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaïos*, (2): 241-254.

Campos, J.E.G.; Dardenne, M.A., 1999. Distribuição, estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Urucua – Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. *Geociências*, São Paulo, 18(2): 481-499.

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., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375p.

Catuneanu, O.; Eriksson, P.G., 2007. Sequence stratigraphy of the Precambrian. *Gondwana Research*, 12: 560–565.

Catuneanu, O.; Abreu, V.; Bhattacharya, J.P.; Blum, M. D.; Dalrymple, R.W.; Eriksson, P. G.; Fielding, C. R.; Fisher, W. L.; Galloway, W. E.; Gibling, M. R.; Giles, K. A.; Holbrook, J. M.; Jordan, R.; Kendall, C. G. St. C.; Macurda, B.; Martinsen, O. J.; Miall, A. D.; Neal, J. E.; Nummedal, D.; Pomar, L.; Posamentier, H.W.; Pratt, B. R.; Sarg, J.F.; Shanley, K.W.; Steel, R. J.; Strasser, A.; Tucker, M. E.; Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, (92): 1–33.

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 (2012): 38–58.

Caxito, F. A.; Araujo, R. G.; Uhlein, A.; Uhlein, G.J., 2015. Folha Mata do Jaíba SD.23-Z-C-III. Escala 1:100.000. Nota Explicativa. Projeto Fronteiras de Minas Gerais. 1. ed. Belo Horizonte: CODEMIG / CPMTc - UFMG. v. 1. 39p.

Chang H.K., Miranda F.P., Magalhães L., Alkmim F. F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da bacia do São Francisco. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Anais, 5:2076-2090.

Chen, Z; Bengtson, S.; Zhou, C.M.; Hua, H.; Yue, Z., 2008. Tube structure and original composition of *Sinotubulites* : shelly fossils from the late Neoproterozoic in southern Shaanxi, China. *Lethaia* (41):37-45.

Choquette, P.W.; Pray, L.C., 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *AAPG Bulletin* 54 (2): 207–250.

Costerton, J.; Stoodley, P., 2003. Microbial biofilms: protective niches in ancient and modern geomicrobiology. *In: Drumein, W.E.; Paterson, D.M.; Zavarzin, G.A. (Eds.) Fossil and recent biofilms*. Kluwer, Dordrecht, p xv-xxi.

Costa M.T.; Branco J.J.R., 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 14:15-25

Corsetti, F.A.; Lorentz, F.J., 2006. On Neoproterozoic cap carbonates as chronostratigraphic markers. *In: Xiao, S.; Kaufman, A.J. (eds.), Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology*, Springer, p. 273–294.

Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. *Anais... : 2: 597–610*.

Dardenne, M.A. 1979. *Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoic Supérieur dans le Brésil Central*. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, Paris, 251p.

Dardenne, M.A.; Walde, D.H.G. 1979. A estratigrafia do Bambuí no Brasil Central. *In: Simpósio de Geologia De Minas Gerais, 1. Boletim...Diamantina, SBG/MG. 1: 43-53*.

Dardenne, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *In: Simpósio do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, Anais...Salvador, SBG/BA, 140-157*.

Demicco, R.V.; Hardie, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas Ser.*, p. 265.

DER. [online]. [acessado em 04 de agosto de 2016]. Disponível na Internet: <http://www.der.mg.gov.br/mapa-rodoviario>.

Dott, R.H.; Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: *Geological Society of America Bulletin*, (93): 663-680.

Dromart, G., 1992. Jurassic deep-water microbial biostromes as flooding markers in carbonate sequence stratigraphy. *Palaogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 91: 219-228.

Dromart, G.; Gaillard, C.; Jansa, L. F.; 1994. Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of Western Tethys. *In: Bertrand-Sarfati, J.; Monty, C.L.V.(Eds.), Phanerozoic stromatolites II*, p. 295 – 318.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Ham, W.E. Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir.* (1): 108–121.

Embry, A.F.; Klovan, J.S., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* (4): 730-781.

Fischer, A. G., 1965. Fossils, early life, and atmospheric history. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 53, 1205–1215.

Flores, E.; Herrero, A., 2010. Compartmentalized function through cell differentiation in filamentous cyanobacteria. *Nature Reviews Microbiology* (8): 39-50.

