

Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicação tectônica e paleo-ambiental

Otávio Nunes Borges de Lima

Tese de Doutorado

N ° 103

2011

Otávio Nunes Borges de Lima

**Estratigrafia isotópica e evolução
sedimentar do Grupo Bambuí na borda
ocidental do Cráton do São Francisco:
implicação tectônica e paleo-ambiental**

Banca Examinadora:

Carlos José Souza de Alvarenga – UnB
(orientador)

Roberto Ventura Santos – UnB

Edi Mendes Guimarães – UnB

Alexandre Uhlein – UFMG

Pedro Victor Zálan – Petrobras

Lucieth Cruz Vieira – UnB *(suplente)*

A meus pais, Gisele e Heitor

AGRADECIMENTOS

Não poderia deixar de expressar meus sinceros agradecimentos a inúmeras pessoas e a algumas instituições que, de alguma forma, contribuíram para este trabalho e, portanto, foram decisivos na construção deste trabalho.

Para começar agradeço ao CNPQ pelos seis meses de bolsa a que tive direito durante o período que morei em Brasília.

Gostaria de agradecer ao Instituto de Geociência da UnB e ao núcleo de pós-graduação em geologia por ter me dado a oportunidade de ingressar no programa de doutorado e por todo o suporte logístico dado durante o desenvolvimento desta tese.

Ao meu gerente Roberto A. Bonora pelo incentivo e pela autorização das folgas durante as minhas inúmeras idas entre Vitória e Brasília.

Aos funcionários da UnB, especialmente aos meus companheiros de viagem de campo, os motoristas Zilberto e Corrêa.

Aos professores Marcel A. Dardenne, Edi Guimarães, Roberto Santos, Elton Dantas, Reinhardt Fuck e Lucieth Vieira pelas discussões, pelas disciplinas ministradas e pelos ensinamentos.

A turma do TF de 2005 sediada em Nova Roma, companheiros do meu primeiro campo em terras goianas.

A turma da disciplina de Mapeamento 1 do ano de 2008, onde realizei o meu estágio docente.

A Joseneusa Rodrigues e a Sergio Junges pela preparação dos concentrados de zircões e pela realização das análises U-Pb.

Ao meu orientador, Carlos José Souza de Alvarenga, pelos ensinamentos, pela paciência, pela perseverança e pelo companheirismo.

Durante as minhas expedições pelos sertões de Tocantins e pelo “chão goiano” tive oportunidade de conhecer muita gente, pessoas simples e extremamente valorosas. Gostaria de estender a todos um grande abraço e expressar minha eterna gratidão.

Por fim gostaria de agradecer e dedicar este duro, árduo, mas, acima de tudo, gratificante trabalho a meus pais, Maria Célia e Luiz Octávio, por terem me ensinado as coisas mais importantes, aos meus tios Paulo Helenio de Carvalho e Tereza Baptista e a minha prima Izabela Nunes por me acolherem em Brasília como se eu fosse um filho, a minha esposa, Gisele, por todo o sacrifício e amor e, por fim, ao meu filho, Heitor, que me deu o impulso final e assim pude concluir mais esta etapa de vida.

Índice

RESUMO.....	18
ABSTRACT	12
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	14
1.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO	14
1.2 OBJETIVOS.....	17
2 CAPÍTULO 2	19
2.1 INTRODUÇÃO	19
2.2 TRABALHOS PRÉVIOS.....	21
2.3 TECTÔNICA E ESTRATIGRAFIA DO GRUPO BAMBUÍ NA BORDA NOROESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	22
2.3.1 Contexto tectônico e geologia estrutural.....	23
2.3.2 Estratigrafia	27
2.4 GEOLOGIA ISOTÓPICA DO GRUPO BAMBUÍ NA BORDA OCIDENTAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	49
2.4.1 Procedimentos analíticos	49
2.4.2 Estratigrafia Isotópica.....	50
2.5 DISCUSSÃO	58
2.5.1 Geologia dos isótopos estáveis do Grupo Bambuí no bordo noroeste do Cráton do São Francisco.....	58
2.5.2 Modelo paleoambiental e evolução tectono-estratigráfica.....	65
2.6 CONCLUSÕES	72
3 CAPÍTULO 3	75
3.1 INTRODUÇÃO	75
3.1.1 Idade do Grupo Bambuí	76
3.2 DADOS ISOTÓPICOS U/Pb E 87Sr/86Sr PARA O GRUPO BAMBUÍ NA BORDA NOROESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	78
3.2.1 Procedimentos analíticos	80
3.2.2 Resultados.....	81
3.3 DISCUSSÃO	89
3.3.1 Dados U-Pb em zircões detríticos: Implicações na determinação da idade da sedimentação, da área fonte e da tectônica.	89
3.3.2 Isótopos de Estrôncio	94
3.4 CONCLUSÕES	96
4 CAPÍTULO 4 -CONSIDERAÇÕES FINAIS	98
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100

Índice de Figuras

Figura 1.1 - Localização geográfica da área de estudo	16
Figura 2.1 -Mapa geológico exibindo a distribuição do Grupo Bambuí e da Formação Jequitaiá ao longo da porção meridional do Cráton do São Francisco.	21
Figura 2.2 - Mapa geotectônico simplificado da margem oriental da plataforma brasileira.	24
Figura 2.3 - Diagrama estereográfico dos dados de acamamento (projeção em pólo) das unidades inferiores do Grupo Bambuí nas Folhas – Escala 1:100000 - Nova Roma e Monte Alegre (Alvarenga <i>et al.</i> 2006).	25
Figura 2.4 – Magnitude das deformações de alguns tipos litológicos do Grupo Bambuí, em diferentes posições da bacia.	26
Figura 2.5 - Dados de perfilagem do poço 1-RC-001-GO e resultados da interpretação das fácies e das formações estratigráficas do Grupo Bambuí.	28
Figura 2.6 - Mapa Geológico 1:1000000 contendo a localização dos pontos com descrição de coluna estratigráfica e/ou análises isotópicas (TAB. 2.2 e 2.3).	29
Figura 2.7 - Seção geológica regional, entre as cidades de Campos Belos e Aurora do Tocantins (2004).	30
Figura 2.8 - Litofácies da Formação Jequitaiá.	32
Figura 2.9 - Coluna estratigráfica composta da Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental da área de trabalho.	33
Figura 2.10 - Perfil longitudinal ao longo do ambiente marinho raso: antepraia, praia, plataforma interna e plataforma externa. Modificado de Walker & Plint (1992).	37
Figura 2.11 - Fotos de litofácies associadas à Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental	38
Figura 2.12 - Modelo paleoambiental para a Formação Sete Lagoas na Margem Oriental.	43
Figura 2.13 - Fotos de litofácies de dolomito associadas à Formação Sete Lagoas na Margem Oriental.	45
Figura 2.14 - Fotos de litofácies associadas à Formação Serra de Santa Helena.	46
Figura 2.15 - Fotos de algumas litofácies representativas da Formação Lagoa do Jacaré.	48
Figura 2.16 - Diagramas de correlação entre as razões isotópicas $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ obtidas das amostras de carbonato da Formação Sete Lagoas, na Margem Ocidental e Margem Oriental.	57
Figura 2.17 - Perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ do poço exploratório da Petrobrás 1-RC-001-GO, com coluna de interpretação litológica simplificada. Modificado de Kawashita (1998).	61
Figura 2.18 - Colunas estratigráficas e perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ das principais seções descritas nos setores ocidental e oriental do Grupo Bambuí na área investigada.	64

Figura 2.19 - Estágios de evolução tectôno-estratigráfica para a Formação Sete Lagoas, na área investigada.....	68
Figura 2.20 -Modelo deposicional esquemático para a Formação Sete Lagoas, baseado no Tempo 5 (T5) da Figura 2.19.....	70
Figura 3.1 - Mapa geológico exibindo a distribuição do Grupo Bambuí e da Formação Jequitaiá ao longo da porção ocidental do Cráton do São Francisco.....	77
Figura 3.2 - Mapa Geológico 1:1000000 da área de trabalho, contendo a localização dos pontos com análises geocronológicas e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Modificado de Souza <i>et al.</i> (2004).....	79
Figura 3.3 - Histograma da população de zircões extraídos de um diamictito da Formação Jequitaiá.....	81
Figura 3.4 - (A) Fotomicrografia de lâmina delgada, com nicóis cruzados, de uma amostra extraída de um leito de arenito arcoziano grosso.....	83
Figura 3.5 - Histograma da população de zircões extraídos de um nível de arenito quartzoso da base do Grupo Bambuí, próximo de Dianópolis-TO.....	83
Figura 3.6 - (A) Histograma da população de zircões extraídos da Formação Serra de Santa Helena.....	85
Figura 3.7 - Gráfico com a distribuição dos valores das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as diversas amostras de carbonatos extraídos da Formação Sete Lagoas, no setores ocidental e oriental, e da Formação Lagoa do Jacaré.....	88
Figura 3.8 - (A) Diagrama de correlação entre as razões moleculares de MgO/CaO versus Mn/Sr.....	89
Figura 3.9 - Modelo paleoambiental e de correlação proposto para o Grupo Ibiá, região de Guarda-Mor, e para a Formação Jequitaiá, região de Cristalina-GO. Estraído de Lima & Morato (2003).....	90
Figura 3.10 - Diagrama de concórdia dos zircões mais jovens extraídos da amostra MA121...	93
Figura 3.11 - Dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os grupos Bambuí e Una a partir da compilação de diferentes trabalhos (Alvarenga <i>et al.</i> 2007b; Vieira. 2007; Kawashita, 1998; Misi <i>et al.</i> 1999; Misi & Veizer, 1998).....	95

Índice de Tabelas

TABELA 2.1 - Associação de fácies, geometria dos corpos sedimentares e principais processos sedimentares envolvidos nas unidades litoestratigráficas definidas para a Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental da área investigada.	39
TABELA 2.2 - Análises isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e litoquímicas dos elementos maiores das litofácies carbonáticas da Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental.	53
TABELA 2.3 - Análises isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e litoquímicas dos elementos maiores das litofácies carbonáticas da Formação Sete Lagoas no Setor Oriental.	55
TABELA 3.1 – Dados de litoquímica e de razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em amostras de carbonatos das Formação Sete Lagoas e da Formação Lagoa do Jacaré.	87

Resumo

O Grupo Bambuí inclui uma sucessão de rochas pelito-carbonática depositadas sobre o paleocontinente São Francisco durante o Neoproterozóico, que se estende por uma área de cerca de 1000 km de extensão, na direção Norte-Sul, por aproximadamente 400 km de largura, na direção Leste-Oeste, da porção centro-oriental do Brasil. Na área compreendida entre o nordeste de Goiás e sudeste de Tocantins, o Grupo Bambuí aflora em uma faixa estreita e alongada de direção N-S, cuja evolução tectono-sedimentar mostra características distintas para as margens leste e oeste da bacia.

Na Margem Ocidental, a Formação Sete Lagoas (FSL) repousa em concordância sobre os sedimentos glaciais da Formação Jequitáí, quando estes ocorrem. A FSL é representada, na base, por um trato transgressivo de fácies pelito-margosas, com valores decrescentes de $\delta^{13}\text{C}$, seguidos por uma sucessão regressiva constituída por fácies calcárias e dolomíticas, dominantes na porção intermediária e no topo da FSL, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -1,00 e +1,00 ‰. Localmente ocorrem, subjacente à sucessão pelito-margosa da base, corpos lenticulares e esparsos de dololutitos peloidais, comumente rosados, interpretados como carbonatos de capa (cap carbonates) pelo fato de estarem em conformidade com os depósitos glaciais, estratigraficamente mais velhos, e pela recorrência dos valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-3,0 a -5,0 ‰) apresentada em suas amostras. A análise integrada entre os dados isotópicos de carbono e a sucessão estratigráfica da Margem Ocidental indica uma correlação entre o ponto de máxima excursão negativa na curva de $\delta^{13}\text{C}$ com a Superfície de Máxima Inundação (SIM). A SIM é representada por calcilutitos e folhelhos negros situados no topo do trato transgressivo. No topo da FSL, o caráter estratiforme dos carbonatos e as diferenças nas razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ existente entre os calcários e os dolomitos indicam que a composição isotópica primária foi obliterada pela diagênese e pela dolomitização, que afetou o topo da Formação Sete Lagoas, provavelmente, durante o período de máxima regressão.

Na Margem Oriental, a FSL apresenta uma espessura de oitenta metros, inferior à espessura de cerca de duzentos e cinqüenta metros descrita na Margem Ocidental. Além disto, a estratigrafia do Grupo Bambuí está incompleta no lado oriental, pois nele faltam os depósitos glaciais e a sucessão pelito-margosa transgressiva da base da FSL. As litofácies dominantes na Margem Oriental são dolomitos microbiais (estromatólitos dômicos, colunares e esteiras microbiais) e doloarenitos que repousam diretamente em discordância erosiva sobre o embasamento granito-gnáissico. De forma restrita ocorre também brecha dolomítica intraformacional e raros corpos lenticulares de arenito arcoziano grosso. Análise U/Pb em zircões detriticos extraídos deste arenito indica uma proveniência sedimentar de terrenos paleoproterozóicos e arqueanos associados ao Cráton do São Francisco. Nos dolomitos, os valores de isótopos de carbonos são sempre crescentes e variam de -5,00 a 0,00 ‰. Portanto, falta nestas amostras o segmento decrescente dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, que representa o intervalo estratigráfico inferior da FSL na Margem Ocidental. Por isto é assumido que esses dolomitos, descritos na FSL aflorante na Margem Oriental, são cronocorrelatos aos carbonatos da sucessão regressiva existente no lado oposto. Isto indica que a Margem Oriental era um alto topográfico do embasamento, exposto durante o período de deposição da Formação Jequitáí e nos momentos iniciais de sedimentação da Formação Sete Lagoas. O afogamento deste alto ocorreu após contínua transgressão marinha sobre as áreas continentais emersas a leste, decorrentes das altas taxas de subida eustática promovidas pela deglaciação.

Na Margem Oriental os dolomitos da FSL são recobertos por uma sequência pelito-margosa caracterizada por uma notável excursão positiva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (~+10,0‰) associadas à Formação Serra de Santa Helena (FSSH). A chegada destes pelitos e a ausência de uma superfície de discordância, que indicaria o rebaixamento do nível de base e, conseqüentemente, um limite de sequência, entre os dolomitos do topo da FSL e os pelitos da FSSH, indica que houve um repentino aumento nas taxas de subsidência e rápida subida do nível de base. Análise da proveniência dos terrigenos finos da FSSH mostra que terrenos juvenis de idade neoproterozóica associados à Faixa Móvel Brasília foram as principais áreas fontes destes sedimentos. Esta inversão na proveniência dos sedimentos terrigenos, somado a mudanças no regime de subsidência indicam a existência de um período de reativação

tectônica da Faixa Móvel Brasília no momento de transição da Formação Sete Lagoas para a Formação Serra de Santa Helena.

Portanto, alguns aspectos como: (i) a assimetria no preenchimento sedimentar da bacia, reflexo do balanço entre as taxas de subsidências e as taxas de sedimentação; (ii) as diferenças entre as taxas de influxo de terrígenos e da produtividade carbonática na bacia e; (iii) diferenças na proveniência dos terrígenos, indicam um notável controle de ritmos tectônico, associado à Orogênese Brasileira, sobre a evolução sedimentar do Grupo Bambuí na margem ocidental, tectonicamente influenciada, e, na outra mão, pouca influência na margem oriental, estável, influenciada principalmente por variações relativas do nível do mar, livre do aporte de terrígenos finos e com uma produção eficiente de sedimentos carbonáticos.

Baseados em dados U/Pb extraídas de zircões detríticos, provenientes de níveis de terrígenos associados as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, a idade máxima de sedimentação do Grupo Bambuí é estimada em 610 Ma. Adicionalmente, razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7074 a 0,7078, e correlações estratigráficas com outras unidades glacialmente influenciadas, como o Grupo Ibiá, também sugerem uma idade Ediacarana para o Grupo Bambuí. Além disto, indicam que os depósitos glaciais encontrados na base do Grupo Bambuí no bordo noroeste do Cráton do São Francisco podem estar associados à Glaciação Marinoana e, desta forma, indicar a existência de um segundo evento global de glaciação neoproterozóica na Bacia do São Francisco.

Abstract

The Bambuí Group includes a succession of pelitic-carbonate rocks deposited on the paleocontinente San Francisco during the Neoproterozoic, which extends over an area about 1000 km long in north-south direction for approximately 400 km wide in the east-west direction of the central-eastern Brazil. In the area between the northeast and southeast of Goiás Tocantins, the Bambuí Group arise in a narrow and elongated trend of north-south direction, whose tectono-sedimentary evolution shows distinct characteristics to the east and west margins of the basin.

In the Western Margin, the Sete Lagoas Formation (SLF) lies in conformity on the glacial sediments associated with Jequitai Formation, when that stratigraphy unit occur. The FSL is represented at its base by pelitic-marly facies deposited during transgression, with decreasing values of $\delta^{13}\text{C}$, followed by a regressive succession dominated by limestone and dolomitic facies, in the top of the SLF, with values $\delta^{13}\text{C}$ between -1.00 and +1.00 ‰. Locally, appear bellow the pelitic-marly succession lenticular bodies of the laminated peloidal dololomite, commonly pink, interpreted as cap carbonates because their stratigraphy conformity with the glacial unit, stratigraphically older, and the recurrence the negative values of $\delta^{13}\text{C}$ (-3.0 to -5.0 ‰) presented in their samples. The integrated analysis of the carbon isotope data and stratigraphic succession of the West Bank indicates a correlation between the maximum negative excursion point of the $\delta^{13}\text{C}$ curve with the maximum flooding surface (MFS). The MFS is represented by black shales and calcilutites on the top of the transgressive tract. At the top of the SLF, the stratiform nature of the carbonates and the differences in isotopic ratios of $\delta^{18}\text{O}$ between the limestones and dolomites indicate that the primary isotopic composition has been obliterated by diagenesis and dolomitization, which affected the top of the Sete Lagoas Formation, probably during the period of maximum regression.

In the Eastern Margin, the FSL has a thickness of eighty meters, less than thickness of about two hundred and fifty meters described in the West Margin. In addition, the stratigraphy of the Bambuí Group on the eastern side is incomplete because it lacks the glacial deposits and the pelitic-marly transgressive succession found at the base of the SLF on the opposite margin. The dominant lithofacies in the Eastern Margin are microbial dolomites (domal and columnar stromatolite and microbial mats) and doloarenitos that lie directly above erosive surface on the granite-gneiss basement. Also occur, in a restricted manner, intraformational dolomitic breccia and lenticular arkosic-sandstone bodies. U / Pb analysis from detrital zircons extracted this arkosic-sandstone indicates a sedimentary provenance from ancient terrains of the archean and paleoproterozoic age, probable related to São Francisco Craton. In the dolomites, the carbon isotope values are always increasing and its range is -5.00 to 0.00 ‰. The lack the decreasing segment of the $\delta^{13}\text{C}$ values in the samples of the Eastern Margin indicates the existence of a basement topographic high exposed during the time of Jequitai and lower Sete Lagoas deposition. The drowning occurred after continuous and quickly marine transgression, resulting from high rates of eustatic rise promoted by deglaciation, on the continental areas emerged in the Eastern Margin.

In the Eastern Margin of the SLF, dolomites are overlain by a pelitic dominant sequence, associated with the Serra de Santa Helena Formation (SSHF), characterized by a strong positive incursion ($\sim +10.0$ ‰) of the $\delta^{13}\text{C}$ values. The sudden arrival of these pelites and the absence of a regional unconformity, which would indicate the base level fall and hence a sequence boundary between the dolomites and pelites, indicates that there was a sudden increase in subsidence rate and consequently quickly base level rise. In SSHF, provenance analysis of the fine terrigenous shows main contribution from neoproterozoic terrains, related to Brasilia Belt. This change in the provenance of terrigenous sediments, coupled with changes in the subsidence rates indicate a tectonic reactivation in Brasilia Belt, during the transition from Sete Lagoas Formation to Serra Santa Helena Formation.

Therefore, aspects such as: (i) the asymmetry in the sedimentary basin fill, reflecting the balance between the rates of subsidence and sedimentation rates, (ii) the differences between the rates of influx of terrigenous and carbonate productivity in the basin and (iii) differences in the provenance of terrigenous, indicate a remarkable tectonic control of rhythms associated with the Brasiliano Orogeny, about the evolution of sedimentary Bambuí Group on the Western

Margin, tectonically influenced setting, and, on the other hand, little influence on the Eastern Margin, stable setting.

Based on U / Pb data from detrital zircon extracted in different stratigraphic levels of Sete Lagoas and Serra de Santa Helena Formation, the maximum age to Bambuí Group sedimentation is estimated at 610 Ma. Additionally, isotopic ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7074 to 0.7078), and stratigraphic correlations with other glacially influenced units, as the Group Ibiá, also suggest an Ediacaran age for Bambuí Group. In addition, indicate that the glacial deposits found at the base of the Bambuí Group in the northwestern portion of São Francisco Craton may be associated with Marinoan Glaciation and thus indicate the existence of a second and younger neoproterozoic glacial event in the São Francisco Basin.

1 Capítulo 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e Localização

O Grupo Bambuí é objeto de estudos geológicos, de forma sistemática, desde os anos 50. Muito deste esforço inicial estava relacionado ao potencial econômico destas rochas que apresentavam boas perspectivas exploratórias para a extração de bens metálicos como zinco e chumbo.

A primeira coluna estratigráfica proposta para o Grupo Bambuí foi estabelecida ao longo da BR-040, no início dos anos 60 (Costa & Branco, 1961). No entanto, vários trabalhos regionais que sucederam a publicação pioneira, mostraram que o Grupo Bambuí apresentava sutis diferenças, no que concerne a sua estratigrafia, de acordo com a posição geográfica investigada (Braun, 1968; Scholl, 1976; Grossi Sad & Quade, 1985; Seer *et al.* 1987; Castro, 1997; Baptista, 2003; Chiavegatto, *et al.* 2003;). A idéia de que os diferentes processos, que controlam a evolução e o preenchimento de uma bacia sedimentar, estavam operando de forma diferenciada passou a ganhar força. Elementos como a tectônica, a herança estrutural, a subsidência sedimentar, as mudanças relativas do nível do mar, o clima, as taxas de suprimento sedimentar e a produtividade carbonática, entre outros aspectos, tinham que ser considerados em estudos mais criteriosos sobre a evolução tectôno-estratigráfica dessa unidade. E, além disso, poderiam subsidiar a construção de modelos geológicos mais consistentes quanto à predição dos paleoambientes e das sucessões de fácies.

No entanto, a escassez de bons afloramentos e de exposições não contínuas de rocha do Grupo Bambuí estabelece grandes desafios aos geólogos que é a montagem de um grande quebra-cabeça onde, para dificultar mais, parte das peças está faltando. E como sabemos bem, quanto mais elementos faltarem mais intuitivo será o modelo conceitual. Por isto estas lacunas devem ser preenchidas ou por novos dados oriundos de métodos analíticos, ou por informações de análogos. Métodos analíticos como a estratigrafia química e isotópica têm sido desenvolvidos nas últimas décadas e, cada vez mais, passaram a ser empregados com importantes ferramentas de análise paleoambiental e de correlação estratigráfica, principalmente, em sucessões sedimentares com pobre resolução cronoestratigráfica como, por exemplo, naquelas de idade precambriana.

Comparativamente, diferentes seqüências neoproterozóicas mundiais são similares em muitos aspectos, apesar do relativo diacronismo existente entre elas. Provavelmente a inter-relação entre os diferentes aspectos da evolução climática, biológica e tectônica presentes nas bacias do Neoproterozóico permitiram o desenvolvimento de algumas características comuns e, às vezes, preditivas. No entanto a correlação direta de eventos com “inequívoca assinatura sedimentar”, entre diferentes bacias, pode induzir a erros, pois estas bacias não evoluíram sincronicamente, e o contexto tectônico, em muitos casos, foi distinto. Particularmente, existe nas sucessões neoproterozóicas mundiais uma escassez de superfícies isocrônicas devido, em

parte, à ausência de materiais vulcânicos, passíveis de datação absoluta e, em parte, pela carência de associações faunísticas que permitam o estabelecimento de uma bioestratigrafia, o que dificulta sobremaneira o estudo destas sucessões, pois torna difíceis correlações estratigráficas a nível intra e interbaciaal.

O Grupo Bambuí têm sido objetivo de inúmeros trabalhos de correlações estratigráficas regionais calcados, principalmente, na análise de curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (Alvarenga *et al.* 2007b; Vieira. 2007; Kawashita, 1998; Misi *et al.* 1999; Misi & Veizer, 1998). Além destes, outros trabalhos, balizados pelas análises U-Pb em zircões detríticos, são de grande valia para a definição de limites de idades mais precisos para a sucessão estratigráfica e, também, para estudos de proveniência sedimentar (Guimarães, 1995; Rodrigues, 2008). Outros trabalhos enfatizaram as correlações estratigráficas regionais a partir da definição e da correlação de sequências estratigráficas de longo termo que conduziram à elaboração de um modelo de evolução crono-estratigráfica para a Bacia do São Francisco (Martins, 1999; Martins-Neto & Alkmim, 2001). Outra importante contribuição para análise estratigráfica regional advém dos grandes levantamentos sísmicos regionais adquiridos pela Petrobras e, que agora, são de domínio público. Zalán & Romeiro Silva (2007) ao trabalharem com estas imagens sísmicas mapearam importantes superfícies estratigráficas, como discordância regionais, que auxiliaram na individualização das grandes sequências estratigráficas e na caracterização dos estilos tectônicos envolvidos durante a evolução da Bacia do São Francisco.

Neste trabalho procurou-se integrar dados de mapeamento de superfície, com dados de estratigrafia química, geologia isotópica e geocronologia, de forma a obtermos o mínimo de informações necessárias, para a construção de um modelo conceitual de evolução tectono-estratigráfica do Grupo Bambuí na borda noroeste do Cráton do São Francisco.

A área selecionada para este estudo (Fig.1.1), situada na região limítrofe entre os estados de Goiás e Tocantins, é, particularmente, interessante por dois motivos. O primeiro porque se trata de uma região praticamente inexplorada. Nesta área, os trabalhos estão restritos, até o momento, a projetos de mapeamento regional e de prospecção de bens minerais. O segundo motivo é inerente a característica geológica da região. Nela, o Grupo Bambuí apresenta características sedimentares, estratigráficas e estruturais distintas quando são comparadas as margens oriental e ocidental de sua faixa aflorante, na borda noroeste do Cráton do São Francisco. A margem oriental foi desenvolvida em uma bacia tectonicamente estável, com características de bacia intracratônica, enquanto a margem ocidental da bacia, claramente influenciada pela evolução tectônica da Faixa Móvel Brasília, apresenta elementos característicos de uma bacia de antepaís.

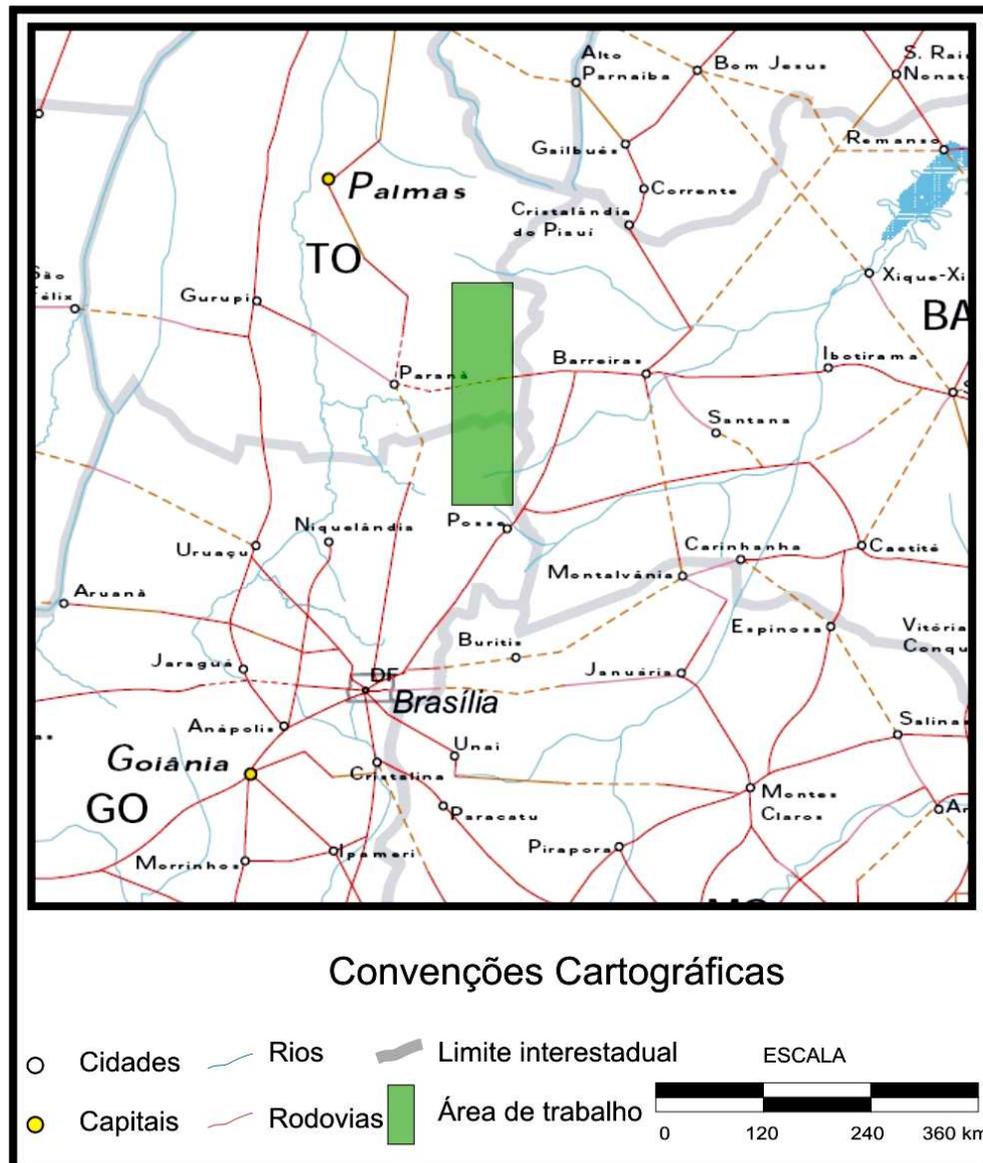


Figura 0.1 - Localização geográfica da área de estudo

Este plano de tese de doutoramento está baseado em um modelo simplificado onde é apresentada inicialmente uma breve descrição do tema proposto, seguidos pela apresentação de dois capítulos sobre a geologia da área investigada e finalizado com uma breve conclusão sobre os temas dissertados nesses artigos.

Abaixo é feito uma breve síntese sobre os capítulos que serão apresentados nesta tese:

No Capítulo 1 é feita uma breve apresentação do trabalho e dos objetivos propostos.

O Capítulo 2 é intitulado de *“Evolução tectôno-estratigráfica do Grupo Bambuí ao longo de uma bacia com duas margens distintas, uma influenciada pela tectônica e outra estável, no bordo ocidental do Cráton do São Francisco”*. No início deste capítulo é apresentada uma descrição detalhada da estratigrafia e das fácies sedimentares pertencentes ao Grupo Bambuí na área de trabalho. Em seguida são apresentados os resultados das análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ realizados nas fácies carbonáticas e, por fim, é apresentado um modelo de evolução tectôno-estratigráfica do Grupo Bambuí onde é feita uma abordagem comparativa entre as duas margens da faixa aflorante do Grupo Bambuí, localizada na borda noroeste do Cráton São Francisco.

O capítulo 3 é intitulado de *“Novos dados U / Pb e 87Sr/86Sr: Implicações para a idade máxima de sedimentação do Grupo Bambuí e de sua unidade glacial basal (Jequitaí Formation ?) no Cráton do São Francisco.”* Neste capítulo são apresentados novos dados isotópicos e geocronológicos, que visam contribuir para a definição das idades máximas de sedimentação do Grupo Bambuí e de sua unidade inferior, representada por depósitos glaciais, tradicionalmente interpretados como pertencentes a Formação Jequitáí. Além disto, esses dados contribuem para estudos de proveniência dos sedimentos terrígenos associados ao Grupo Bambuí.

No Capítulo 4 são feitas considerações finais apartir da análise integrada dos capítulos 2 e 3.

1.2 Objetivos

Os principais objetivos que nortearam a execução desta tese de doutoramento foram os seguintes:

- Definição de superfícies cronoestratigráficas correlacionáveis de uma margem a outra da bacia, com o auxílio de perfis de isótopos estáveis obtidos em seções chaves ao longo da bacia;
- Levantamento faciológico, caracterização dos sistemas deposicionais e dos tratos de sistemas associados ao Grupo Bambuí na área investigada ;
- Construção de um modelo de evolução tectôno-estratigráfica e definição dos principais mecanismos reguladores do preenchimento sedimentar em uma margem tectonicamente influenciada (Margem Ocidental) e outra estável (Margem Oriental);
- Definição de um modelo de evolução paleoambiental para a Formação Sete Lagoas no Grupo Bambuí na área de estudo;

- Definir limites de idades deposicionais para os depósitos glaciais da base, tradicionalmente correlacionada a Formação Jequitáí, e da sequência pelito-carbonática, posicionadas acima, pertencentes às formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré;
- Auxiliar nos estudos de proveniência sedimentar e na identificação das prováveis áreas fontes operantes nas diferentes margens da bacia;
- Contribuir para o estudo da evolução tectônica da Faixa Móvel Brasília e na definição de uma idade máxima para os eventos de deformação ocorridos após a deposição do Grupo Bambuí;

2 Capítulo 2

Evolução tectôno-estratigráfica do Grupo Bambuí ao longo de uma bacia com duas margens distintas, uma influenciada pela tectônica e outra estável, na borda ocidental do Cráton do São Francisco.

2.1 Introdução

O Grupo Bambuí representa uma associação de litofácies siliciclásticas, químicas e bioquímicas, depositadas sobre uma extensa plataforma epicontinental, desenvolvida sobre o Paleocontinente São Francisco durante o término do Neoproterozóico. Sua distribuição geográfica, e de seus correlatos, é ampla e contínua ao longo da porção centro-oriental do Brasil (Figura 1). A subdivisão estratigráfica clássica, e mais usual, foi definida por Costa & Branco (1961) e por Dardenne (1978a; 1979). Em Dardenne (1978a) seis formações litoestratigráficas foram definidas, a saber: Formação Jequitaí, Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena, Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias. A Formação Jequitaí representa uma unidade glacial constituída por diamictitos, paraconglomerados e, subordinadamente, arenitos e pelitos. A Formação Sete Lagoas representa uma unidade pelito-carbonática, formada por siltitos, calcários laminados, calcários estromatolíticos e dolomitos, depositados em ambientes de intramaré, inframaré e plataforma carbonática (Nobre-Lopes, 1995; Lima, 1997). A Formação Serra de Santa Helena é dominada por siliciclásticos finos, principalmente siltito argiloso laminado, siltito com hummocky e ritmito areno-siltoso de natureza tabular. Fluxos gravitacionais sub-aquosos de baixa densidade relacionados à atuação de correntes de turbidez e retrabalhamento por ondas de tempestades são os principais mecanismos deposicionais associados a esta unidade (Lima, 2005). A Formação Lagoa do Jacaré é caracterizada pela associação de depósitos carbonáticos de retrabalhamento, principalmente calcarenitos oolíticos e oncolíticos, calcirruditos e dolorruditos, intercalados com níveis de espessura variável de siltitos e, raros, carbonatos bioconstruídos (Alvarenga, 2006^{a,b}, Lima, 2005, Uhlein, 1991) A Formação Serra da Saudade, de ocorrência restrita, e também predominantemente siliciclástica é formada por ritmitos finos silto-arenosos, localmente fosfáticos, siltitos, arenitos grauvaquianos e subarcozianos e pelitos esverdeados (Lima, 2005). A unidade superior Formação Três Marias é dominada por arenitos arcózianos médios a fino, amalgamados, com truncamentos de baixo ângulo e estratificação cruzada *hummocky*, siltitos, ritmitos com interlaminação arenosa e, de forma esparsa, conglomerados. O ambiente deposicional desta unidade evolui de um sistema marinho, fácies de plataforma siliciclástica dominada pela ação de ondas de tempestade, para sistemas transicionais e continentais, fácies de prodelta e fluvial (Uhlein, 1991; Chiavegatto, 1992; Chiavegatto *et al.*, 1997; Lima, 2005).

Em divergência à proposta de subdivisão estratigráfica estabelecida por Dardenne (1978a), alguns trabalhos excluem a Formação Jequitai do Grupo Bambuí e o incorporam ao Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger, 1973; Zalán & Romeiro-Silva, 2007). No entanto, neste trabalho será mantida a subdivisão estratigráfica proposta por Dardenne (1978a).

Apesar das incertezas e imprecisões relacionadas aos limites temporais de deposição do Grupo Bambuí, novos dados geocronológicos, baseados em zircões detríticos, mostram que a idade deposicional máxima para o Grupo Bambuí ocorreu no final do neoproterozóico, durante o período Ediacarano (Rodrigues, 2008).

Os estratos do Grupo Bambuí foram afetados, em seus limites externos, pela deformação epidérmica que afetou as áreas marginais do Cráton do São Francisco (Alkmim *et al.* 1993; Alkmim & Martins-Neto, 2001) durante a Orogênese Brasileira/Pan-Africana.

O modelo de evolução tectôno-sedimentar do Grupo Bambuí é representado por uma fase de tectônica distensional, responsável pela reativação de lineamentos estruturais antigos que dividiram a bacia em porções com subsidência diferencial (Dardenne, 1981; Dupont *et al.* 2004) e pelo desenvolvimento de uma bacia de antepaís, como resposta flexural ao desenvolvimento orogênico da Faixa Brasília (Chang *et al.* 1988; Valeriano, 1992; Castro, 1997; Castro e Dardenne, 2000; Dardenne, 2000; Martins-Neto e Alkmim, 2001). No entanto, os elementos tectôno-estratigráficos que indicam o predomínio de um ou outro estilo estrutural ocorrem em regiões geográficas distintas (Lima, 2005; Lima & Uhlein, 2005). Elementos associados à tectônica distensional ocorrem principalmente nas porções interiores ao Cráton do São Francisco e, por outro lado, evidências de bacia *foreland* estão concentradas próximas a borda cratônica.

Na área investigada, região limítrofe entre os estados de Goiás e Tocantins, as unidades inferiores do Grupo Bambuí afloram ao longo de duas margens (Fig. 2.6; Fig. 2.7), com características tectôno-estratigráficas distintas. Este fato, torna o estudo desta área particularmente especial pois nela são encontradas características de bacia intracratônica e de bacias periféricas influenciada pela evolução tectônica das Faixas Móveis Brasileiras;

Desta forma, os principais objetivos que nortearam este trabalho foram: (i) definição de superfícies cronoestratigráficas correlacionáveis de uma margem a outra da bacia, com o auxílio de perfis de isótopos estáveis obtidos em seções chaves ao longo da bacia; (ii) levantamento faciológico, caracterização dos sistemas deposicionais e definição dos tratos de sistemas operantes na escala de bacia; (iii) construção de um modelo de evolução tectôno-estratigráfica e definição dos principais mecanismos reguladores do preenchimento sedimentar em uma margem tectonicamente influenciada (Margem Ocidental) e outra estável (Margem Oriental);

Como métodos de estudo foram feitos levantamento de seções geológicas regionais, descrição das litofácies de algumas colunas estratigráficas e amostragem sistemática das litofácies carbonáticas, para análises isotópicas e litoquímicas;

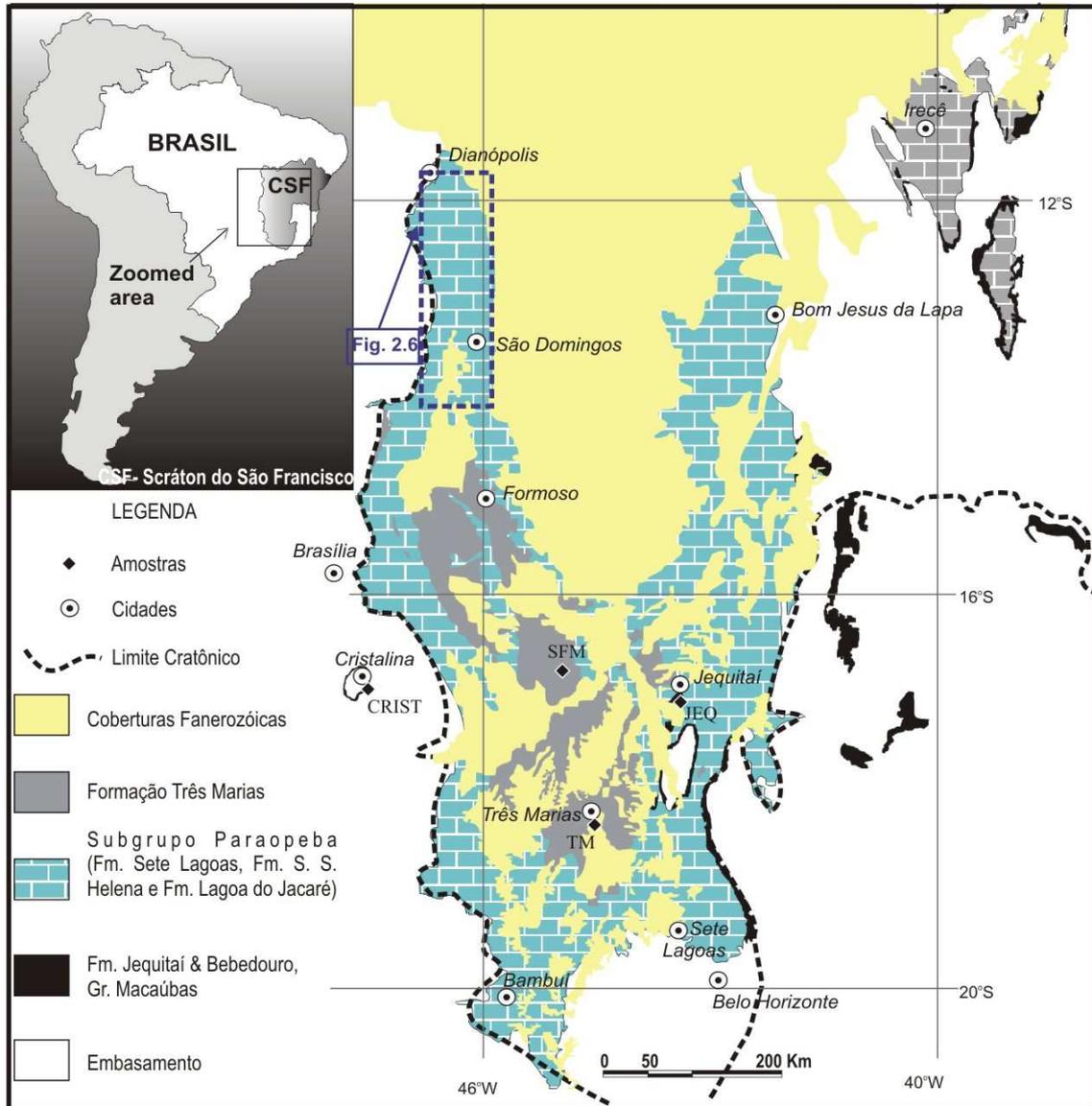


Figura 2.1 -Mapa geológico exibindo a distribuição do Grupo Bambuí e da Formação Jequitai ao longo da porção meridional do Cráton do São Francisco. Retângulo tracejado em azul representa a localização do mapa geológico da área investigada (Fig.2.6). Modificado de Bizzi, 2003 & Rodrigues, 2008.