Folk, R.L., 1987. Detection of organic matter in thin-sections of carbonate rocks using a white card: *Sedimentary Geology* (54): 193-200.

Gaucher, G.; Germs, G.J.B., 2010. Skeletonised metazoans and protists. Neoproterozoic-Cambrian biota. *In: Gaucher, C.; Sial, A.N.; Halverson, G.P.; Frimmel, H.E. (Eds.), Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on South Western Gondwana. Developments in Precambrian Geology, v.16, Elsevier, p. 327-338.*

Gerdes, G., 2007. Structures left by modern microbial mats in their host sediments. *In: Schieber, J.; Bose, P.K.; Eriksson, P.G.; Banerjee, S.; Sarkar, S.; Altermann, W.; Catuneanu, O. (Eds.) Atlas of microbial mat features preserved within the siliclastic rock record. Elsevier, Amsterdam, p. 5-38.*

Germs, G.J.B., 1972. New shelly fossils from Nama Group, south west Africa. *American Journal of Science, (272): 752-761.*

Google. Disponível em < <https://www.google.com.br/maps>>. Acesso em 04/07/2016

Grant, S. W. F., 1990. Shell structure and distribution of Cloudina, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American Journal of Science* 290(A): 261-294.

Grotzinger, J.P.; Knoll, A.H., 1995. Anomalous Carbonate Precipitate: Is the Precambrian the key to the Permian. *Palaios*, 10: 578-596.

Grotzinger, J.P.; Bowring, S.A.; Saylor, B.Z.; Kaufman, A.J., 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science, (270): 598-604.*

Grotzinger, J.P.; Knoll, A.H., 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? *Annual Review of Earth and Planetary Science* (27): 313-358.

Grotzinger, J.P.; James, N.P., 2000. Precambrian carbonates; evolution of understanding. *In: Grotzinger, J.P.; James, N.P. (Eds). Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World, (Special Publication - Society for Sedimentary Geology, 67, 3-20.*

Grotzinger, J.; Al-Rawahi, Z., 2014. Depositional facies and platform architecture of microbialite-dominated carbonate reservoirs, Ediacaran-Cambrian Ara Group, Sultanate of Oman. *AAPG Bulletin*, 98(8): 1453-1494.

Halverson, G.P.; Wade, B.P.; Hurtgen, M.T.; Barovich, K.M., 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research* (182): 337-350.

Hoffman, P.F.; Schrag, D.P., 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova* (14): 129-155.

Hoffman, P.F.; Macdonald, F.A.; Halverson, G.P., 2011. Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: Iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite. *In: Arnaud, E.; Halverson, G.P.; Shields-Zhou, G. (Eds.) The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. London. The Geological Society of London, Memoirs (36): 67-80.*

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Disponível em < <http://cod.ibge.gov.br/38C>>. Acesso em 04/08/2016.

Iglesias M. 2007. *Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do Estado de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 121p.

James, N.P.; Kendal, A.C., 1992. Introduction to carbonate and evaporate facies models. *In: Walker, R.G.; James, N.P. (eds.), Facies Models. Response to sea level change*. Ottawa (Geol. Ass. Canada), p.265-277.

Jones, B.; Desrochers, A., 1992. Shallow platform carbonates. *In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models. Response to sea level change*. Ottawa (Geol. Ass. Canada), p.277-301.

Karfunkel, J.; Hoppe, A., 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (65): 1-21

Kirschvink, J.L., 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: The snowball Earth. *In: Schopf, JW, and Klein, C (Ed.). The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, p.51–52.

Kennedy, M.J., 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotope geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation,  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, and Carbonate precipitation. *Journal of Sedimentology Research*, 66: 1050–1064.

Kennedy, M. J.; Runnegar, B.; Prave, A. R.; Hoffmann, K.H.; Arthur, M. A., 1998. Two of four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, (26) 1059–1063.

Kerber, B.B., 2015. Paleobiologia de *Cloudina* sp. (Ediacarano, Grupo Corumbá): implicações tafonômicas, taxonômicas e paleoecológicas. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 138p.

Kuchenbecker, M.; Babinski, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Lopes-Silva, L.; Pimenta, F., 2016. Chemostratigraphy of the lower Bambuí Group, southwestern São Francisco Craton, Brazil: insights on Gondwana paleoenvironments. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 145-162.

Kumar, K.; Mella-Herrera, R. A.; Golden, J. W., 2010. Cyanobacterial heterocysts. *Cold Spring Harb. Perspect. Biol.* (2) 1–19.

Leinfelder, R. R.; Nose, M.; Schmid, D. U.; Werner, W., 1993. Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, (29): 195 – 230.

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. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado, 114p.

Liu, Y.; Peltier, W.R., 2013. Sea level variations during snowball Earth formation: 1. A preliminary analysis. *Journal of Geophysical Research*, 118(8): 4410-4424.

Lombardi, J.A.; Salino, A. G.; Temoni, L.G., 2005. Diversidade florística de plantas vasculares no município de Januária, Minas Gerais, Brasil. *Lundiana* 6(1):3-20.

- Lyons, T.W.; Reinhard, C.T.; Planavsky, N.J., 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature* (506) 307-315.
- MacGabhann, B.A., 2005. Age constraints on Precambrian glaciations and the subdivision of Neoproterozoic time. Annual Report of IGCP Project 512, 13p.
- Martins, M., Lemos, V.B., 2007. Análise estratigráfica das sequências neo-proterozóicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 156-167.
- Martins-Neto, M.A., Alkmim, F.F., 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registros da quebra de Rodínea e colagem de Gondwana. In: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (eds.), *Bacia do São Francisco. Geologia e recursos naturais*, Belo Horizonte, p. 31-54.
- Meira, F.V.E., 2011. Caracterização tafonômica e estratigráfica de *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) Zaine & Fairchild, 1985, no Grupo Corumbá, ediacarano do sudeste do Brasil. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 103p.
- Miall, A. D., 1999. In defense of facies classifications and models. *Journal of Sedimentary Research*, (69): 2-5.
- Misi, A., 2001. Estratigrafia Isotópica das Sequências do Supergrupo São Francisco, Coberturas Neoproterozóicas do Craton do São Francisco: Idade e Correlações. In: Martins-Neto, M.A., Pinto, C.P. (Eds.), *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Minerais*. SBG/MG, Belo Horizonte, p. 67-92.
- Misi, A.; Kaufman, A. J.; Azmy, K. ; Dardenne, M. A. ; Sial, A. N. ; de Oliveira, T. F. 2011. Neoproterozoic successions of the Sao Francisco Craton, Brazil: the Bambui, Una, Vazante and Vaza Barris/Miaba groups and their glaciogenic deposits. *Geological Society, London, Memoirs*, (36): 509-522.
- Mitchum, R. M. Jr.; Van Wagoner, J. C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 131-160.
- Monty, C.L.V., 1971. Les nodules de manganèse sont des stromatolites océaniques, C.R. Acad. Sci. Paris, D-276L 3285-3288.
- Monty, C.L.V., 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. In: Walter, M.R. (ed), *Stromatolites, Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, Amsterdam, p. 193-249.
- Myrow, P.M.; Kaufman, A.J., 1999. A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (3): 784-793
- Neiva, G.S.; Duarte, R.D., 2013. Mapeamento geológico de Itacarambi – MG. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

Nobre-Lopes, J. 2002. *Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januária region, MG*. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 124p.

Paula-Santos, G.V.; 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: 702–720.

Pedrosa-Soares, A.C.; De Campos, C.P.; Noce, C.; Silva, L.C.; Novo, T.; Roncato, J.; Medeiros, S.; Castañeda, C.; Queiroga, G.; Dantas, E.; Dussin, I.; Alkmim, F.F., 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. Geological Society of London, Special Publications 350, 25–51.

Posamentier, H.W.; Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. *In*: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication (42): 125–154.

Playford, P.E.; Cockbain, E.C.; Bruce, E.C.; Wray, J.L., 1976. Devonian Stromatolites from the Canning Basin, Western Australia. *Developments in Sedimentology*, 20: 543–563.

Pruss, S.B.; Corsetti, F.A.; Fischer, W.W., 2008. Seafloor-precipitated carbonate fans in the Neoproterozoic Rainstorm Member, Johnnie Formation, Death Valley Region, USA. *Sedimentary Geology*, 207: 34–40.

Rabelo, A.E.K.; Santos, A.V.L., 1979. Considerações sobre a geologia regional da área norte-noroeste do Estado de Minas Gerais. *Metamig*.

RADAMBRASIL. 1982. *DNPM*. Folha SD.23, Brasília. Rio de Janeiro, 660 p.