2.2 Trabalhos prévios

Os primeiros trabalhos no Grupo Bambuí na área compreendida entre o nordeste do estado de Goiás e o sudeste do Estado de Tocantins remontam as décadas de 60 e 70. O principal objetivo destes trabalhos foi a prospecção regional por bens metálicos como chumbo e zinco (Soares, 1977) e o estudo destas mineralizações (Dardenne, 1979). Outros trabalhos importantes foram grandes projetos de mapeamento regional básico realizados, em parceria, pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), PROSPEC e pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) como os projetos LETOS e Brasília. O Projeto Letos

(Leste Tocantins - Oeste São Francisco) mapeou e avaliou o potencial geológico da área situada entre as bacias hidrográficas dos rios Tocantins e São Francisco (Costa *et al.* 1976). O Projeto Brasília (Barbosa *et al.* 1969) foi responsável pelo mapeamento geológico da área compreendida entre os paralelos 12º e 15 da Faixa Brasília na borda ocidental do Cráton do São Francisco. Além destes trabalhos devem ser mencionados o mapeamento geológico, em escala 1:100000, na área do Vale do Rio Paraná (Alvarenga *et al.*, 2006a,b), os levantamentos sísmicos regionais feitos pela Petrobrás que se estenderam até a Região do Domo de Cristalina, no nordeste de Goiás, e cujos dados foram bastante estudados e explorados por Romeiro Silva & Zálan (2005) e Zálan & Romeiro Silva (2007). Outras importantes fontes de dados são os trabalhos pontuais de mapeamento geológico básico elaborado pela Universidade Brasília nos anos de 1975, 1983, 1999, 2002, 2005 (Giustina & Sila, 1999; Gomes & Santos, 1999; Maia *et al.* 2005; Oliveira & Novais, 1999; Oliveira & Rodrigues, 2005; Rego & Lima, 1999; Silva & Silva, 2002; Silva Jr. & Mota, 1999). Alguns trabalhos de correlação estratigráfica (Dardenne, 1978a; Dardenne *et al.* 1978, Monteiro, 2009) e estudos de sedimentologia e proveniência das formações do Grupo Bambuí (Guimarães, 1995) foram também de grande importância para o atual estágio de conhecimento dessa porção do Grupo Bambuí. Outra importante fonte de informações sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí nesta região é o poço exploratório 1-RC-001-GO, perfurado pela Petrobras em 1989, próximo a cidade de Alvorada do Norte-GO.

2.3 Tectônica e estratigrafia do Grupo Bambuí na borda noroeste do Cráton do São Francisco

Na área investigada, o Grupo Bambuí aflora em uma estreita faixa norte-sul com aproximadamente 400 km de comprimento e com cerca de 80 km de largura (Fig. 2.6). Dois altos topográficos bordejam, em ambas as margens, a faixa aflorante do Grupo Bambuí. Na margem oriental, esta faixa é limitada pela exposição do embasamento cristalino formado por gnaisse, migmatitos, anfíbolitos e matamórficas, para e ortoderivadas, de fácies anfíbolito de idade arqueana a paleoproterozóica. No entanto, a área de exposição do embasamento é estreita, normalmente inferior a 1000 metros de largura (Fig. 2.6), uma vez que ele está recoberto, a leste, pelos arenitos e conglomerados, de idade cetácea, do Grupo Urucua (Campos & Dardenne, 1997). Na margem ocidental, o Grupo Bambuí está assentado em discordância sobre os metassedimentos, metavulcânicos e metavulcanoclásticos do Grupo Arai, a sul, e Natividade, ao norte, ambos de idade paleo-mesoproterozóica (Fig. 2.6). Além desta unidade ocorrem no bordo ocidental xistos e paragneisses grafitosos da Formação Ticunzal, granitos peraluminosos sin a tardi tectônicos da suíte Aurumina e granitos anorogênicos de idade paleoproterozóica pertencentes à suíte Pedra Branca (Alvarenga *et al.* 2006a, b).

2.3.1 Contexto tectônico e geologia estrutural

Do ponto de vista geotectônico a área estudada está localizada na borda ocidental do Cráton do São Francisco, na região limítrofe com a zona externa da Faixa Brasília (Fig. 2.2), a oeste (Fuck *et al.* 1993; Fuck *et al.* 1994; Pimentel *et al.* 2001). Por isto, há uma tendência de aumento da deformação à medida que nos aproximamos da Faixa Brasília a oeste. Os diferentes estilos tectônicos, presentes no Grupo Bambuí, foram herdados da consolidação tectônica da Faixa Brasília durante a Orogênese Brasileira/Pan-Africana (Dardenne, 1978b; Valeriano, 1992; Alkmim *et al.* 1993; Fuck *et al.* 1993; Fuck *et al.* 1994; Valeriano *et al.* 1994; Seer, 1999; Dardenne, 2000; Alkmim & Martins-Neto, 2001; Pimentel *et al.* 2002; Valeriano *et al.* 2004).

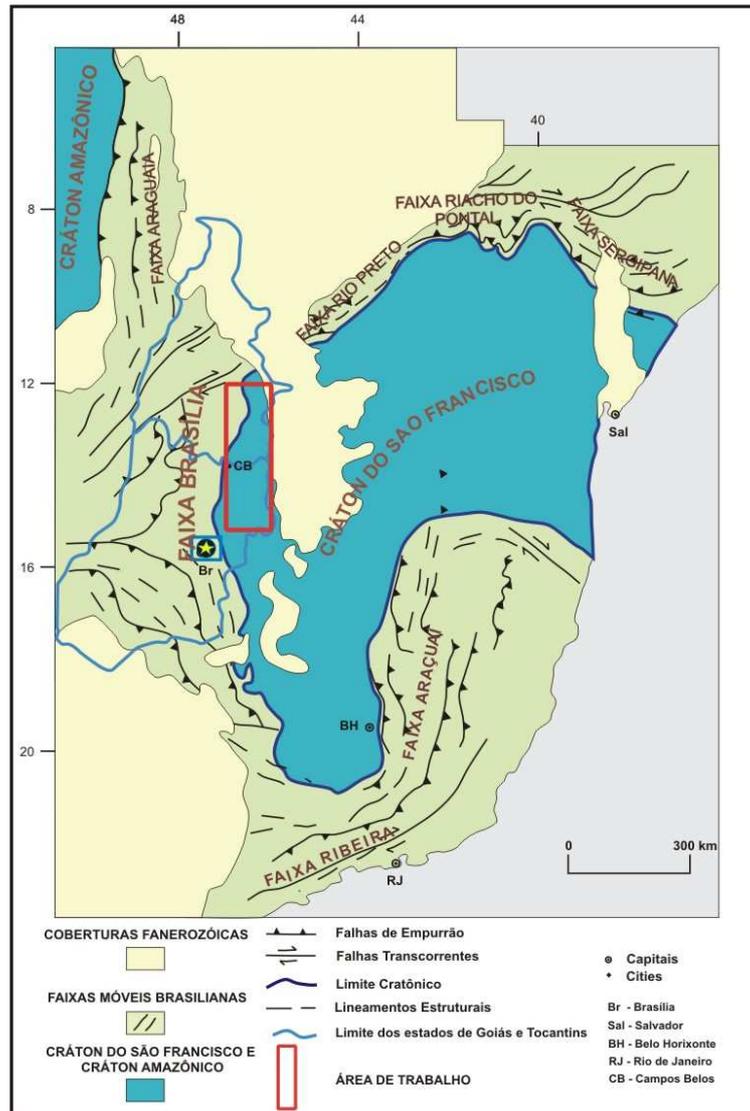


Figura 2.2 - Mapa geotectônico simplificado da margem oriental da plataforma brasileira. Em destaque o Cráton do São Francisco, as Faixas Móveis Neoproterozóicas e os limites da área de trabalho, localizada entre os estados de Goiás e Tocantins. Modificado de Almeida (1967); Trompette (1994) e Bizzi *et al.* (2001).

Na estreita faixa do Grupo Bambuí, de direção norte-sul, investigada nesse trabalho existe um notável contraste de deformação e metamorfismo de sul para norte.

Na porção meridional a fraca deformação e o anquimetamorfismo seguem o padrão regional. Feições de deformação se restringem ao desenvolvimento de grandes dobras abertas e de clivagens espaçadas, principalmente, nas rochas de composição pelítica. Em estratos argilosos e margosos são encontrados, às vezes, uma foliação (S_1) pouco desenvolvida que não chega a obliterar o acamamento sedimentar (S_0). As atitudes medidas nestas superfícies mostram que a foliação é predominantemente sub-vertical, com mergulhos superiores a 70° , e, por outro lado, o acamamento possui mergulhos inferiores a 30° . No geral, o acamamento apresenta mergulhos mais freqüentes para oeste. No entanto existe uma boa dispersão nas atitudes destas superfícies, pois ocorrem também mergulhos freqüentes para os

rumos leste e sudeste (Fig. 2.3). Esta variação é decorrente da nucleação de diversas dobras, muito amplas e abertas, que podem atingir algumas centenas de metros, sem vergência aparente ou, mais raramente, com leve assimetria para leste. Os eixos de dobra mostram uma orientação principal entre N10E e N30E e são sub-horizontais, com caimentos de até 10° para nordeste e, às vezes, sudoeste. Além disto, ocorrem algumas faixas de deformação discretas, arealmente limitadas, associadas a zona de dano de falhas reversas de orientação NE.

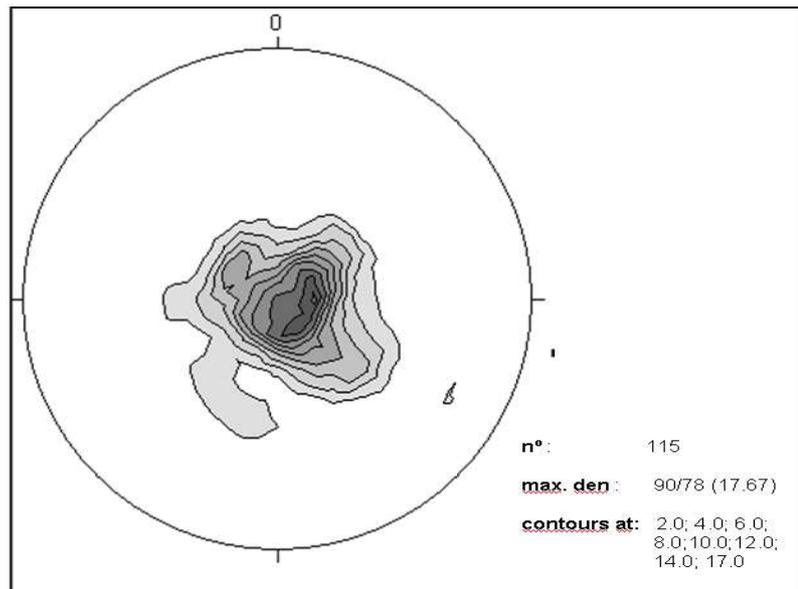


Figura 2.3 - Diagrama estereográfico dos dados de acamamento (projeção em pólo) das unidades inferiores do Grupo Bambuí nas Folhas – Escala 1:100000 - Nova Roma e Monte Alegre (Alvarenga *et al.* 2006).

Na direção norte da área, as rochas do Grupo Bambuí apresentam um aumento significativo da deformação (Fig. 2.4), principalmente em litotipos mais plásticos onde o acamamento é com freqüência transposto por uma nova e penetrativa foliação (S_n). O grau metamórfico é crescente para norte, com bons exemplos nos arredores da cidade de Dianópolis-TO (Fig. 2.6). Nesta área, os metassedimentos podem ter atingido o fácies xisto verde, o que é raro em termos de Grupo Bambuí pois condições de anquimetamorfismo tendem a prevalecer nesta unidade. Este aumento progressivo da deformação e metamorfismo na porção setentrional da área de trabalho é incomum, portanto estudos calcados no metamorfismo das rochas, na descrição e análise estrutural dos elementos deformacionais e na geocronologia dos eventos tectono-metamórficos seriam de grande relevância para esta área.

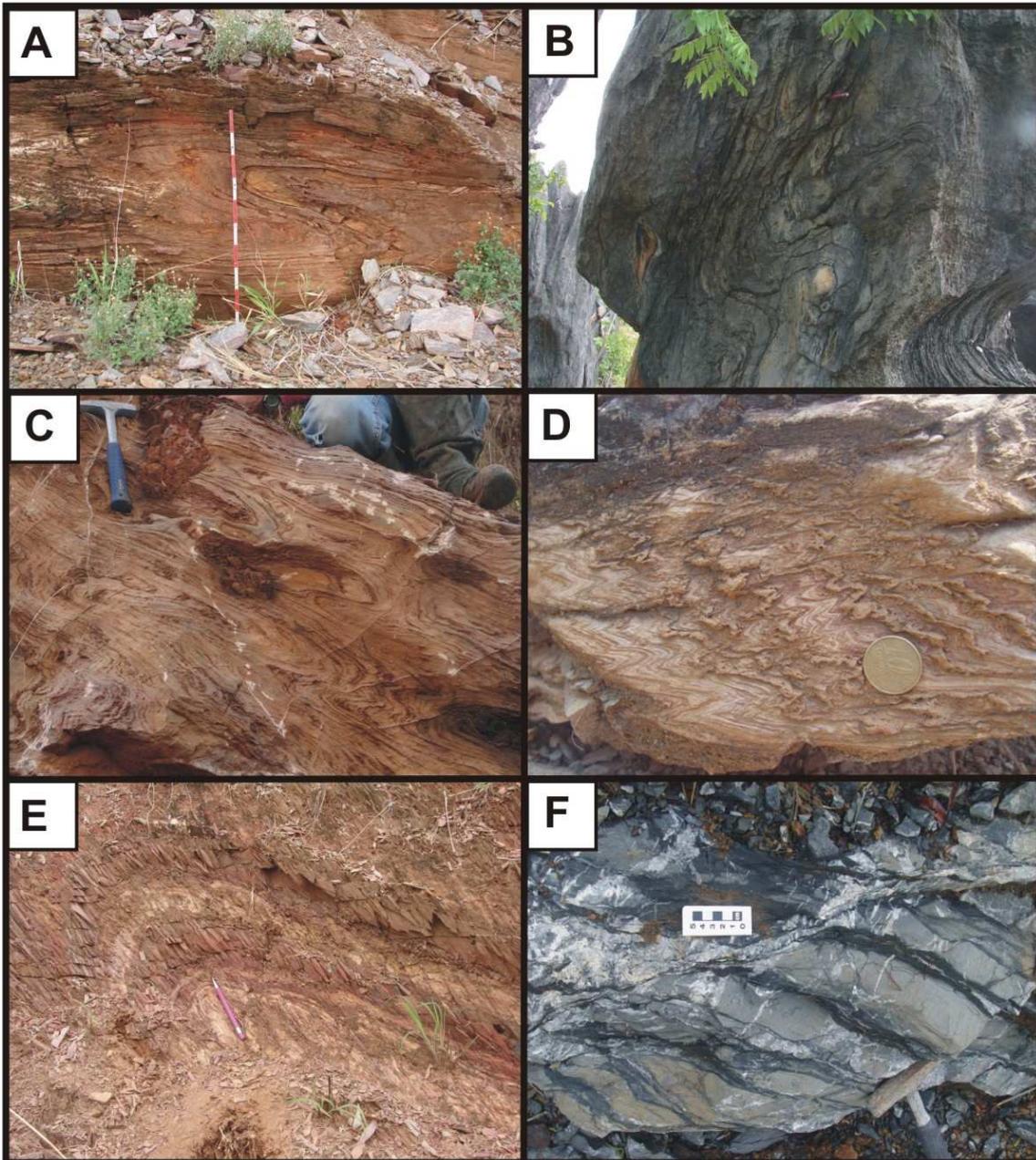


Figura 2.4 – Magnitude das deformações de alguns tipos litológicos do Grupo Bambuí, em diferentes posições da bacia. A – Dobras por cisalhamento geradas pelo descolamento de superfície interestratal em ritmos carbonáticos da Formação Sete Lagoas, região de Novo Jardim-TO; B=Dobras parasíticas em flanco subvertical de calcários negros maciços da Formação Lagoa do Jacaré, próximo a Taguatinga-TO; C – Ritmos carbonáticos intensamente dobrados da Formação Sete Lagoas, região de Novo Jardim-TO; D – Ritmos finos crenulados da Formação Paraobepa (indiviso), região de Novo Jardim-TO; E – Desenvolvimento de uma foliação (S1), plano-axial, em ritmos arenopelíticos da Formação Serra de Santa Helena, próximo a Taguatinga-TO; F – Zona de cisalhamento rúptil, associada aos Lineamentos Transbrasilianos, cortando bancos calcários argilosos da Formação Sete Lagoas, próximos a cidade de Combinados-TO;

2.3.2 Estratigrafia

Na área investigada ocorrem diamictitos da Formação Jequitai e as unidades inferiores do Grupo Bambuí: Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena e Formação Lagoa do Jacaré (Fig. 2.6; Fig.2.7). Sua base está assentada em discordância erosiva sobre os metassedimentos paleo-mesoproterozóico do Grupo Araí ou das demais unidades que compõe o embasamento paleoproterozóico-arqueano.

Uma das principais fontes de informação estratigráfica do Grupo Bambuí, para a área investigada, são provenientes do poço exploratório 1-RC-001-GO, perfurado pela Petrobrás no ano de 1988 (Fig. 2.5), e do mapeamento geológico em escala 1:100000 da região situada entre as cidades de Nova Roma e Campos Belos, no Estado de Goiás (Alvarenga *et al.* 2006a,b). O poço 1-RC-001-GO mostrou que a espessura do Grupo Bambuí na porção meridional da área investigada é de 1100 metros dos quais 430, 270 e 400 metros são as espessuras das formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, respectivamente (Fig. 2.5). No entanto estes resultados são interpretados como prováveis espessuras máximas. No sentido norte, a bacia se torna cada vez mais confinada e os estratos mais delgados. Isto indica que houve, neste sentido, uma contínua redução do espaço de acomodação na bacia.