Read, J.F., 1985. Carbonate platforms facies models. *AAPG Bulletin*. 69 (1): 1-21.

Reis, C., 2013. Geologia, sistemas deposicionais e estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí, na região de Santa Maria da Vitória. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Dissertação de Mestrado, 97p.

Reis, H. L. S.; Suss, J. F., 2016. Mixed carbonate–siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: An example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 339: 83–103.

Riding, R., 2000. Microbial carbonates: The geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47(1), 179–214.

Riding, R.; Tomás, S., 2006. Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ precipitated peloid microspar? *Sedimentology* (53): 23–34.

Riding, R., 2008. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geologia Croatica*, 61(2-3): 73-103.



Riding, R., 2011. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. *In*: Reitner, J.; Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Heidelberg, p. 635-654.

Rodrigues, J.B., 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm–Nd. (Tese de Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 128 pp.

Rodriguez-Carvajal, J.; Roisnel, T., 1998. FullProf.98 and WinPLOTR: New Windows 95/NT applications for diffraction. Commission for powder diffraction, International Union of Crystallography. Newsletter (20).

Ruiji, C.; Leiming, Y., 2011. Microbiota and Microbial Mats within Ancient Stromatolites in South China. *In*: Tewari, V.C.; Seckbach, J. (Eds.) *Stromatolites: Interaction of Microbes with sediments*, Springer, p.65-86

Santos R.V.; Alvarenga, C.J.S.; Babinsky, M.; Ramos, M.L.S.; Cukrov, N.; Fonseca, M.A.; Sial, A.N.; Dardenne, M.A.; Noce, C.M., 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco Craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleogaphic implications. *J S Am Earth Sci* (18): 27-39

Schieber, J., 1986. The possible role of benthic microbial mats during the formation of carbonaceous shales in shallow Mid-Proterozoic basins, *Sedimentology*, 33 (4): 521–536.

Schieber, J.; Bose, P.K.; Eriksson, P.G.; Sarkar, S., 2007. Paleogeography of microbial mats in terrigenous clastics – environmental distribution of associated sedimentary features and the role of geologic time. *In*: Schieber, J.; Bose, P.K.; Eriksson, P.G.; Banerjee, S.; Sarkar, S.; Altermann, W.; Catuneanu, O. (Eds.) *Atlas of microbial mat features preserved within the siliclastic rock record*. Elsevier, Amsterdam, p. 267-275.

Scholle, P.A.; Scholle, D.S.U., 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, AAPG Memoir 77. AAPG, Tulsa, 474p.

Seilacher, A., 1999. Biomat-related lifestyle in the Precambrian. *Palaios*, (14): 86-93.

Semikhatov, M.A.; Gebelein, C.D.; Cloud, P.; Awramik, S.M.; Benmore, W.C., 1979. Stromatolite morphogenesis – progress and problems. *Can. J. Earth Sci.*,(16): 992-1015.

Semikhatov, M.A.; Raaben, M.E., 2000. Proterozoic stromatolite taxonomy and biotratigraphy. *In*: Riding, R.E.; Awramik, S.M. (Eds.) *Microbial sediments*. Springer, Berlin, p. 295-306.

Sepkoski, J.J., Jr., 1982. Flat-pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna. *In*: Einsele, G., Seilacher, A. (Eds.), *Cyclic Event and Stratification*. Springer-Verlag, Berlin, p. 371–388.

Shinn, E.A.; Lloyd, R.M.; Ginsburg, R.N., 1969. Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. *J. Sedim. Petrol.*, (39): 1202-1228.

Sial, A.N.; Dardenne, M.A.; Misi, A.; Pedreira, A.J.; Gaucher, C.; Ferreira, V.P.; Silva Filho, M.A.; Uhlein, A.; Pedrosa-Soares, A.C.; Santos, R.V.; Egydio-Silva, M.; Babinski, M.; Alvarenga, C.J.S.; Fairchild, T.R.; Pimentel, M.M., 2010. The São Francisco Palaeocontinent. *In: Gaucher, C.; Sial, A.N.; Halverson, G.P.; Frimmel, H.E. (Eds.), Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on South Western Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, (16): 31-69.

Stall, L.J., 2012. Cyanobacterial mats and stromatolites. *In Whitton, B.A. (Ed.), Ecology of cyanobacteria II: their diversity in space and time*. Dordrecht: Springer. p. 65-125.