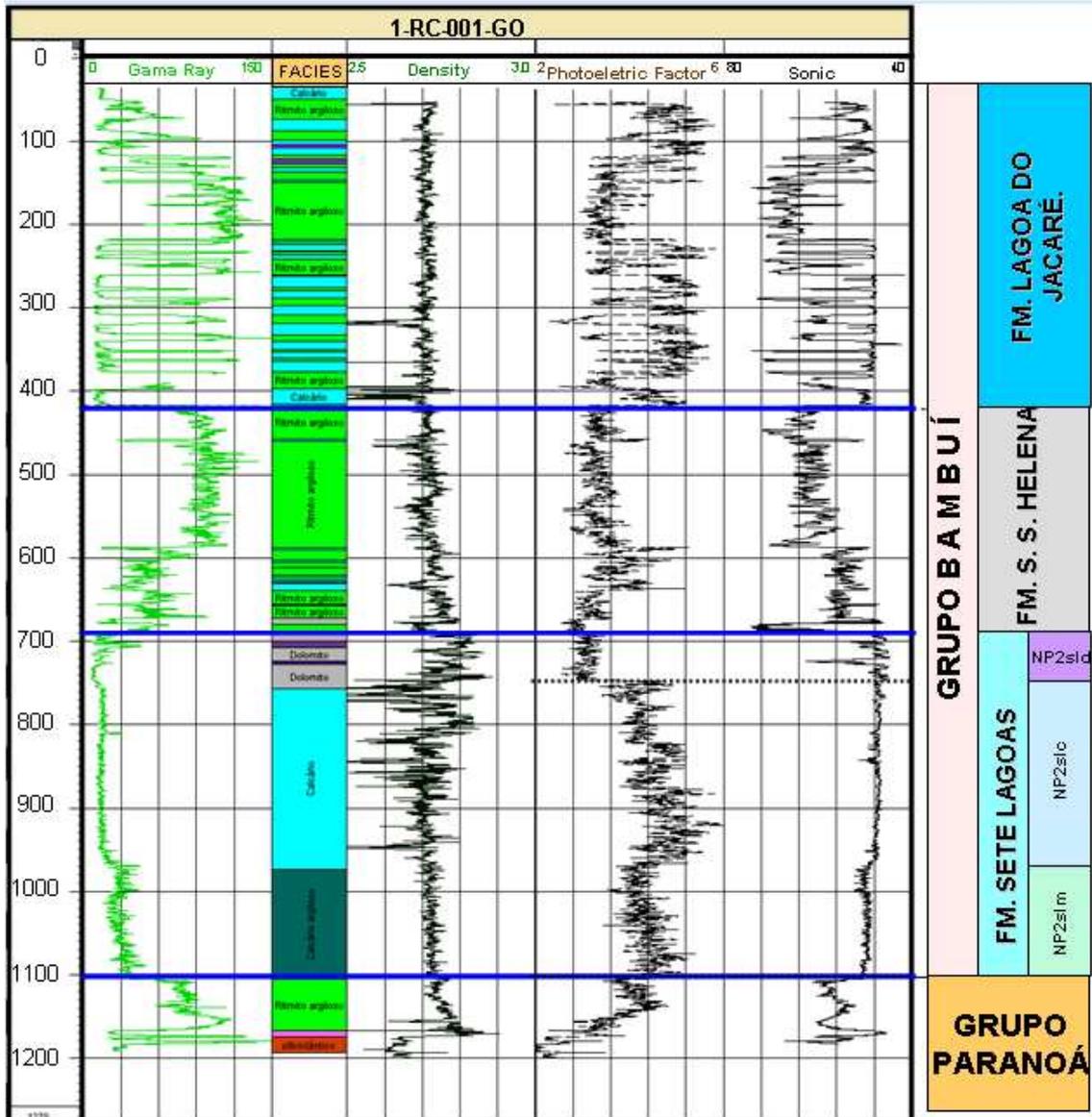


Figura 2.5 - Dados de perfuração do poço 1-RC-001-GO, executado pela Petrobras no município de Alvorada do Norte-GO, e resultados da interpretação das fácies e das formações estratigráficas do Grupo Bambuí. Séries de perfis elétrico-radioativos mostrados, da esquerda para direita, são: Raios Gama, Densidade, Fator Fotoelétrico e Sônico. Na última coluna é feita uma correlação com as associações de fácies definida por Alvarenga *et al.* (2006a,b). Localização do poço 1-RC-001-GO está indicado na Figura 2.6.

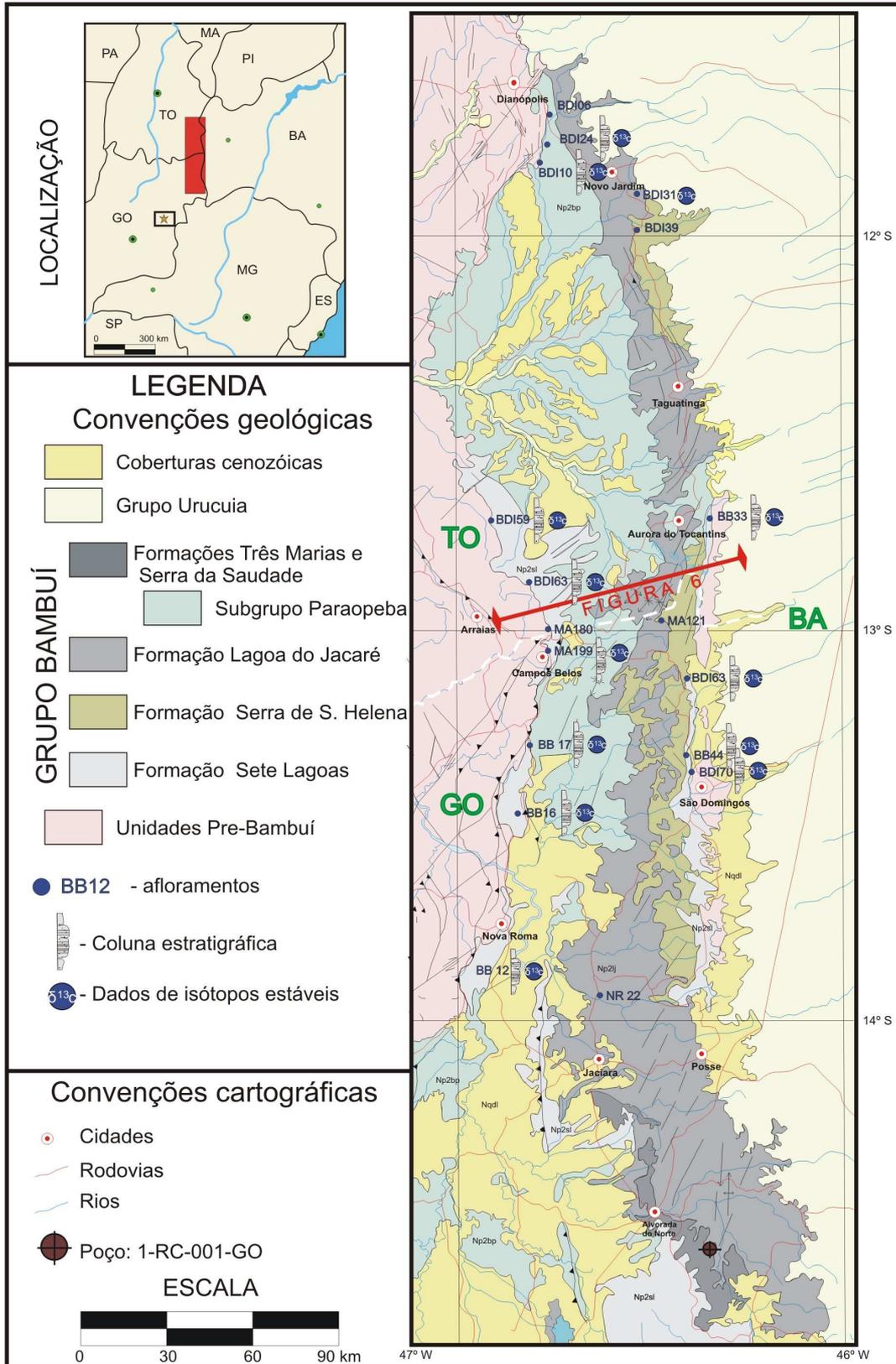


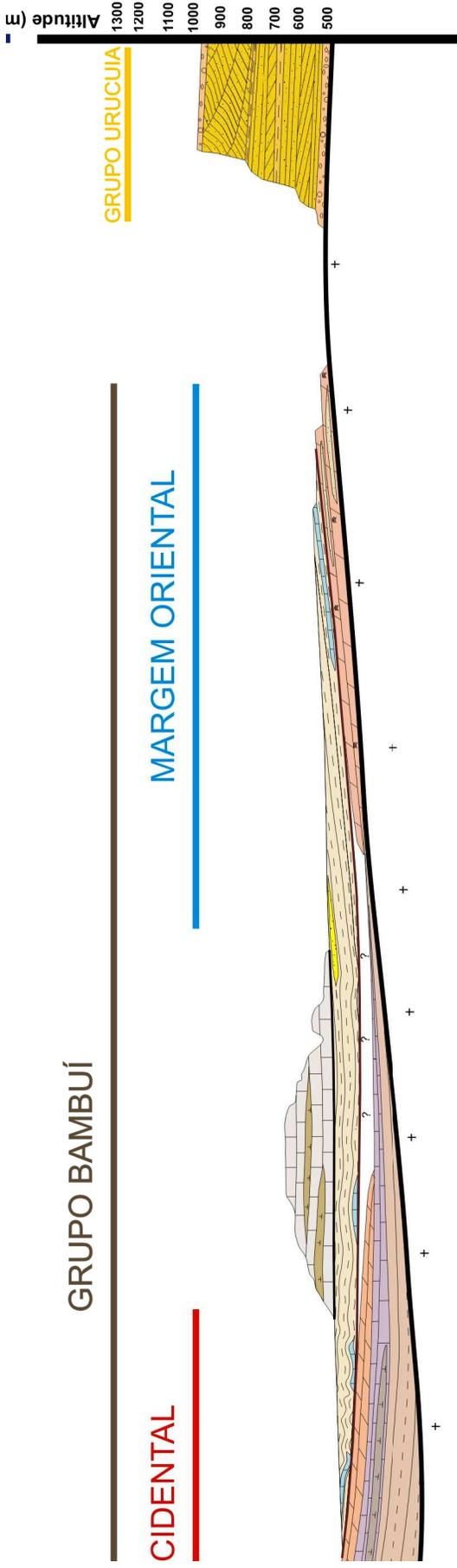
Figura 2.6 - Mapa Geológico 1:1000000 contendo a localização dos pontos com descrição de coluna estratigráfica e/ou análises isotópicas (TAB. 2.2 e 2.3). Localização da seção geológica regional da Figura 2.7. Localização do poço exploratório Rio Corrente (1-RC-001-GO) apresentado na Figura 2.5. Modificado de Souza *et al.* (2004).

GRUPO BAMBUÍ

CIDENTAL

MARGEM ORIENTAL

GRUPO URUCUIA



GRUPO BAMBUÍ

FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ

FORMAÇÃO SERRA DE SANTA HELENA

FORMAÇÃO SETE LAGOAS

Unidade Superior

Unidade Intermediária

Unidade Basal

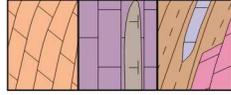
FORMAÇÃO JEQUITAI



Calcarenito oolítico/oolítico, calcário negro, margas e pelito calcífero.



Siltito, argilito laminado, ritmítico arenoso, e, subordinadamente, calcário na porção basal.



Laminito microbiano, estromatólito dômico e colunar, calcarenite intraclastico/oolítico e brecha intraformacional.

Calcarenito fino, calcário cristalino e calcilitito.

Argilito, margas, calcilititos argilosos e carbonosos e, localmente na base, dolomititos laminados pelóidais.



Diamictito e, localmente, paraconglomerado..

FANEROZÓICO GRUPO URUCUIA



arenito, conglomerado e, de forma restrita, pelito.

ntins. Exagero vertical aproximado de 10X. Os diamictitos da Formação Jequitai, os dolomititos da Formação Jequitai, os dolomititos da Unidade Basal e os calcários argilosos da Unidade Intermediária da is microbiais dolomitizados, pertencentes a Unidade Superior da Formação Sete Lagoas, ocorrem tanto na Margem Ocidental quanto na Margem Oriental.

A Base do Grupo Bambuí no poço 1-RC-001-GO é marcada por uma importante descontinuidade litológica que separa ritmitos argilosos glauconíticos, associados ao Grupo Paranoá (Tonietto, 2010), dos carbonatos impuros e margosos da Formação Sete Lagoas, situados entre 1100 e 970m de profundidade. Análise mineralógica desta sucessão realizada por Tonietto (2010) mostrou uma composição média para este intervalo de 60-70% de calcita, 10% de dolomita, 10-15% de quartzo, 10-15% de plagioclásio e 5-10% de argilo minerais. Entre 970 e 750m ocorre um pacote homogêneo de calcário calcítico puro. A unidade superior da Formação Sete Lagoas é representada por uma seqüência de dolomitos de sessenta metros de espessura. Esta unidade é bem caracterizada na perfilagem pelos baixos valores do perfil de raio gama e pela queda dos valores do fator fotoelétrico. A Formação Serra de Santa Helena (base na profundidade de 690 metros) é bem caracterizada pelos altos valores dos perfis de raios gama e sônico. Ela coincide com o fim da seqüência carbonática franca e o início do predomínio de terrígenos finos, principalmente argilo-minerais. Na base desta formação existem algumas intercalações de margas e finos leitos carbonáticos. Para o topo, onde ocorre o patamar mais elevado dos valores de raio gama, a Formação Serra de Santa Helena é essencialmente siliciclástica. O surgimento de níveis de calcário intercalados à sucessão terrígena, na profundidade de 415 metros, marca a passagem da Formação Serra de Santa Helena para a Formação Lagoa do Jacaré.

Abaixo é apresentada uma descrição detalhada das diferentes litofácies e dos principais aspectos geológicos das Formações Jequitai, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. As principais fontes de dados vieram de descrições detalhadas de afloramentos e de seções geológicas regionais levantadas na área de trabalho. A Formação Sete Lagoas aflora em duas áreas distintas situadas nas bordas ocidental e oriental da área investigada. Nestas áreas, a espessura estratigráfica, a sucessão de fácies e o seu empilhamento estratigráfico é diferente.

2.3.2.1 Formação Jequitai

A Formação Jequitai é representada por depósitos psefíticos lenticulares e descontínuos assentados diretamente sobre uma notável discordância erosiva, que corta indistintamente um embasamento de granitos e metassedimentos de idade paleo-mesoproterozóica. As litofácies desta formação incluem diamictito, paraconglomerado de matriz arenosa maciça e/ou estratificada e arenito seixoso.

Na área investigada, a ocorrência destes depósitos está restrita a margem ocidental, sendo que sua distribuição é irregular e sua espessura raramente ultrapassa uma dezena de metros. As poucas ocorrências descritas estão próximas a cidades de Nova Roma e Campos Belos em Goiás (Dardenne *et al.* 1978a; Alvarenga *et al.* 2006 a,b).

Próximo a Campos Belos-GO ocorre uma faixa descontínua de cerca de mil metros de extensão por aproximadamente cem metros de largura onde afloram diamictitos. Estratigraficamente estes diamictitos estão assentados em discordância sobre os conglomerados e quartzitos do Grupo Arai. Acima, ocorrem, em aparente conformidade, ritmitos finos e, localmente dolomitos, da unidade inferior da Formação Sete Lagoas. O diamictito é constituído por uma matriz silto-argilosa de cor cinza escura à marrom esverdeada e os clastos são de quartzito, quartzo, granitos, gnaisses, vulcânicas e xistos. Existe uma ampla variedade no tamanho dos clastos (Fig. 2.8A). Alguns clastos de granitóide atingem mais de um metro, no entanto predominam clastos do tamanho de grânulos e/ou seixos pequenos. Além disto, existe uma tendência no aumento médio do tamanho dos clastos em direção a base desta unidade.

Mais ao norte, próximo a cidade de Dianópolis, a Formação Jequitai é representada por um paraconglomerado de matriz siltico-arenosa, localmente estratificado, formado por pequenos seixos e clastos de quartzo e quartzito (Fig. 2.8B). Sua ocorrência é restrita a um pequeno corpo de geometria lenticular, que aflora ao longo de algumas dezenas de metros, com espessura máxima de 7,5 metros.



Figura 2.8 - Formação Jequitai. **A** – Litofácies de diamictito cinza esverdeado de matriz pelítica com um bloco de granito do embasamento e seixos e grânulos diverso evidenciados por pontos mais claros na matriz. Cercanias de cidade de Campos Belos-GO; **B** – Litofácies de paraconglomerado de matriz siltico-arenosa. Região de Dianópolis-TO.

2.3.2.2 Formação Sete Lagoas

As ocorrências de litofácies pelito-carbonatadas relacionadas à Formação Sete Lagoas estão limitadas às margens oriental e ocidental dos afloramentos do Grupo Bambuí que também correspondem com as bordas da bacia de sedimentação do Grupo Bambuí (Fig. 2.6; Fig. 2.7). Em direção ao centro da bacia afloram as duas formações litoestratigráficas que sucedem a Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena e Formação Lagoa do

Jacaré. Exposições da Formação Sete Lagoas, na zona central da bacia, estão relacionadas à presença de falhas de empurrões orientadas segundo a direção N-NE (Alvarenga *et al.* 2006 a,b).

Margem Ocidental

Assim como no poço 1-RC-001-GO três unidades deposicionais com características litológicas distintas foram individualizadas na Formação Sete Lagoas: (i) unidade basal; (ii) unidade intermediária e; (iii) unidade superior;

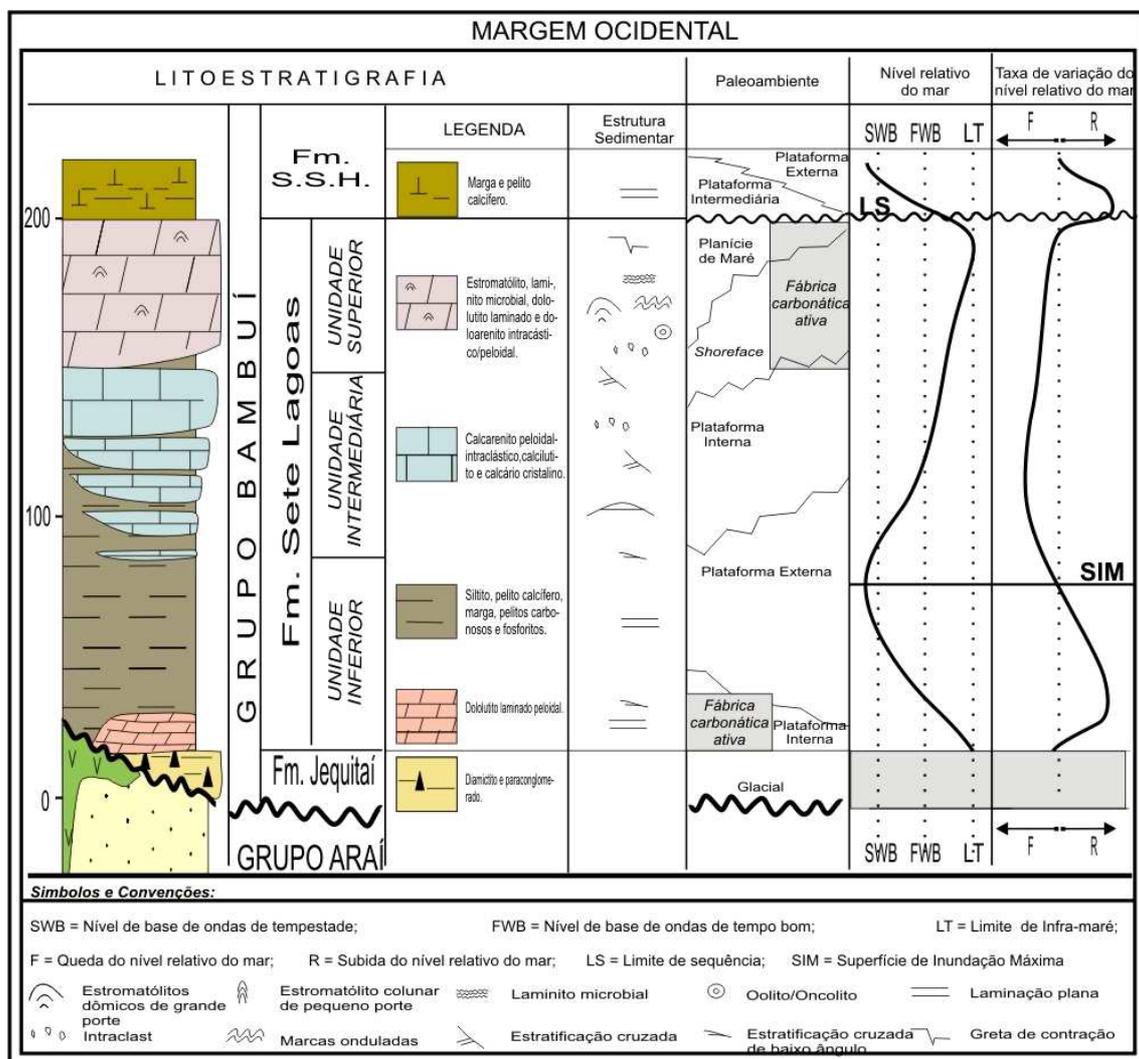


Figura 2.9 - Coluna estratigráfica composta da Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental da área de trabalho, baseada nos pontos BB12, BB16, BB17, BDI59, BDI63, MA180, MA199 (Fig. 2.6). Nesta coluna são apresentadas as principais unidades litoestratigráficas, as estruturas sedimentares presente, a interpretação paleoambiental e as curvas hipotéticas de variação do nível relativo do mar e da taxa de variação do nível relativo do mar.

A unidade basal da Formação Sete Lagoas é formada por um domínio de rochas pelito-carbonatadas que incluem intercalações de siltitos argilosos maciços (Fig. 2.11C), folhelhos negros carbonosos (Fig. 2.11D), calcilitos e margas laminados e, subordinadamente, dolomitos laminados peloidais. Afloramentos desta unidade são relativamente raros devido ao alto grau de alteração das rochas e ao espesso manto de intemperismo, de cor vermelho ocre, que normalmente as recobre. Uma outra característica importante desta unidade basal é a ocorrência de fosfato (Dardenne *et al.* 1978; Dardenne, 1979; Monteiro, 2009; Soares, 1977). Depósitos de fosfato apresentam teores de P_2O_5 que podem variar de 11 a 35% em litofácies de siltitos fosfáticos, fosforitos primários fosfatados, fosforitos brechados e fosforitos pedogênicos (Monteiro, 2009).

Os dolomitos basais desta unidade recobrem em discordância o embasamento paleoproterozóico e em contato normal os diamictitos da Formação Jequitaiá. Estes carbonatos, com espessura de 3-20 metros estão representados por corpos lenticulares e descontínuos de dolomitos laminados de cor creme a róseo (Fig. 2.11A; Fig. 2.18 - MA199, BB12 e BDI59). Os primeiros metros são formados por dolomitos peloidais puros (Fig. 2.11B), às vezes, recristalizados, com estratificação plana e, em alguns intervalos, estratificações cruzadas de baixo ângulo e *ripples* simétricas de pequena amplitude. Em direção ao topo da sucessão carbonática ocorrem intercalações, cada vez mais frequentes, de camadas centimétricas de marga e lâminas de folhelho que ressaltam o caráter mais laminado da porção superior.

Calcarenito estratificado de cor cinza, calcilito laminado e calcário cristalino são as litofácies típicas da unidade intermediária, equivalente à sucessão de litofácies NP2slc de Alvarenga *et al.* (2006a,b). Frequentemente, os calcarenitos possuem estratificações cruzadas do tipo *hummocky* (Fig. 2.11E). Suas camadas apesar de espessas (espessuras variam de dez a setenta centímetros) possuem pouca continuidade lateral. A identificação dos aloquímicos é, muitas vezes, difícil, devido à recristalização intensa das camadas de calcário. A presença de diversas estruturas sedimentares indicativas de tração e a ausência de bioconstruções sugere que esta unidade é formada exclusivamente por calcários retrabalhados depositados em ambiente de alta energia, comumente, abaixo do nível de base de ondas normais. O contato entre unidade inferior e os calcários argilosos da unidade intermediária é gradativo pois é individualizada pelo aumento da frequência de leitos calcários sobre os leitos margosos.

A unidade superior da Formação Sete Lagoas, equivalente à sucessão de fácies NP2sld de Alvarenga *et al.* (2006a,b), é dominada por litofácies de dolomitos microbiais, dolomitos retrabalhados e dolotutito. Os dolomitos microbiais são constituídos por laminito microbial de grande continuidade lateral (Fig. 2.11G) e estromatólito dômico centimétrico a decimétrico. As fácies de retrabalhamento são principalmente doloarenitos com estratificação cruzada tangencial e, raros, doloruditos. Elas estão, em muitos casos, separadas das bioconstruções por superfícies erosivas de pequeno porte ou, na outra mão, interdigitados aos carbonatos microbiais. A maior parte dos aloquímicos, passíveis de identificação nesta fácies, são intraclastos, oncóides, oóides e, subordinadamente pelóides microbianos. Os dololutitos

representam bancos centimétricos, média de cinco centímetros de espessura, de grande continuidade lateral, às vezes exibindo feições de exposição subaérea, em uma sucessão de camadas com grande repetibilidade vertical, que sugerem ciclos de alta frequência de exposição e afogamento (Fig. 2.11H).

Estas três unidades estratigráficas que compõe a Formação Sete Lagoas apresentam espessuras variáveis ao longo da área investigada e nem sempre ocorrem associadas na mesma seção geológica. Isto sugere que existe uma variação lateral e vertical entre as unidades na escala regional. Esta variação pode ser interpretada como produto da competição entre o aporte extrabacinal de terrígenos finos e a produção carbonática. Uma vez que, características fisiográficas e tectônicas induziram, provavelmente, variações locais neste balanço, favorecendo ora a deposição de sedimentos carbonáticos e ora a deposição de sedimentos siliciclásticos ou mistos.

Associação de fácies e interpretação paleoambiental

Baseado na descrição apresentada acima e nas relações de contato existentes entre as unidades inferior, intermediária e superior é apresentado abaixo uma análise do paleoambiente deposicional e das associações de fácies genéticamente relacionadas da Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental da área investigada.

A unidade inferior é formada pelas associações de fácies Pa, Pb e M (TABELA 2.1). Estas associações de fácies representam um trend de fácies marinho transgressivo, com típico padrão *fining upward*. A Associação de Fácies Pa, bastante restrita na bacia, é representada por dolomitos peloidais laminados, normalmente róseos, com estratificação cruzada de baixo ângulo na direção do topo desta associação. A deposição da Associação de Fácies PA ocorreu em um ambiente marinho raso e plano, que rapidamente foi afogado e substituído por ambiente marinho mais profundo associado à plataforma interna, onde foi depositado a Associação de Fácies Pb, e plataforma externa, sítio deposicional da Associação de Fácies M (Fig. 2.9, Fig. 2.10 e TABELA 2.1). As principais evidências que indicam esta mudança ambiental são: (i) aumento da participação de siliciclásticos finos e; (ii) redução da energia ambiental, comprovada pela escassez de estruturas sedimentares associadas a fluxos trativos. A Associação de Fácies M é caracterizada por sedimentos lamosos, comumente laminados. Intercalação de camadas de folhelhos carbonosos negros de até dez centímetros de espessura, pertencentes à Associação de Fácies M, próximo a Nova Roma-GO (Fig. 2.11D), representam, provavelmente, a Superfície de Inundação Máxima (SIM). Neste período, condições de anoxia e estagnação prevaleciam no ambiente deposicional.

A passagem da Unidade Inferior para a Unidade Intermediária é caracterizada por um padrão de enraseamento ascendente das fácies (*shallowing upward*). Na base, a Associação de Fácies M evolui para a Associação de Fácies La e Lb depositadas em contexto de plataforma interna, influenciada por ondas de tempestade, e ambiente de praia no topo. Corpos

lenticulares de calcarenito peloidal estratificado fino com estratificação cruzada de baixo ângulo e estratificação cruzada *hummocky*, dispersos em substrato lamoso, é o elemento arquitetural típico da Associação de Fácies La, depositada acima do nível de base das ondas de tempestades. A redução gradativa das camadas lamosas e aumento da frequência, da espessura (*thickening upward*), da granulometria e da continuidade lateral das camadas de calcarenito indicam a transição para ambiente de praia, no topo da unidade intermediária (Fig. 2.9, Fig. 2.10 e TABELA 2.1). Camadas tabulares decimétricas de calcarenito fino a médio, amalgamadas, com estratificação plana, estratificação cruzada tabular e marcas onduladas é o elemento arquitetural característico da Associação de Fácies Lb (Fig. 2.9, Fig.2.10 e TABELA 2.1), caracterizada por uma deposição acima do nível de base das ondas de tempo bom (*Fairweather Wave Base*).

Contínuo rebaixamento do nível de base, baixo aporte de terrígenos e o desenvolvimento de uma eficiente fábrica carbonática, responsável pela produção de oóides e, principalmente, pela edificação de biohermas estromatolíticas, propiciaram a deposição das associações de fácies Da e Db, típicas da Unidade Superior da Formação Sete Lagoas. A Associação de Fácies Da é representada por (i) estromatólitos dômicos e colunares de grande e pequeno porte, (ii) laminito microbial e (iii) doloarenito intraclástico/oolítico, produzido, em grande parte, pela atuação das ondas e correntes longitudinais ativas na plataforma carbonática (*longshore currents*) que promoveram o retrabalhamento das bioconstruções carbonáticas.

A associação cíclica de camadas centimétricas de dololutitos maciços e laminados, com estruturas de ressecamento (Fig. 2.11H), situadas no topo da Unidade Superior da Formação Sete Lagoas, representam a Associação de Fácies Db, depositadas em um ambiente típico de planície de maré (Fig. 2.10, TABELA 2.1)

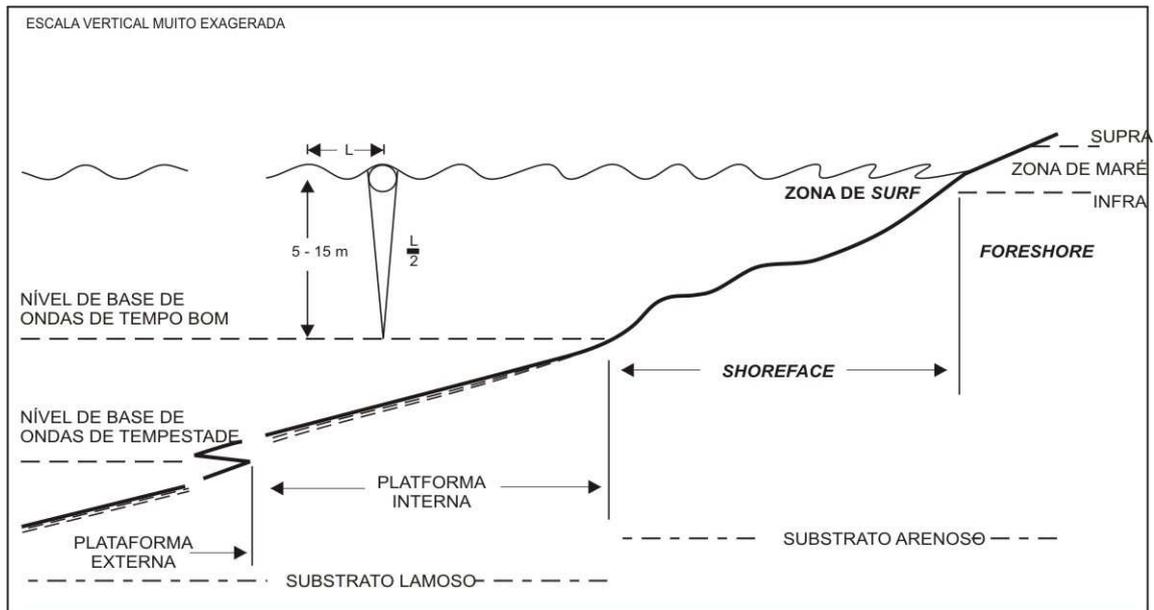


Figura 2.10 - Perfil longitudinal ao longo do ambiente marinho raso: antepraia, praia, plataforma interna e plataforma externa. Além disto estão indicados nesta figura o nível de base das ondas de tempo bom, das ondas de tempestade e o tipo de substrato predominante em cada um destes sub-ambientes. Modificado de Walker & Plint (1992).

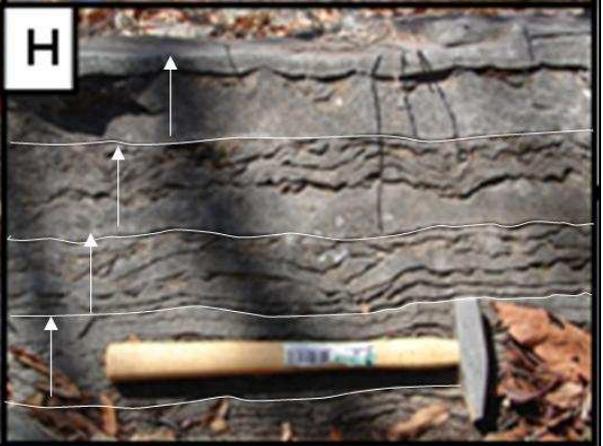
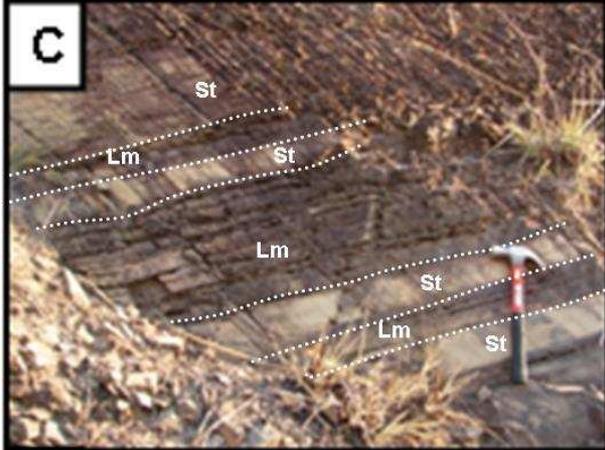
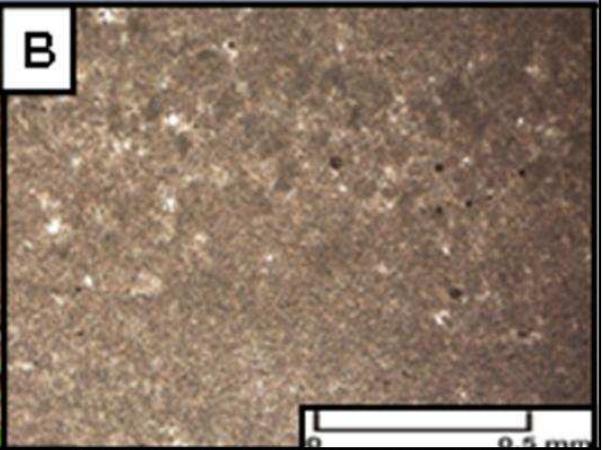


Figura 2.11 - Fotos de litofácies associadas à Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental. A – Dolomitos laminados peloidais de coloração rósea, da Associação de Fácies PA, interpretados como carbonatos de capa. Região de Arraias-TO; B – Fotomicrografia, em luz analisada, nos dolomitos laminados peloidais da foto anterior; C – Intercalação de bancos de siltitos maciços (St) e calcários argilosos laminados da Associação de Fácies Pb, próximo à Campos Belos-GO; D – Calcilutitos e margas laminados, intercalado com bancos de até cinco centímetros de folhelhos negros carbonosos (ver detalhe no canto esquerdo inferior da foto), Associação de Fácies Pc. Próximo a Nova Roma-GO; E – Calcarenito fino a médio com estratificação cruzada tipo *hummocky*, associado à Associação de Fácies La. Região de Campos Belos-GO; F – Doloarenito médio a grosso com estratificação cruzada de pequeno porte e *ripples* assimétricos, associados à Associação de Fácies Lb. Região de Novo Jardim-TO; G – Laminito microbial, Associação de Fácies Db. Próximo a Monte Alegre-GO; H – Alternância de dololutitos maciços e laminados com estruturas de ressecamento, depositados em um contexto de planície de maré, Associação de Fácies Db. Setas brancas indicam recorrência de vários ciclos centimétricos. Região de Nova Roma-GO;

TABELA 2.1 - Associação de fácies, geometria dos corpos sedimentares e principais processos sedimentares envolvidos nas unidades litoestratigráficas definidas para a Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental da área investigada.

Associação de Fácies		Geometria	Processo Sedimentar	Interpretação	Correlação Letoestratigráfica	
MARGEM OCIDENTAL						
Db	Dololuto laminado com feições de ressecamento (<i>mud crack</i>), dololuto maciço e laminito microbial (<i>microbial mat</i>).	Geometria tabular com alta continuidade e espessura homogênea.	Alternância de ciclos de precipitação microbiana de lama carbonática, e exposição sub-área periódica com o desenvolvimento de gretas de ressecamento.	Planície de maré de baixa energia	Marinho Regressivo	Unidade superior
Lb	Calcarenito médio a fino, com estratificação plana, estratificação cruzada tabular e marcas onduladas.	Corpos amalgados de camadas decimétricas de geometria lenticular com espeçamento ascendente.	Deposição influenciada por correntes e fluxos combinados, influenciados pela atividade das ondas de tempo bom em um substrato predominantemente arenoso.	<i>Shoreface</i> inferior de alta a média energia influenciada por processos costeiros e, subordinadamente, por eventos de tempestade.		Unidade intermediária
La	Calcarenito fino a muito fino com estratificação cruzada <i>hummocky</i> , calcários cristalinos e calcilutitos.	Corpos lenticulares e descontínuos de calcarenito associado a camadas tabulares e contínuas de calcilutitos e margas.	Deposição influenciada por fluxos combinados, com o predomínio do componente oscilatório, advindo das ondas de tempestades, em um substrato lamoso.	Plataforma interna (<i>lower shelf</i>) de baixa energia influenciada por eventos de tempestades.		Unidade inferior
M	Siltito, marga calcilutito argiloso, siltito fosfático, fosforito e, pelito carbonoso.	Associação de bancos centimétricos maciços com níveis laminados em uma geometria tabular.	Sedimentação pelágica em ambiente anóxico de águas profundas.	Plataforma externa anóxica/sub-óxica		
Pb	Marga e calcilutito laminado	Camadas tabulares de pelito e calcáreo lamoso com ocorrências locais de	Fluxos combinados de baixa energia, e fluxos gravitacionais diluídos	Plataforma interna/externa		Marinho Transgressivo

Pa	Dololuto róseo a bege peloidal com laminação plana	corpos lenticulares de dololuto laminado .	Precipitação físico-química espontânea de carbonatos (?) e/ ou atividade microbiana (?) em um ambiente marinho supersaturado em CO ³ .	Plataforma marinha interna, plana e rasa, livre do aporte de terrígenos.		
MARGEM ORIENTAL						
Dd	Laminito microbial com laminação plana e rugosa e, subordinadamente, dololuto laminado e, às vezes, maciço.	Geometria tabular com alta continuidade e espessuras homogêneas.	Precipitação de lama carbonática pela atividade microbiana em um ambiente de baixa energia.	Planície de maré plana e/ ou áreas abrigadas de <i>shoreface</i> superior.	Marinho Regressivo	
Dc	Estromatólito dômico decimétrico, estromatólito colunar de pequeno porte, doloarenito oolítico/intraclástico médio a fino, brecha intraformacional e arcózio grosso maciço e imaturo.	Continuos biohermas estromatólíticas associadas com camadas decimétricas de doloarenitos, e raros corpos lenticulares de arkózio.	(i)Atividade microbiana (precipitação, aglutinação e aprisionamento) em água rasa e retrabalhamento sedimentar por fluxos trativos e oscilatórios, originados pela atuação das ondas de tempo bom e <i>longshore currents</i> .(iii) consumo da borda da plataforma pela atividade das ondas e queda de blocos no talude (iv) eventos efêmero de inundação na área continental promoveram o aporte de siliciclásticos até o ambiente de praia, com conseguinte dispersão destes sedimentos por processos costeiros;	<i>Shoreface</i> superior e inferior, em um ambiente de alta energia.		

Margem Oriental

A Formação Sete Lagoas na Margem Oriental repousa em discordância sobre um embasamento formado por granitos, gnaisses, migmatitos, anfíbolitos e, raramente, xistos e filitos de idade paleoproterozóica/arqueana.

Na margem oriental da bacia a Formação Sete Lagoas é constituída, quase que exclusivamente, por dolomitos de gênese microbiana e ocorrências restritas de dololutitos peloidais, brechas intraformacionais dolomíticas e raros, arenitos arcozianos grossos. Outro aspecto importante que envolve a sedimentação da Formação Sete Lagoas na Margem Oriental é a ausência de fácies argilosas, que são muito comuns na Formação Sete Lagoas depositada no bordo ocidental.

Desta forma, a estratigrafia da Formação Sete Lagoas na região entre São-Domingos-GO e Dianópolis-TO é diferente da sucessão investigada pelo poço1-RC-001-GO e da estratigrafia descrita na Margem Ocidental. Além disto, a espessura média no bordo oriental, cerca de sessenta metros, é bem inferior as do outro bordo da bacia onde as espessuras variam de 200 a 400 metros.

Associação de fácies e interpretação paleoambiental

Conforme a descrição das fácies é apresentado, a seguir, uma análise do paleoambiente deposicional e das associações de fácies geneticamente relacionadas à Formação Sete Lagoas na Margem Oriental da área investigada, onde duas associações de fácies (Dc e Dd) são reconhecidas (TABELA 2.1).

A Associação de Fácies Dc é representada por bioherma dolomítico, doloarenito intraclástico/oolítico, brecha intraformacional e, subordinadamente, arenito arcoziano. A deposição desta associação de fácies é associada a um ambiente de praia superior e de praia inferior (*upper and lower shoreface*) de alta energia, com algumas regiões abrigadas, protegidas da ação da atuação das ondas de tempo bom e das correntes longitudinais (TABELA 2.1; Fig. 2.12)

Os biohermas dolomíticos (Fig. 2.13) representam a mais contínua e abundante litofácies da Formação Sete Lagoas na Margem Oriental. Ela é representada por estromatólitos dômicos (Fig. 2.13A, B, E) e, mais raramente, colunares de pequeno porte (Fig. 2.13G). Os estromatólitos dômicos são decimétricos com tamanho médio de trinta centímetros. A laminação estromatolítica é convexa, contínua e regular. Outra característica comum a esta fácies é a presença de intraclastos, oriundos do retrabalhamento das bioconstruções, preenchendo os espaços intercolunares (Fig. 2.13G). Sua ocorrência está concentrada ao longo de uma estreita faixa de direção norte-sul nas proximidades com o embasamento granito-gnáissico, aflorante no limite oriental da área de trabalho.