Streckeisen, A.L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks (Final report of an inquiry). *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*, (107): 144-240.

Sumner, D.Y.; Grotzinger, J., 2000. Late Archean precipitation: Petrography, facies associations, and environmental significance. *In: Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World*. SEPM (Society for Sedimentary Geology): Tulsa, 2000. Cap 2, p. 123-144.

Uhlein, A.; Trompette, R.; Egydio-Silva, M. 1995. Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, 3(1): 99-107.

Uhlein, A.; Alvarenga, C.J.S.; Trompette, R.R.; Dupont, H.S.J.B.; Egydio-Silva, M.; Cukrov N.; Lima, O.N.B., 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, p. 539-553.

Uhlein, A., 2013. Coberturas cratônicas proterozóicas do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 21 (1): 9-38.

Uhlein, A.; Perrella, P.; Uhlein, G.J.; Caxito, F. A.; Neiva, G. S.; Souza, R. D.; Mendes, T. A. A., 2015. Folha Januária SD-23-Z-C-II. Mapa geológico em escala 1:100.000 e Nota Explicativa. Projeto Fronteiras de Minas, CODEMIG-CPMTC-IGC-UFMG.

Vail, P. R.; Audemard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N.; and Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. *In: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy*, Berlin, Springer-Verlag (.), pp. 617–659.

Valadão, R.C., 2009. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 10 (2): 77-90

Van Wagoner, J. C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S.; Hardenbol, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. *In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (Eds.), Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication (42): 39–45.

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. *Comptes Rendus Geosciences* (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. *Journal of Sedimentary Research* (85): 285-300.

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*. Ottawa (Geol. Ass. Canada), p. 219-236.

Warren, L.V.; Quaglio, F.; Riccomini, C.; Simões, M.G.; Poiré, 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* <http://dx.doi.org/10.1130/G35304.1>.

Wilkinson, B.H.; Opdyke, B.N.; Algeo, T.J., 1991. Time partitioning in cratonic carbonate rocks, *Geology*, 19 (11): 1093–1096.

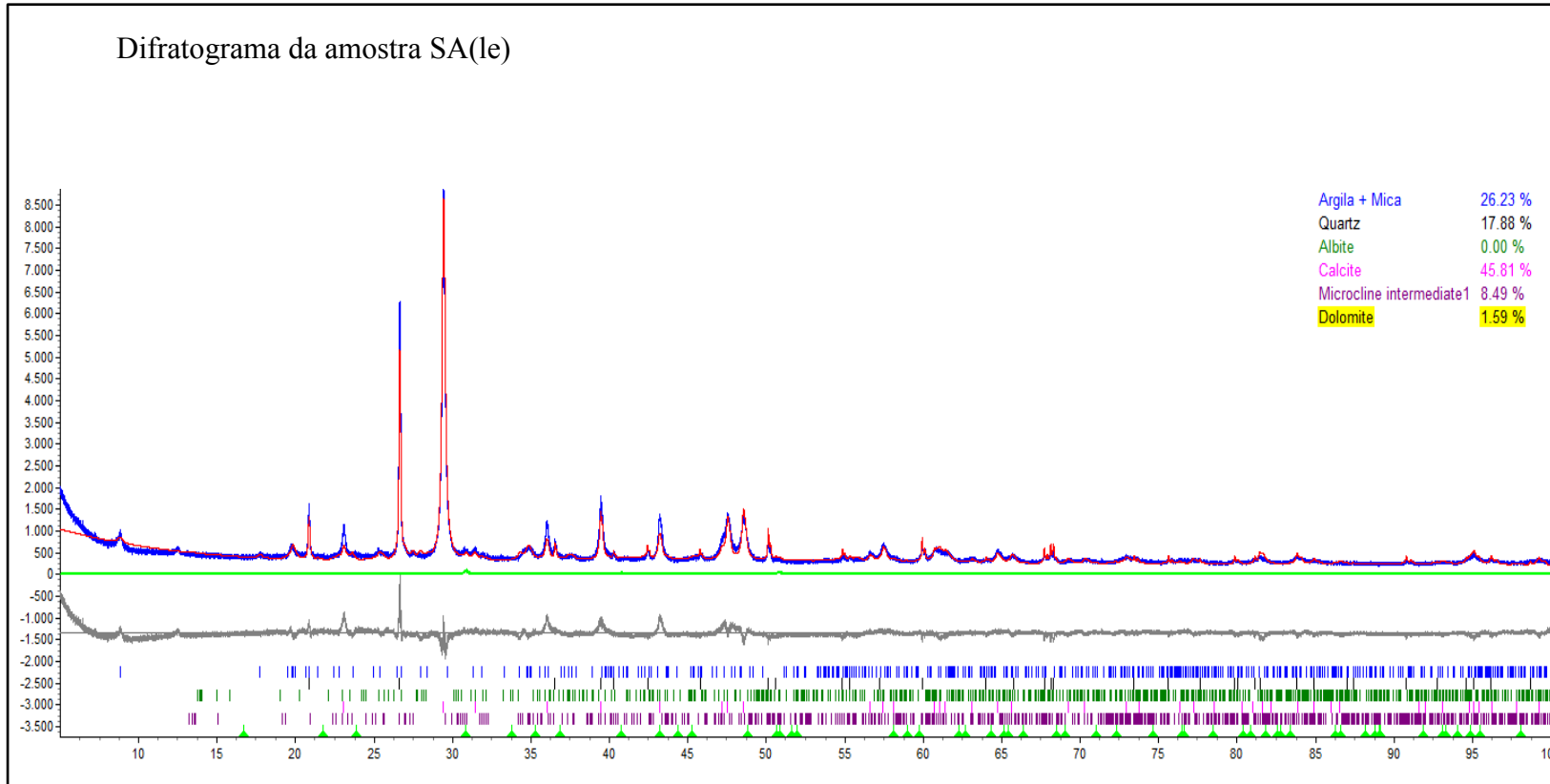
Wilson, J.L., 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Berlin, Springer Verlag, 471p.