Os estromatólitos colunares de pequeno porte (Fig. 2.13H) formam colunas centimétricas, com laminação rugosa e trama fenestral, nucleadas a partir de superfícies de estratificação plana e contínua (laminitos microbiais), e repetidas em diversos ciclos de espessura inferior a um metro. Esta ciclicidade está relacionada ao ajuste na morfologia das bioconstruções em decorrência às oscilações de alta frequência da lâmina d'água.

Interdigitados nos biohermas estromatolíticos ocorrem bancos centimétricos e decimétricos de arenito arcoziano grosso maciço, assentados próximos a discordância basal, no Vale do Rio da Palma, próximo à cidade de Aurora do Tocantins-TO (Ponto BB 33 da Fig. 2.6 e Fig. 2.^{13C}). Esses arenitos são formados por grãos sub-angulosos a sub-arredondados com rara presença de grãos bem arredondados. Quartzo, microclíneo, plagioclásio e mica branca são os minerais principais constituintes do arcabouço (Fig. 2.13D), enquanto que a

matriz é dominada por grão tamanho areia fina a muito fina de quartzo e de intraclastos dolomíticos superpostos por uma cimentação dolomítica. Esta fácies terrígena foi encontrada em um único afloramento da Formação Sete Lagoas no bordo oriental da bacia. A imaturidade textural e mineralógica indicam que este arenito arcoziano foi depositado em um contexto de clima seco e que a área fonte estava próxima ao sítio deposicional. Os processos sedimentares envolvidos nesta fácies estariam relacionados à erosão das rochas do embasamento e ao transporte destes sedimentos por drenagens efêmeras, durante episódios de inundações continentais, até os ambientes de praia.

No contato com o embasamento ocorrem depósitos de megabrechas intraformacionais com clastos de até um metro constituídos por fragmentos de estromatólitos e laminitos microbiais (Fig. 2.13J). Os grandes clastos apresentam um mergulho constante para oeste, superior, em cerca de 20°, ao mergulho estrutural do acamamento regional. Portanto existem evidências de que esta fácies foi depositada sobre uma superfície com, pelo menos, 20° de inclinação. Uma interpretação possível é a correlação desta litofácies com depósitos de talude associados ao consumo de borda recifal pela incidência direta das ondas normais e/ou tempestade na posição de barlavento (Fig. 2.12).

A Associação de Fácies Dd é constituída por laminito microbial e dololutitos laminados e maciços, interpretados como produtos da deposição em um ambiente de planície de maré e, possivelmente, de praia superior (upper shoreface) de baixa energia (TABELA 2.1; Fig. 2.12).

Laminitos microbiais se caracterizam por uma fina, irregular e contínua laminação microbiana (Fig. 2.13I). As espessuras das laminações são normalmente inferiores a um milímetro e estas se caracterizam pela alternância de leitos mais claros, associados ao material carbonático organo-mineralizado (Dupraz *et al.* 2008), e leitos mais escuros que concentraram material celular e precipitados orgânicos (EPS) da comunidade microbiana.

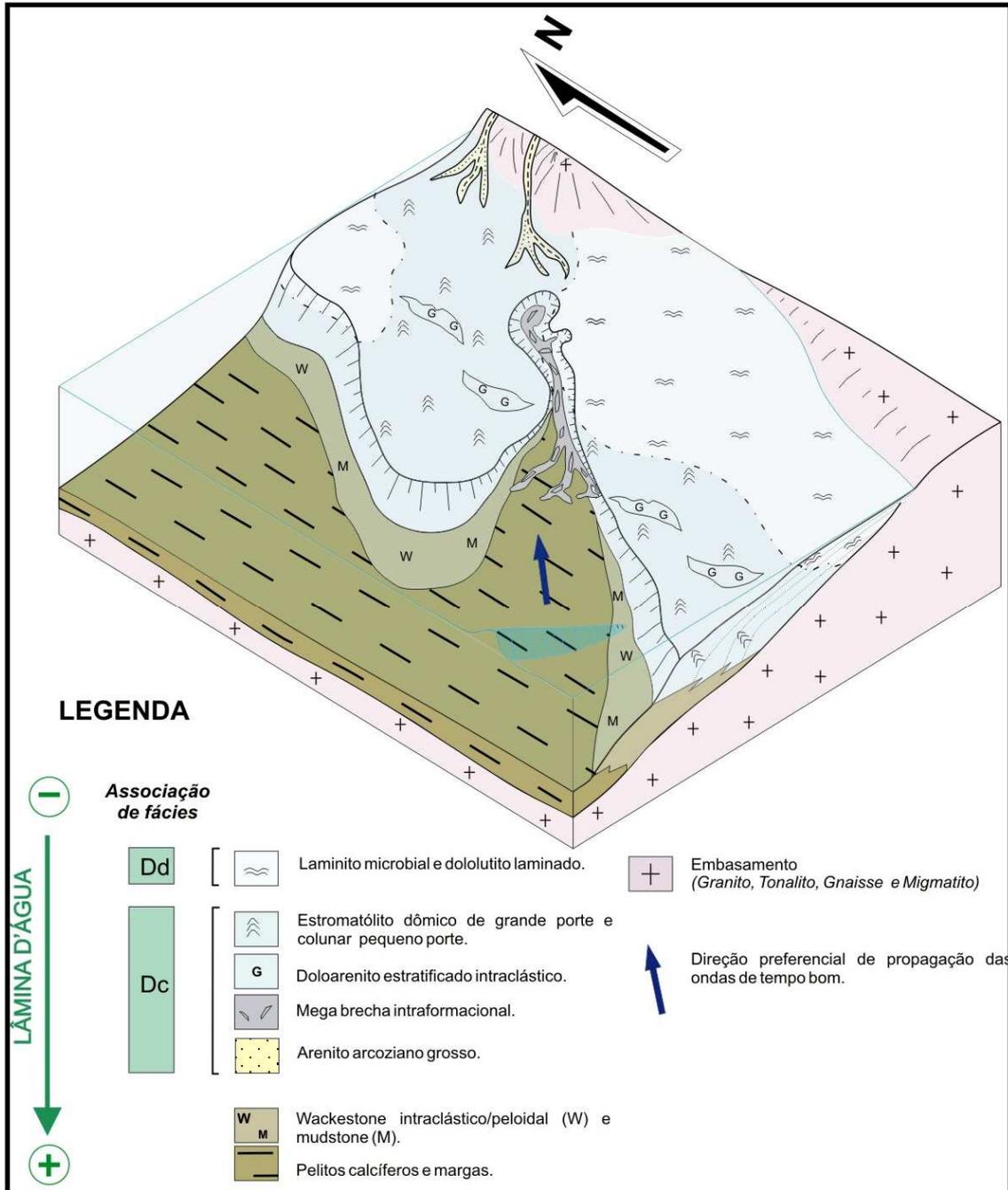
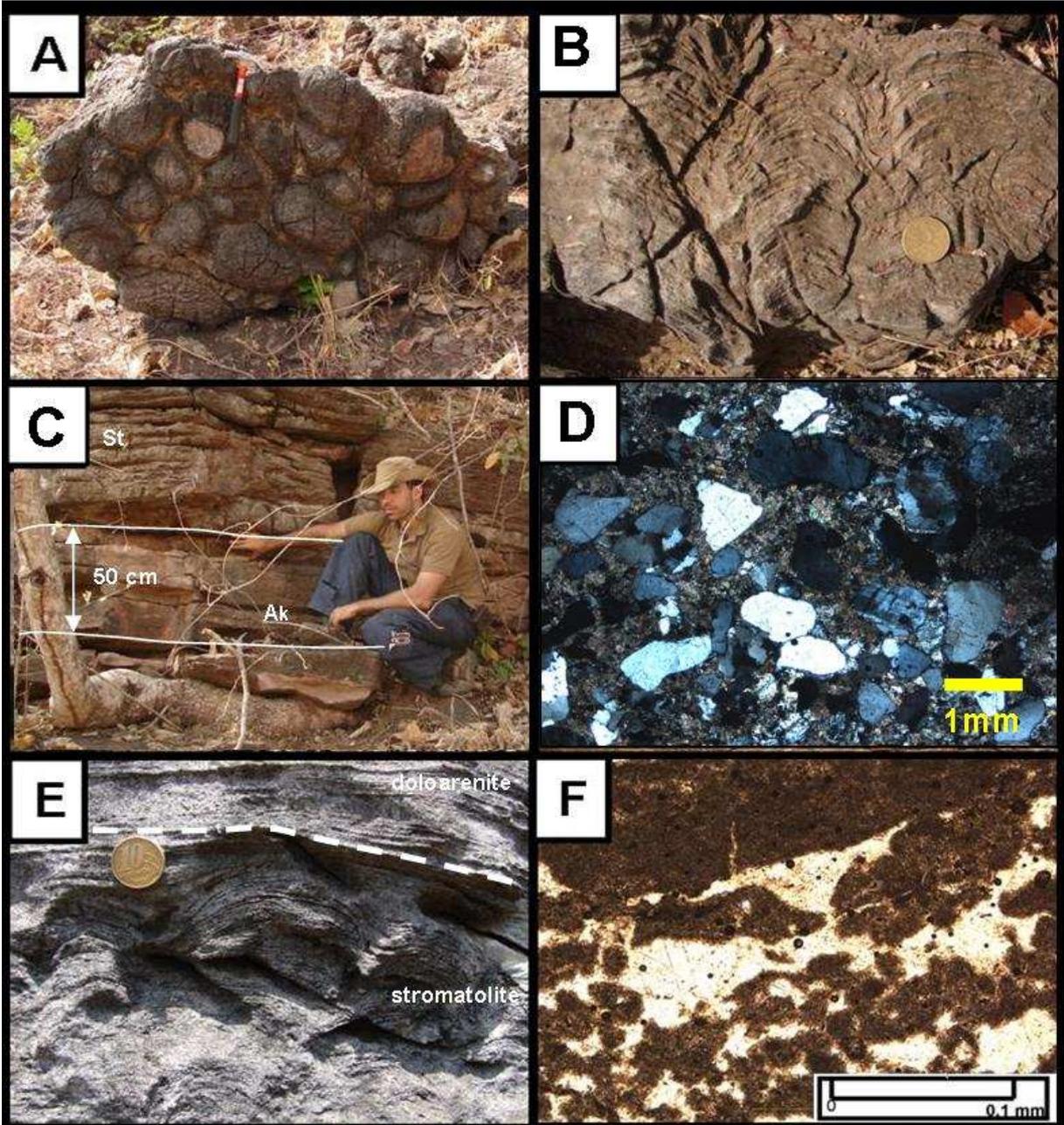


Figura 2.12 - Modelo paleoambiental para a Formação Sete Lagoas na Margem Oriental. Bloco-diagrama representa uma plataforma carbonática com pequeno gradiente bacinal. Tons de azul diferentes estão relacionados a pequenas variações na profundidade.



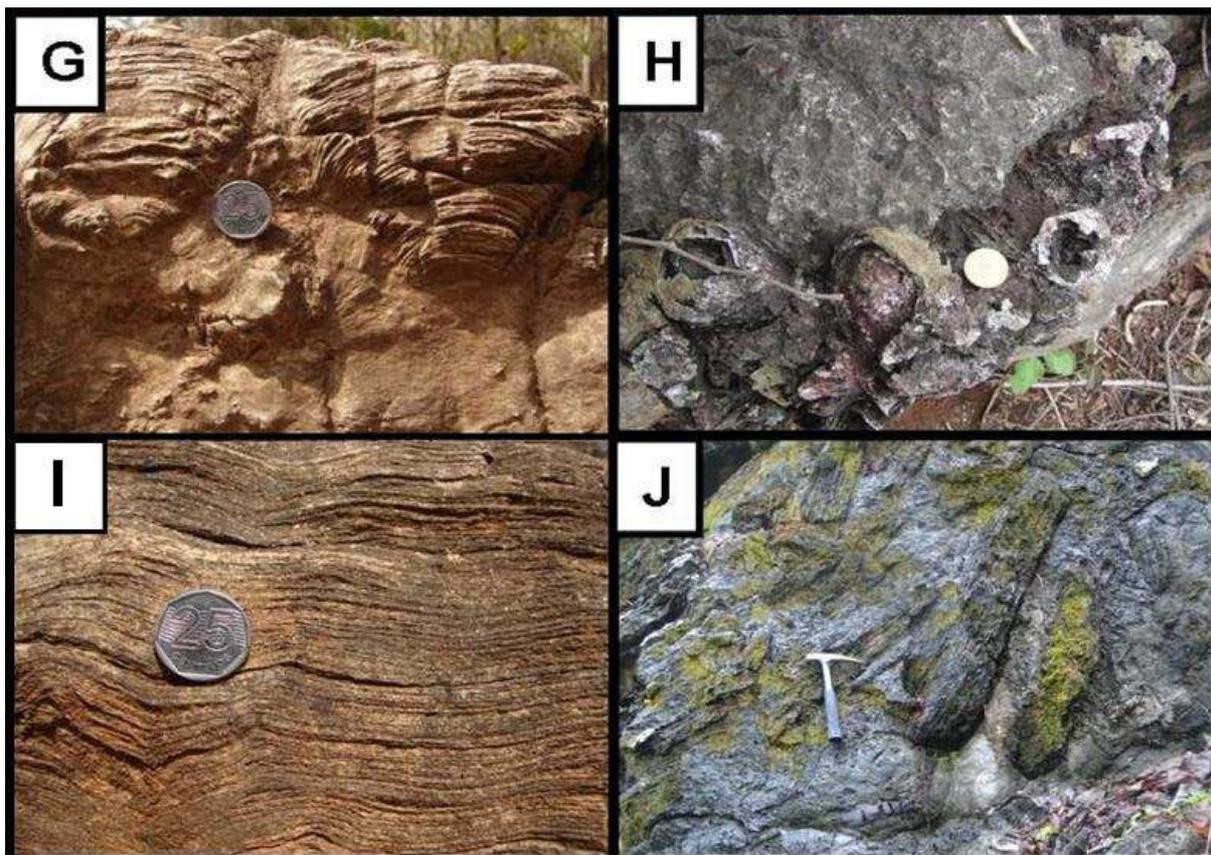


Figura 2.13 - Fotos de litofácies de dolomito associadas à Formação Sete Lagoas na Margem Oriental: A – Estromatólito dômico decimétrico da Associação de Fácies Dc, visão em planta. Região do Rio da Palma, próximo a Aurora do Tocantins-TO; B – Visão em corte dos estromatólitos dômicos mostrado na foto anterior; C – Bancos de arenito arcoziano maciço (S) de 50 centímetros de espessura intercalados aos biohermas estromatolíticos. Associação de Fácies Dc; (D). Fotomicrografia, em luz analisada e nicóis cruzado, do arenito arcoziano mostrado na foto anterior. Grão maiores são de quartzo, plagioclásio, k-feldspato e mica branca; E – Estromatólito dômico centimétrico, lateralmente coalescente, truncado no topo por doloarenito intraclástico estratificado. Associação de Fácies Dc. Região de Divinópolis de Goiás-GO; F – Fotomicrografia de pelóides microbianos associados ao estromatólito dômico, da foto anterior; G – Estromatólito colunar decimétrico com espaço intercolunar preenchido por brecha de retrabalhamento. Associação de Fácies Dc. Região do Rio Mão Custódia, São Domingos-GO; H – Estromatólito colunar de pequeno porte, parcialmente silicificado. Associação de Fácies Dc. Região de São Domingos – GO; I - Laminito microbial. Associação de Fácies Dd. Próximo a Divinópolis de Goiás-GO; J – Brecha intraformacional formado por grandes clastos de laminito microbia. Associação de Fácies Dc. Região de Divinópolis de Goiás-GO;

2.3.2.3 Formação Serra de Santa Helena

A Formação Serra de Santa Helena representa uma sucessão de rochas siliciclásticas finas, com intercalações esparsas de camadas margosas, próximo à base, e corpos lenticulares de espessura métrica a decimétrica de calcário argiloso e calcarenito fino próximo ao topo. Na área investigada, duas litofácies principais podem ser reconhecidas: siltito argiloso laminado e ritmito areno-siltoso tabular.

O siltito argiloso laminado (Fig. 2.14A) é a litofácies dominante na área de trabalho. Esta intimamente relacionada às áreas na qual a paisagem se destaca pela planura e pelo espesso perfil de solo. Esta litofácies é representada por uma sucessão de lâminas de material pelfítico.

A geometria das laminações é, normalmente, plano-paralela, mas truncamentos de baixo ângulo são observados. Outras estruturas presentes são laminações cruzadas tangenciais, de porte centimétrico a subcentimétrico, e *climbe ripples*. Esta rocha sem alteração intempérica apresenta uma cor cinza-esverdeada, embora bons afloramentos de rocha fresca sejam raros. Quando alterados estes siltitos assumem colorações que variam do bege ao vermelho. Do ponto de vista deposicional, o siltito argiloso da Formação Serra de Santa Helena seria o produto da decantação de partículas em suspensão associados a fluxos oscilatórios e/ou combinados de baixa energia na plataforma externa.

O ritmito areno-siltoso é formado pela intercalação de camadas milimétricas a centimétricas de siltito maciço e bancos centimétricas à decimétricas de arenito fino a muito fino rico em micas brancas detríticas. Uma das características destes depósitos é a tabularidade das camadas e a grande continuidade lateral dos corpos (Fig. 2.14B). Alguns bancos arenosos apresentam estratificação gradacional normal, marcas onduladas assimétricas e estratificações cruzadas de pequeno porte. Desta forma, baseando-se na geometria dos corpos e nas características sedimentares desta litofácies é provável que o principal mecanismo de deposição associado a esta litofácies estaria relacionados a fluxos gravitacionais sub-aquosos de baixa densidade promovidos pela atuação de correntes de turbidez. A ausência de feições de retrabalhamento por fluxos oscilatórios indicam que esta litofácies foi depositada provavelmente na plataforma externa abaixo do nível de base das ondas de tempestade.

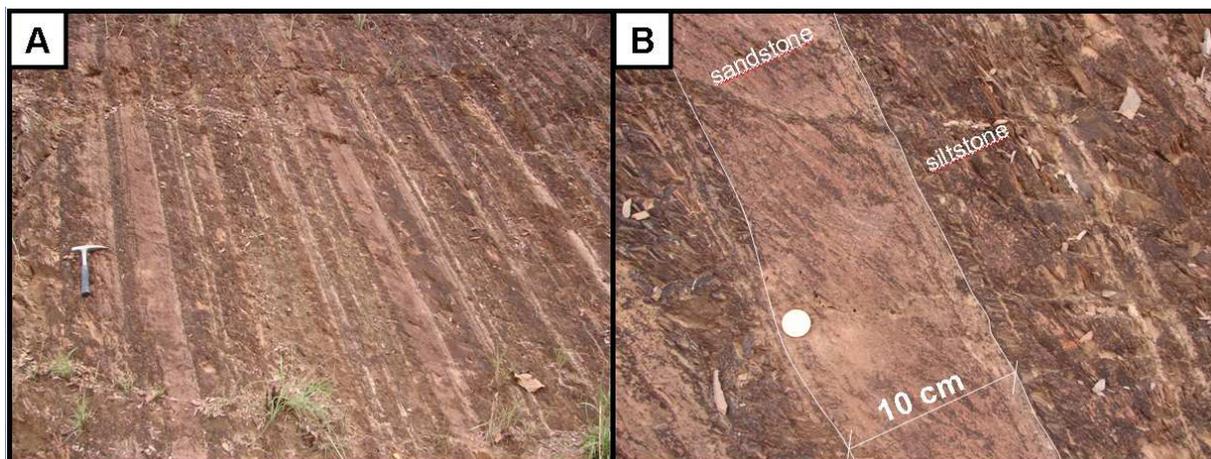


Figura 2.14 - Fotos de litofácies associadas à Formação Serra de Santa Helena; A – Ritmito areno-siltoso de geometria tabular; B – Detalhe do afloramento mostrado na Foto A destacando uma camada de 10 cm de arenito fino (Arf) intercalada aos siltitos argiloso laminados. Corte de estrada entre as cidades de Taguatinga- Dianópolis, TO .

2.3.2.4 Formação Lagoa do Jacaré

A Formação Lagoa do Jacaré representa a unidade superior do Grupo Bambuí na região a norte do paralelo 14°S. Sua área de exposição está concentrada na área centro-oriental desta porção da bacia (Souza *et al.* 2004). A passagem da Formação Serra de Santa Helena para a Formação Lagoa do Jacaré é caracterizada pelo aparecimento de corpos lenticulares de calcário negro em meio ao mar de pelitos característico da unidade inferior (Dardenne, 1978a; Alvarenga, 2006a,b)

A Formação Lagoa do Jacaré inclui um conjunto de intercalações de calcário, siltitos, margas e, em menor proporção, dolomitos.

As litofácies de calcário são representadas por calcários retrabalhados por correntes ou por fluxos oscilatórios e combinados de alta energia, e calcilutitos negros. Dentre as litofácies de calcário retrabalhados destacam-se: (i) calciruditos intraformacionais estratificados; (ii) calcarenito oolíticos/oncolítico e/ou psolítico (Fig. 2.15C,D), de cor cinza escura, com estratificação cruzada tabular, de baixo ângulo, tipo *hummocky* (Fig. 2.15A), ou tipo *swaley*, quando dispostos em grandes bancos amalgamados (Fig. 2.15E). Os calcarenitos são formados pela sucessão de bancos decimétricos e, às vezes, métricos, que freqüentemente se acunham, em uma típica geometria lenticular. Muitas camadas exibem topo ondulado, base erosiva, rica em intraclastos, e, além disto, estruturas de carga (Fig. 2.15B). Litofácies de baixa energia são restritas, sendo representadas principalmente por camadas delgadas, de 1 a 5 cm, de calcilutitos negros peloidais. Nódulos e concreções de silexito preto, precipitado ao longo dos planos de acamamento e de fratura, são comuns nos calcários negros da Formação Lagoa do Jacaré.

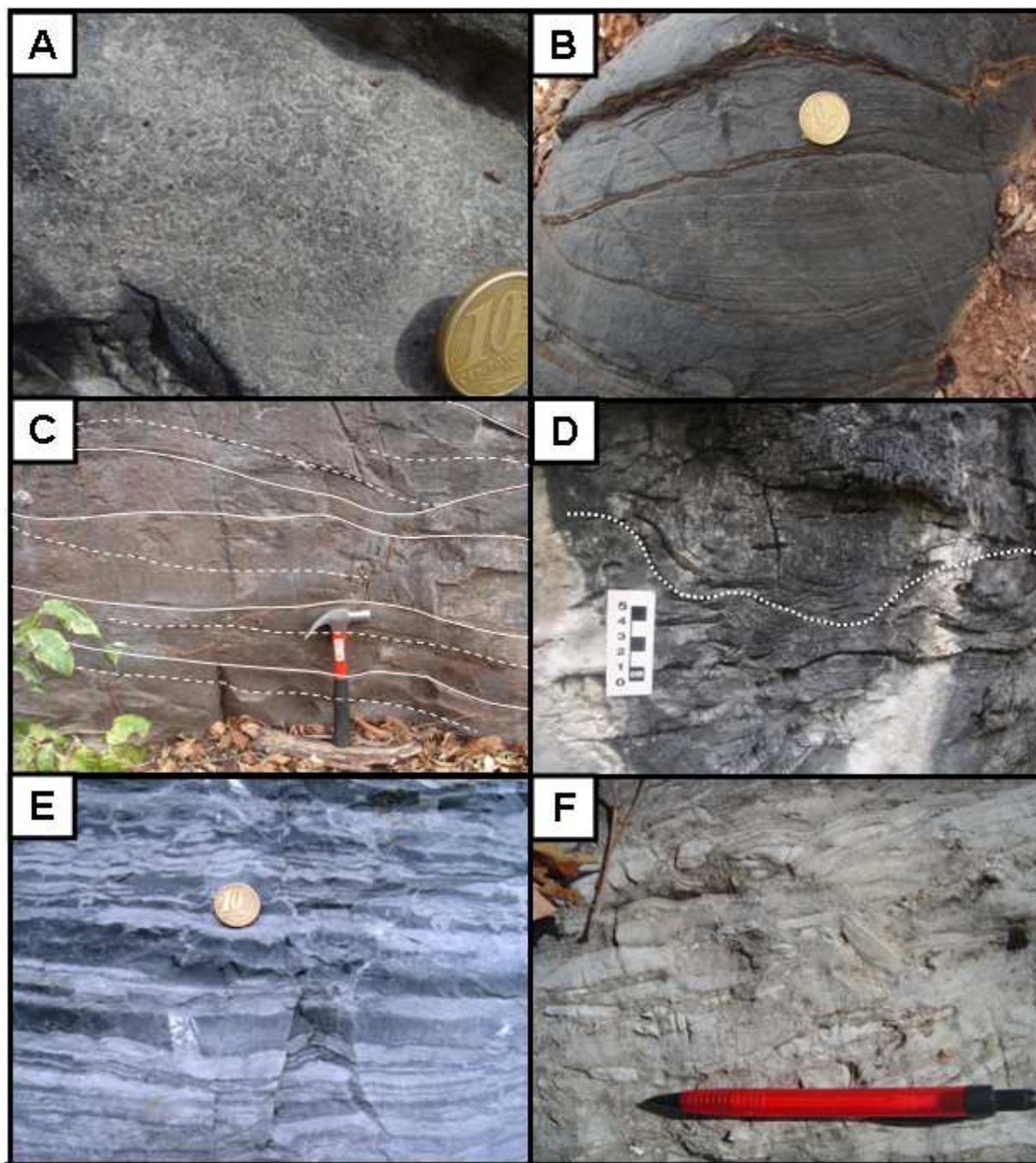


Figura 2.15 - Fotos de algumas litofácies representativas da Formação Lagoa do Jacaré. A - Calcarenito oncolítico/psolítico. Região de Ponte Alta do Tocantins-TO; B - Calcarenito cinza escuro com estratificação cruzada de baixo ângulo tipo *hummocky*, norte da cidade de Taguatinga-TO; C - Bancos amalgamados de calcarenito fino com estratificação cruzada tipo *swaley*; D - Estrutura de carga em calcário negro. Cercanias de Divinópolis de Goiás-GO; E - Dololutes laminados. Níveis escuros são mais silicosos. Região de Iaciara-GO; F - Doloruditos intraformacionais. Região de Iaciara-GO.

As fácies dolomíticas são restritas, estando limitada à região ao norte da cidade de Iaciara-GO (Alvarenga *et al.* 2006a). Esta associação é representada por dolomitos estromatolíticos, dololutes laminados, dolarenitos, doloruditos intraformacionais.

As diferentes litofácies e o predomínio de fácies de retrabalhamento permitem caracterizar o ambiente deposicional da Formação Lagoa do Jacaré como uma plataforma

carbonática de alta energia dominada pela ação de ondas de tempestades. No entanto, diferenças nas características do ambiente deposicional como profundidade, energia, luminosidade, influxo de terrígenos, produtividade orgânica, entre outras, propiciaram o desenvolvimento de uma grande variedade de fácies.

2.4 Geologia Isotópica do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco

2.4.1 Procedimentos analíticos

A amostragem para determinação geoquímica e isotópica incluiu 178 análises feita ao longo de 18 (dezoito) seções distribuídas nas formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré (TABELA 2.2, TABELA 2.3 e Fig.2.18). O espaçamento da amostragem ocorreu entre um e três metros, escolhido em função da qualidade dos afloramentos. Todas as amostras com determinação isotópica foram acompanhadas de descrição petrográficas e análise quantitativa dos elementos maiores (TABELA 2.2 e 2.3)

Análise de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)

As análises de isótopos estáveis foram realizadas pelo Laboratório de Isótopos Estáveis do IG-UnB. Na coleta de amostras evitou-se aquelas com microfraturas preenchidas por calcita. O número de análises de rocha realizado foi de cento e setenta e oito amostras, distribuídos ao longo de dezoito seções estratigráficas, para isótopos de carbono e oxigênio (Tabela 2.2; Tabela 2.3). Para a análise isotópica foi feita uma pré-seleção na qual foram descartadas amostras com fraturas e veios visíveis, além de amostras intensamente recristalizadas, conforme investigação petrográfica prévia.

Para análise isotópica de carbono e oxigênio foi separada uma quantidade de cerca de 300 microgramas de pó de rocha para cada amostra. Este material foi adicionado a um frasco de vidro e então submetido a um fluxo de He aquecido a 72°C. Após o jateamento, as amostras foram atacadas por um concentrado de ácido fosfórico e o CO₂, liberado desta reação, foi analisado em termos de sua composição isotópica de carbono e oxigênio por um espectômetro *Delta V. Advantage* conectado a um *Gas Bench II* do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Análise litoquímica para elementos maiores

Amostras para análise química foram inicialmente secas a 110°C com objetivo de eliminar o excesso de umidade e então aquecidas a 1.000 °C por duas horas com determinações de perdas do valores iniciais. Determinações de elementos maiores e menores foram realizados utilizando-se um modelo Rigaku RIX 3000 (unidade de fluorescência de raio-x) equipado com um Rh do NEG-Labise, Departamento de Geologia da Universidade de Pernambuco.

2.4.2 Estratigrafia Isotópica

2.4.2.1 Formação Sete Lagoas - Margem Ocidental

Devido à ausência de litofácies carbonáticas, em alguns intervalos estratigráficos (Fig. 2.9), e de afloramentos frescos de litofácies pelito-margosas, partes da seção estratigráfica da Formação Sete Lagoas descrita na Margem Ocidental não foram amostradas. As análises isotópicas executadas na Formação Sete Lagoas, na região compreendida entre Nova Roma-GO e Arraias-TO, foram realizadas em amostras de dololutitos laminados, da Associação de Fácies Pa, em calcarenitos e calcilutito margoso, pertencentes as associação de fácies La e Lb, e em dolomitos diversos descritos nas associações de fácies Da e Db.

Análise Isotópicas $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$

Amostras de litofácies carbonáticas para $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram coletadas ao longo de seis colunas estratigráficas (Fig. 2.6; Fig. 2.18). Os pontos BDI59, MA199 e BB12 são de amostras de dololutito laminado róseo a cinza-claro, pertencente à Associação de Fácies Pa (TABELA 2.1 e TABELA 2.2), encontrado em afloramentos esparsos com espessuras máximas de vinte metros. Nas três seções os dolomitos recobrem terrenos paleoproterozóico e gradam, no sentido do topo, para litofácies pelito-margosa da Associação de Fácies Pb. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados nestes dolomitos variam de -5,5‰ a -3,0‰ (TABELA 2.2; Fig. 2.16, Fig. 2.18 – MA199, BB12 e BDI59) e são os valores mais negativos encontrados em todo o Grupo Bambuí. Um aspecto importante é o fato de que os valores de $\delta^{13}\text{C}$, ao longo de uma seção de até 28 metros, se tornam mais negativos em direção ao topo <-5‰ indicando uma tendência decrescente nos valores de $\delta^{13}\text{C}$. No entanto, existe uma grande probabilidade de que o intervalo estratigráfico contendo o mínimo valor absoluto de $\delta^{13}\text{C}$ (ponto de máxima excursão negativa) não tenha sido amostrado. Isto ocorreu devido à ausência de bons afloramentos das litofácies pelito-margosas situadas estratigraficamente acima dos dolomitos rosados da base.

Para os isótopos de oxigênio a variação encontrada, na Associação de Fácies Pa, foi de -12,00 ‰ a -8,00 ‰.

Análises isotópicas obtidas nos calcários da Associação de Fácies La e Lb (Fig. 2.6 - BB16) e das fácies dolomíticas da Associação de Fácies Da e Db (Fig. 2.6 - BB17, BB29 e MA251) não apresentam variações significativas em termos de $\delta^{13}\text{C}$. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilam entre -1,00 ‰ a +1,00 ‰ com valores médios em torno de 0,0 ‰ (TABELA 2.2, Fig. 2.16). Para os isótopos de oxigênio, existe uma variação entre os valores isotópicos obtidos nos calcários (-8,00 ‰ a -7,00 ‰) e nos dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas cujos valores de $\delta^{18}\text{O}$ são menos negativos (-6,00 ‰ a -4,00 ‰).

Em todas as amostras usadas para análise isotópica foi feita a análise litoquímica de rocha total dos seus elementos maiores (TABELA 2.2), com o objetivo de caracterizar a química da rocha e de seus principais constituintes, além de auxiliar no reconhecimento de padrões de alterações diagenéticas e na seleção de amostras para as análises isotópicas em geral.

2.4.2.2 Formação Sete Lagoas - Margem Oriental

Análise Isotópicas $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$

As análises isotópicas executadas na Formação Sete Lagoas na Margem Oriental, na área que se estende entre São Domingos-GO e Dianópolis-TO, foram realizadas nas amostras de dolomitos, das associações de fácies Dc e Dd.

Amostras de dolomitos de cinco seções distintas (Fig. 2.6, TABELA 2.3) foram analisadas, em termos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Nas seções BDI24, BDI63, BDI70 e BB33 os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -5,0‰ a 0,0 ‰ (TABELA 2.3; Fig. 2.16) e os valores de $\delta^{18}\text{O}$, apesar da similaridade das curvas, variam de -9,0‰ a -3,0 ‰. Nestes pontos, a espessura máxima de seção amostrada foi de vinte e cinco metros aproximadamente, o que deve representar apenas parte da estratigrafia da Formação Sete Lagoas. A exceção a esta regra é a seção BB44 (TABELA 2.3; Fig. 2.16), onde foi levantada uma seção com espessura superior a oitenta metros e, portanto, investigado um intervalo estratigráfico maior. Neste ponto, as principais diferenças estão relacionadas às amostras retiradas dos vinte e cinco metros superiores da sucessão. Estas amostras apresentaram altos valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ (~ +10‰). Análise litoquímica por fluorescência de Raio-X (TABELA 2.3) das nove amostras do topo da seção (TABELA 2.3 - BB44A-I, Fig. 2.18) apresentaram altos teores de SiO_2 e Al_2O_3 , indicando uma proporção dominante de argilo-minerais e, portanto, grande contribuição de terrígenos.

Outro aspecto importante na análise isotópica de carbono na seção BB44 é o caráter sempre crescente dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Os menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3,0 ‰ e -2,0 ‰ ocorrem nos primeiros vinte metros das sucessões dolomíticas, assentadas diretamente sobre

o embasamento. Isto é uma tendência diferente daquela apresentada pela curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ nos dolomitos rosados da Associação de Fácies PA, que ocorrem na base da Formação Sete Lagoas da Margem Ocidental. Uma vez que na Margem Ocidental os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos dolomitos rosados exibem, ao longo dos primeiros vinte metros, uma tendência decrescente de -3,0 ‰ a -5,0 ‰ (Fig. 2.18). Característica semelhante também foi descrita em dolomitos pós-glaciais das formações Maiberg e Karibib na Namíbia (Halverson *et al.*, 2005), Nuccaleena na Austrália (Calver *et al.*, 2000), Tepee no Canadá (Narbonne *et al.*, 1994) Khufai/Shuram em Omã (Le Guerroué *et al.*, 2006)

Os isótopos de oxigênio mostram, apesar da grande variação e aparente dispersão nas razões isotópicas (-12 ‰ a -2‰), uma grande concentração de valores entre -4 e -6‰ (Fig. 2.16 B). Fora deste grupo estão apenas as margas e pelitos calcíferos das amostras extraídas do topo da seção BB44. Nestes pontos os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam entre -8‰ a -10‰ (TABELA 2.3, Fig. 2.18)

TABELA 2.2 - Análises isotópicas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e litoquímicas dos elementos maiores das litofácies carbonáticas da Formação Sete Lagoas na Margem Ocidental.

Id.	Lito	H (m)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	CaO %	MgO %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ T %	Na ₂ O %	K ₂ O %	Mn ppm	Sr ppm
Facies association - Da +Db													
BB17-A	D	63	-0,35	-4,15	34,86	27,09	0,46	0,00	0,11	0,00	0,00	-	94
BB17-B	D	57	-0,38	-3,91	34,93	26,96	0,14	0,00	0,08	0,06	0,00	-	84
BB17-C	D	47	-0,32	-4,14	34,32	26,45	0,79	0,00	0,12	0,00	0,00	-	103
BB17-D	D	37	-0,36	-4,57	34,58	26,37	0,13	0,00	0,10	0,00	0,00	-	108
BB17-E	D	25	-0,56	-3,77	34,63	26,62	0,05	0,00	0,07	0,00	0,00	-	108
BB17-F	D	10	-0,35	-4,26	33,96	26,09	1,17	0,07	0,14	0,00	0,02	-	104
BB17-G	D	0	-0,67	-3,63	32,78	25,39	7,01	0,00	0,05	0,00	0,00	-	86
MA251-A	D	0	-1,57	-6,09	32,42	23,04	0,84	0,1	0,15	-	-	73	89
BB03-A	Ld	-	-	-	45,05	5,85	13,41	1,66	0,83	0,19	0,24	9	146
BB03-B1	D	-	1,35	-8,84	38,80	18,24	3,52	1,15	0,39	0,26	0,32	10	250
BB03-B2	D	-	1,55	-7,54	35,02	24,39	2,08	0,13	0,21	0,00	0,04	3	96
BB 29-A	D	52	0,89	-5,45	33,09	25,11	4,08	0,60	0,38	0,00	0,14	-	89
BB 29-B	D	37	-0,34	-5,48	31,97	24,41	3,74	2,50	0,24	0,04	0,11	-	127
BB 29-C	D	29	1,06	-5,23	34,85	25,41	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	-	72
BB 29-D	D	21	0,86	-5,23	35,39	23,83	1,64	0,57	0,23	0,00	0,10	-	66
BB 29-E	D	13	0,53	-6,25	33,39	23,20	10,24	1,28	0,33	0,00	0,15	-	101
BB 29-F	D	7	0,44	-5,45	35,49	24,33	3,17	0,23	0,27	0,00	0,06	-	122
BB 29-G	D	0	-0,04	-5,84	31,59	25,30	8,71	0,91	0,21	0,01	0,01	-	72
NR22-A	D	0	0,05	-4,88	33,03	23,13	0,38	0,06	0,16	-	-	61	111
NR22-B	D	3	0,15	-4,56	29,95	21,26	5,06	1,01	0,38	0,04	0,35	121	94
NR22-C	D	5	-0,88	-4,88	37,23	20,01	2,21	0,41	0,26	-	0,1	69	138
NR22-D	D	7	-0,35	-5,9	35,53	19,15	1,47	0,28	0,22	-	0,08	71	159
NR22-E	D	10	-0,35	-5,28	35,16	20,06	1,02	0,19	0,22	-	0,4	67	164
NR22-F	D	13	0,08	-5,97	32,12	21,34	4,14	0,5	0,31	-	0,13	70	185
Facies association - La+Lb													
BB16-A	L	23	-0,67	-7,92	27,22	1,86	55,30	0,17	0,33	0,05	0,05	-	928
BB16-B	L	22	0,1	-7,55	37,30	4,92	30,52	0,90	0,37	0,42	0,05	-	852
BB16-C	L	21	-0,22	-6,94	50,72	3,23	4,29	0,25	0,70	0,00	0,06	-	780
BB16-D	L	19	0,21	-7,65	53,98	1,37	2,51	0,11	0,12	0,15	0,05	-	722
BB16-E	L	18	-0,88	-8,24	53,88	0,57	2,31	0,66	0,40	0,00	0,18	-	1366
BB16-F	L	17	0,04	-7,4	53,85	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	-	3341
BB16-G	L	16	0,33	-7,16	54,53	0,20	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	-	3285
BB16-H	L	15	-0,08	-7,54	54,95	0,11	0,17	0,09	0,07	0,00	0,02	-	2328
BB16-I	L	13	0,26	-7,72	54,22	0,26	0,46	0,04	0,07	0,00	0,05	-	1126
BB16-J	L	11	-0,15	-7,91	53,78	0,24	0,63	0,12	0,13	0,07	0,07	-	2806
BB16-K	L	12	0,26	-7,99	54,23	1,34	1,38	0,28	0,16	0,12	0,09	-	1393
BB16-L	L	10	0,12	-7,93	53,71	1,52	1,86	0,29	0,18	0,00	0,10	-	1052
BB16-M	L	8	-0,05	-7,98	49,86	1,60	9,33	0,22	0,24	0,19	0,10	-	601
BB16-N	L	5	0,2	-7,57	52,14	1,15	3,70	0,59	0,17	0,45	0,27	-	643
BB16-O	L	0	0,05	-7,56	44,29	4,64	15,32	2,83	1,17	0,45	0,43	-	403
BB03-C	Ld	-	1,09	-9,78	50,17	2,89	3,04	1,22	0,45	0,00	0,18	7	149
BB03-D	Ld	-	-0,29	-7,42	41,69	9,03	12,33	2,16	1,02	0,58	0,26	10	150