Xiao, S.H.; Bao, H.; Wang, H.; Kaufman, A.J.; Zhou, C.; Li, G.; Yunlai, X.; Ling, H., 2004. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciation. *Precambrian Research*, 130 (1-4): 1-26.

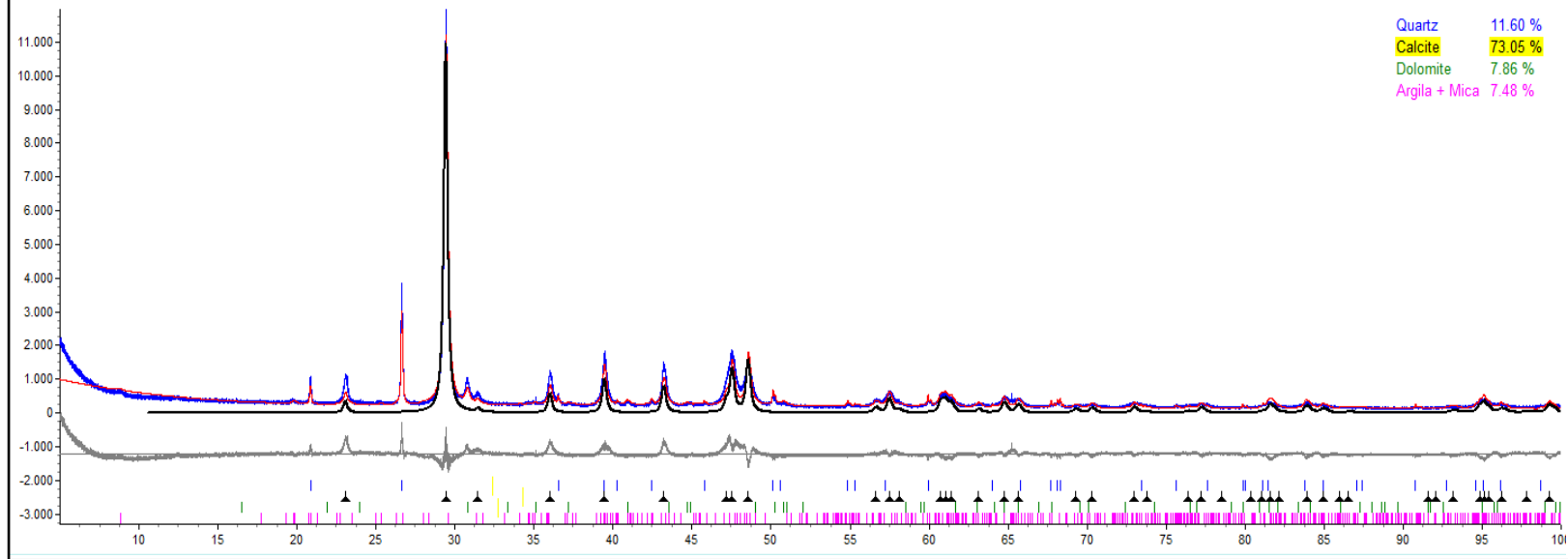
Young, R.A., 1995. *The Rietveld Method*. Oxford University Press, Oxford, 228p.

Zálan, P.V.; Romeiro-Silva, P.C., 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2): 561-571.

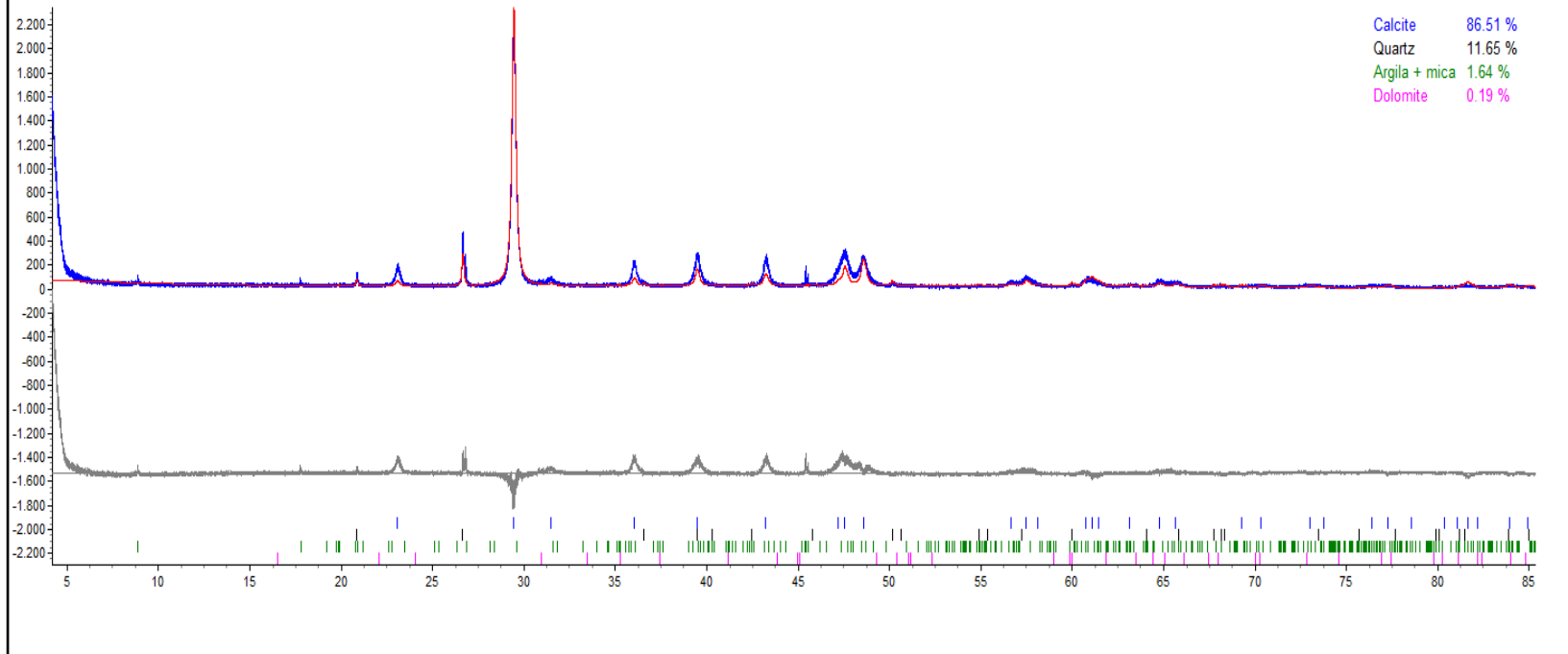
# ANEXO 1 – DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS SA(le), SA(lc), RC(le) E RC(lc)



Difratograma da amostra SA(lc)



# Difratograma amostra RC (lc)



Difratograma amostra RC (le)