Facies association - Pa													
BB12-I	L	28	-5,25	-10,63	49,39	0,85	8,75	1,76	1,00	0,10	0,27	-	146
BB12-H	L	27	-5,23	-10,67	50,14	0,89	6,48	1,50	1,08	1,14	0,25	-	161
BB12-G	L	26	-5,46	-11,07	49,33	0,83	6,95	2,07	1,14	0,07	0,39	-	111
BB12-F	L	25	-5	-9,52	50,25	1,24	7,25	2,30	1,05	0,14	0,27	-	213
BB12-E	L	24	-5,29	-8,96	51,06	1,11	6,51	1,10	0,62	0,00	0,18	-	136
BB12-D	D	14	-3,8	-8,31	32,81	24,18	5,56	1,54	0,89	0,00	0,30	-	123
BB12-C	D	4	-3,82	-9,33	33,80	24,38	3,29	1,62	0,88	0,00	0,30	-	163
BB12-B	D	2	-3,75	-9,33	33,32	24,29	4,21	1,50	0,79	0,00	0,25	-	111
BB12-A	D	1	-3,77	-10,2	33,44	23,82	5,06	1,80	1,17	0,05	0,38	-	298
MA199-A	D	9	-4,9	-10,37	30,39	19,01	7,03	1,83	1,03	-	0,54	1445	274
MA199-B	D	5	-4,64	-10,49	31,3	20,17	4,75	1,42	0,59	0,17	0,17	190	171
MA199-C	D	3	-4,69	-10,27	31,64	21,03	2,15	1,01	1,13	0,09	0,14	887	179
MA199-D	D	2	-4,66	-11,34	30,66	20,26	4,15	1,31	1,21	0,08	0,24	390	178
MA199-E	D	0	-3,97	-8,6	30,69	20,16	5,07	1,38	0,74	0,08	0,23	170	177
BDI59-O	Dar	16	-4,75	-10,71	20,89	16,74	17,21	10,83	4,08	0,11	2,24	465	43
BDI59-N	Dar	14	-4,46	-10,66	19,59	18,08	16,78	12,22	4,25	0,14	2,51	387	32
BDI59-M	D	13	-4,29	-10,35	25	20,14	9,48	7,11	3,09	0,18	1,55	465	41
BDI59-L	Dar	12	-4,22	-10,75	18,62	18,18	16,43	14,16	4,48	0,11	2,98	310	32
BDI59-K	D	11	-4,11	-10,29	26,23	21,82	5,2	6,76	2,6	0,16	1,41	387	39
BDI59-J	L	9	-3,71	-9,48	30,74	0,88	20,74	2,9	1,26	0,16	0,49	387	47
BDI59-I	D	8	-3,58	-9,57	30,85	21,04	2	2,3	0,9	0,17	0,4	310	65
BDI59-H	D	7	-3,67	-10,06	31,26	20,38	3,1	2,39	0,75	0,08	0,29	310	66
BDI59-G	D	6	-3,33	-9,85	32,76	17,24	3,44	1,65	0,9	0,17	0,35	310	73
BDI59-F	L	5	-3,35	-10,01	32,36	2,08	19,26	1,64	0,88	0,16	0,34	310	69
BDI59-E	D	4	-3,27	-9,89	31,98	20,04	3,07	1,99	0,92	0,03	0,4	387	69
BDI59-D	Ld	3	-3,39	-10,13	32,56	14,25	6,33	1,69	0,84	0,17	0,35	310	62
BDI59-C	D	2	-3,32	-10,73	31,7	21,39	2,11	1,86	0,83	0,1	0,37	387	58
BDI59-B	D	1	-3,55	-11,62	31,99	17,31	3,75	2,34	1,16	0,02	0,45	775	68
BDI59-A	L	0	-3,77	-11,83	31,69	3,16	20,63	1,92	1,08	0,27	0,32	1394	68

Legend: L = calcário; D = dolomito; D Ar = dolomito argiloso; Ca D = dolomito calcífero; M = margas; Cl = Argilito; ID=amostra, Lito = litologia, H = Altura.

TABELA 2.3 - Análises isotópicas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e litoquímicas dos elementos maiores das litofácies carbonáticas da Formação Sete Lagoas no Setor Oriental.

Id.	Lito	H (m)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	CaO %	MgO %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ T %	Na ₂ O %	K ₂ O %	Mn ppm	Sr ppm
Facies association - Da +Db													
BB17-A	D	63	-0,35	-4,15	34,86	27,09	0,46	0,00	0,11	0,00	0,00	-	94
BB17-B	D	57	-0,38	-3,91	34,93	26,96	0,14	0,00	0,08	0,06	0,00	-	84
BB17-C	D	47	-0,32	-4,14	34,32	26,45	0,79	0,00	0,12	0,00	0,00	-	103
BB17-D	D	37	-0,36	-4,57	34,58	26,37	0,13	0,00	0,10	0,00	0,00	-	108
BB17-E	D	25	-0,56	-3,77	34,63	26,62	0,05	0,00	0,07	0,00	0,00	-	108
BB17-F	D	10	-0,35	-4,26	33,96	26,09	1,17	0,07	0,14	0,00	0,02	-	104
BB17-G	D	0	-0,67	-3,63	32,78	25,39	7,01	0,00	0,05	0,00	0,00	-	86
MA251-A	D	0	-1,57	-6,09	32,42	23,04	0,84	0,1	0,15	-	-	73	89
BB03-A	Ld	-	-	-	45,05	5,85	13,41	1,66	0,83	0,19	0,24	9	146
BB03-B1	D	-	1,35	-8,84	38,80	18,24	3,52	1,15	0,39	0,26	0,32	10	250
BB03-B2	D	-	1,55	-7,54	35,02	24,39	2,08	0,13	0,21	0,00	0,04	3	96
BB29-A	D	52	0,89	-5,45	33,09	25,11	4,08	0,60	0,38	0,00	0,14	-	89
BB29-B	D	37	-0,34	-5,48	31,97	24,41	3,74	2,50	0,24	0,04	0,11	-	127
BB29-C	D	29	1,06	-5,23	34,85	25,41	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	-	72
BB29-D	D	21	0,86	-5,23	35,39	23,83	1,64	0,57	0,23	0,00	0,10	-	66
BB29-E	D	13	0,53	-6,25	33,39	23,20	10,24	1,28	0,33	0,00	0,15	-	101
BB29-F	D	7	0,44	-5,45	35,49	24,33	3,17	0,23	0,27	0,00	0,06	-	122
BB29-G	D	0	-0,04	-5,84	31,59	25,30	8,71	0,91	0,21	0,01	0,01	-	72
NR22-F	D	13	0,08	-5,97	32,12	21,34	4,14	0,5	0,31	-	0,13	70	185
NR22-E	D	10	-0,35	-5,28	35,16	20,06	1,02	0,19	0,22	-	0,4	67	164
NR22-D	D	7	-0,35	-5,9	35,53	19,15	1,47	0,28	0,22	-	0,08	71	159
NR22-C	D	5	-0,88	-4,88	37,23	20,01	2,21	0,41	0,26	-	0,1	69	138
NR22-B	D	3	0,15	-4,56	29,95	21,26	5,06	1,01	0,38	0,04	0,35	121	94
NR22-A	D	0	0,05	-4,88	33,03	23,13	0,38	0,06	0,16	-	-	61	111
Facies association - La+Lb													
BB16-A	L	23	-0,67	-7,92	27,22	1,86	55,30	0,17	0,33	0,05	0,05	-	928
BB16-B	L	22	0,1	-7,55	37,30	4,92	30,52	0,90	0,37	0,42	0,05	-	852
BB16-C	L	21	-0,22	-6,94	50,72	3,23	4,29	0,25	0,70	0,00	0,06	-	780
BB16-D	L	19	0,21	-7,65	53,98	1,37	2,51	0,11	0,12	0,15	0,05	-	722
BB16-E	L	18	-0,88	-8,24	53,88	0,57	2,31	0,66	0,40	0,00	0,18	-	1366
BB16-F	L	17	0,04	-7,4	53,85	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	-	3341
BB16-G	L	16	0,33	-7,16	54,53	0,20	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	-	3285
BB16-H	L	15	-0,08	-7,54	54,95	0,11	0,17	0,09	0,07	0,00	0,02	-	2328
BB16-I	L	13	0,26	-7,72	54,22	0,26	0,46	0,04	0,07	0,00	0,05	-	1126
BB16-J	L	11	-0,15	-7,91	53,78	0,24	0,63	0,12	0,13	0,07	0,07	-	2806
BB16-K	L	12	0,26	-7,99	54,23	1,34	1,38	0,28	0,16	0,12	0,09	-	1393
BB16-L	L	10	0,12	-7,93	53,71	1,52	1,86	0,29	0,18	0,00	0,10	-	1052
BB16-M	L	8	-0,05	-7,98	49,86	1,60	9,33	0,22	0,24	0,19	0,10	-	601
BB16-N	L	5	0,2	-7,57	52,14	1,15	3,70	0,59	0,17	0,45	0,27	-	643
BB16-O	L	0	0,05	-7,56	44,29	4,64	15,32	2,83	1,17	0,45	0,43	-	403
BB03-C	Ld	-	1,09	-9,78	50,17	2,89	3,04	1,22	0,45	0,00	0,18	7	149
BB03-D	Ld	-	-0,29	-7,42	41,69	9,03	12,33	2,16	1,02	0,58	0,26	10	150

BDI63-J	D	10	-1,95	-4,4	34,15	25,89	0,35	0,00	0,13	0,00	0,00	-	89
BDI63-I	D	8	-2,16	-4,66	35,94	23,05	1,65	0,72	0,17	0,00	0,10	-	142
BDI63-H	D	7	-2,16	-5,6	32,982	24,97	0,845	4,279	0,161	0	0,009	-	69
BDI63-G	D	6	-2,29	-4,81	34,14	26,04	2,52	0,03	0,15	0,00	0,01	-	67
BDI63-F	D	5	-2,6	-5,06	33,64	25,64	1,75	0,13	0,14	0,00	0,00	-	86
BDI63-E	-	-	-	-	34,70	26,64	0,31	0,13	0,19	0,00	0,03	-	71
BDI63-D	-	-	-	-	33,95	26,12	1,89	0,16	0,19	0,00	0,01	-	
BDI63-C	D	2	-3,01	-3,92	35,59	24,52	2,25	0,18	0,19	0,30	0,05	-	81
BDI63-B	D	1	-2,58	-5,56	34,61	24,78	0,41	0,16	0,23	0,00	0,02	-	67
BDI63-A	D	0	-2,91	-3,39	34,77	26,02	1,06	0,08	0,32	0,00	0,03	-	64
BDI70-K	D	21,2	-1,77	-5,07	32,55	24,47	5,55	1,57	0,49	0,00	0,31	-	112
BDI70-J	D	19,7	-1,68	-4,05	31,60	23,00	8,65	2,85	0,98	0,00	0,55	-	103
BDI70-I	D	15,9	-1,19	-3,09	33,38	25,47	3,83	0,00	0,17	0,10	0,02	-	78
BDI70-H	D	12,9	-1,72	-4,35	31,00	23,72	8,38	2,77	0,55	0,00	0,54	-	108
BDI70-G	D	9,9	-1,6	-4,27	33,58	23,50	7,27	1,11	0,67	0,04	0,23	-	98
BDI70-F	D	6,9	-1,92	-3,76	33,52	25,71	0,68	1,00	0,25	0,14	0,05	-	126
BDI70-E	D	5,4	-2,24	-3,26	32,60	25,02	6,60	1,59	0,20	0,00	0,06	-	59
BDI70-D	D	3,9	-2,22	-3,56	33,60	25,34	4,43	1,20	0,53	0,00	0,24	-	82
BDI70-C	D	2,4	-2,77	-6,15	31,22	23,58	8,12	3,03	1,18	0,00	0,58	-	51
BDI70-B	D	0,9	-2,89	-4,87	29,72	21,28	16,60	3,57	0,63	0,00	0,70	-	39
BDI70-A	D	0,0	-3,34	-4,67	32,46	24,25	9,24	1,51	0,72	0,43	0,32	-	18
BDI24-A	-	30	-0,58	-6,66	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-B	-	25	-1,38	-7,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-C	-	23	-1,75	-7,99	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-D	-	21	-1,4	-6,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-E	-	18	-0,89	-7,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-F	-	13	-1,13	-6,21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-G	-	10	-2,07	-7,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-H	-	7	-1,57	-5,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-I	-	4	-3,26	-7,57	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-J	-	3	-3,39	-7,47	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BDI24-L	-	0	-5,09	-8,73	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BB33-U	D	24,5	-2,44	-4,17	35,71	23,61	0,23	0,00	0,30	0,00	0,01	-	30
BB33-T	D	22,5	-1,02	-4,14	27,00	19,28	27,27	2,84	0,49	0,00	0,86	-	77
BB33-S	D	21,5	-1,84	-8,62	21,74	10,58	50,70	3,93	0,31	0,00	1,31	-	87
BB33-R	D	20,5	-1,39	-5,4	29,00	20,92	21,36	1,30	0,32	0,00	0,39	-	49
BB33-Q	D	19,5	-1,92	-7,35	32,84	18,61	17,45	1,37	0,25	0,00	0,44	-	69
BB33-P	D	18,5	-2,08	-6,79	32,89	19,11	12,90	3,62	0,33	0,00	0,64	-	86
BB33-O	D	17,5	-2,19	-5,41	32,54	23,19	7,50	1,64	0,24	0,00	0,33	-	68
BB33-N	D	16,5	-2,01	-4,71	32,55	22,20	12,47	1,00	0,23	0,00	0,30	-	69
BB33-M	D	15,5	-2,37	-4,97	31,63	23,76	10,75	1,05	0,20	0,11	0,32	-	57
BB33-L	D	14,5	-2,24	-5,21	33,12	22,95	7,51	1,01	0,28	0,00	0,29	-	66
BB33-K	D	13,5	-2,23	-5,79	33,51	23,26	8,11	1,11	0,319	0,00	0,30	-	64
BB33-J	D	8,5	-2,89	-4,55	31,60	22,38	11,53	1,87	0,38	0,00	0,39	-	55
BB33-I	D	7,5	-2,87	-4,99	32,51	24,28	5,56	1,49	0,76	0,07	0,29	-	54
BB33-H	D	6,5	-3,08	-5,89	33,38	23,56	3,08	1,81	0,31	0,00	0,14	-	68
BB33-G	D	5,5	-3,36	-5,19	33,23	24,99	4,05	0,88	0,45	0,00	0,19	-	61
BB33-F	D	4,5	-3,4	-4,71	33,62	26,05	3,56	0,27	0,28	0,00	0,07	-	63
BB33-E	D	3,5	-3,23	-5,06	33,35	24,43	2,12	2,89	0,37	0,01	0,13	-	61
BB33-D	D	2,5	-3,21	-4,89	34,15	25,18	3,13	0,56	0,27	0,00	0,15	-	60
BB33-C	D	1,5	-3,48	-4,96	33,39	25,72	2,75	0,56	0,39	0,02	0,17	-	66
BB33-B	D	0,5	-3,86	-5,01	32,97	24,63	5,02	1,53	0,61	0,00	0,32	-	77
BB33-A	D	0	-3,88	-5,31	30,71	22,23	12,93	2,49	1,09	0,00	0,62	-	81

Legenda: L = calcário; D = dolomito; D Ar = dolomito argiloso; Ca D = dolomito calcífero; M = marga; Cl = Argilito; ID=amostra, Lito = litologia, H = Altura.

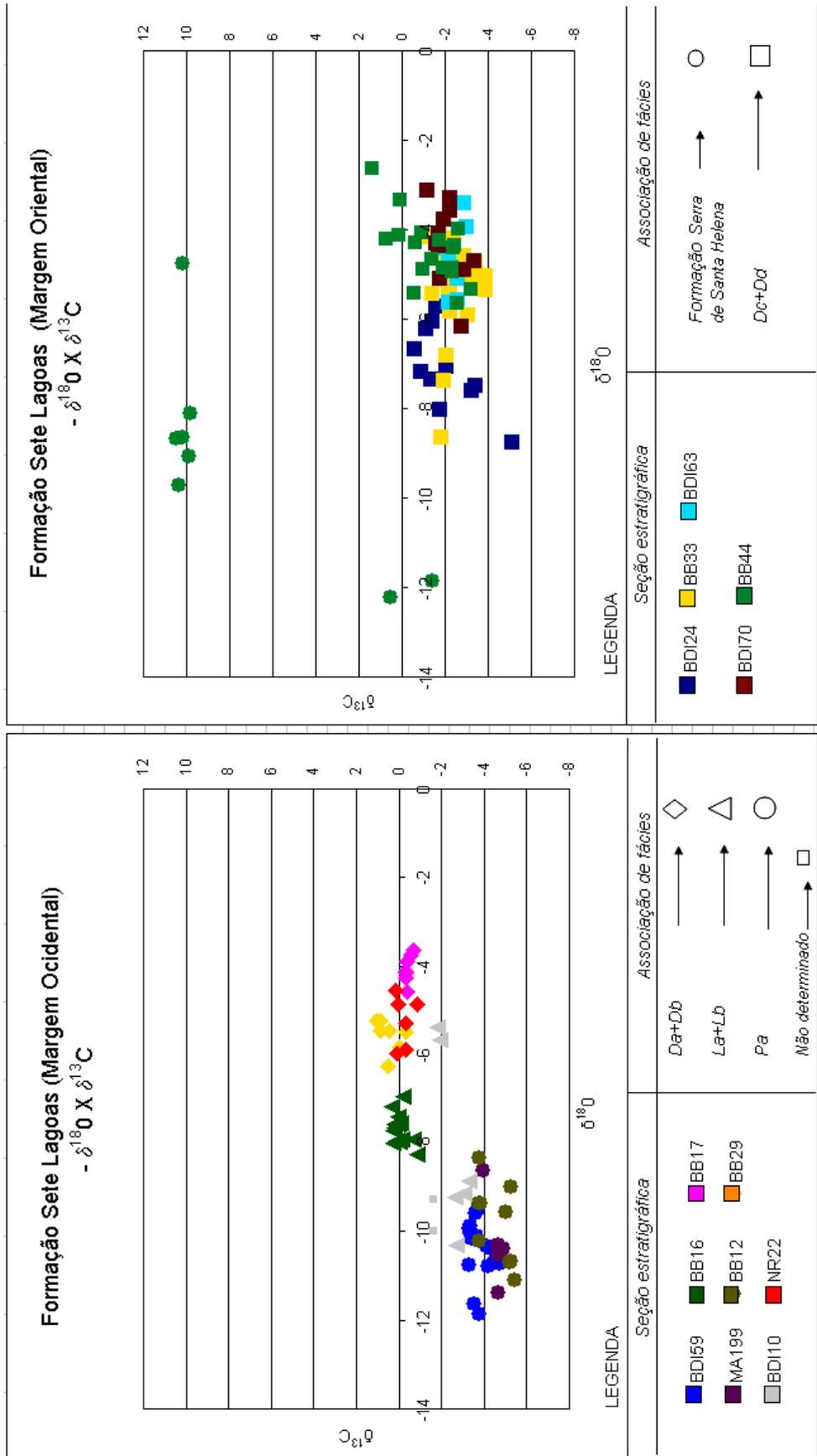


Figura 2.16 - Diagramas de correlação entre as razões isotópicas $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ obtidas das amostras de carbonato da Formação Sete Lagoas, na Margem Ocidental e Margem Oriental.

2.4.2.3 Formação Lagoa do Jacaré

Na Formação Lagoa do Jacaré foram obtidas amostras do ponto BDI31, localizado próximo à cidade de Novo Jardim-TO, para análise de isótopos estáveis. Nesta seção a Formação Lagoa do Jacaré é representada por bancos decimétricos de calcário cinza-escuro a negro, às vezes recristalizado e contendo grandes cristais de calcita de cor preta. No total, quatro amostras foram analisadas em termos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$. Para o oxigênio as razões isotópicas variaram entre -2,5‰ a -6,0‰, já em termos de $\delta^{13}\text{C}$ as análises mostraram uma pequena variação entre +8,5‰ e +10,5‰ (TABELA 2.3).

2.5 Discussão

2.5.1 Geologia dos isótopos estáveis do Grupo Bambuí no bordo noroeste do Cráton do São Francisco

Os dados isotópicos para o Grupo Bambuí na área investigada mostram, quando comparados a outros trabalhos de estratigrafia isotópica, alguns padrões isotópicos clássicos e bem estudados na literatura geológica desta unidade. No entanto, existem algumas exceções que merecem destaque pois fornecem informações importantes que podem ser utilizadas para um melhor entendimento da evolução bacinal do Grupo Bambuí no limite noroeste do Cráton do São Francisco. Além disto, diferenças fundamentais podem ser observadas em perfis isotópicos extraídos da Margem Oriental e da Margem Ocidental da bacia para a Formação Sete Lagoas.

2.5.1.1 Isótopos de Carbono

Na Margem Ocidental, a curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ para a Formação Sete Lagoas é caracterizada, na base, por valores negativos, com uma tendência inicial decrescente, e por um ramo com valores de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de 0 ‰, nos dolomitos das associações de fácies Da e Db, situadas no topo desta unidade (TABELA 2.2). Portanto, neste lado da bacia o ponto de máxima excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ estaria situado em algum ponto do trecho não amostrado da curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$. Neste trecho não amostrado dominam fácies pelito-margosas das associações de Fácies Pb e M, que representam, em conjunto com a Associação de Fácies Pa, um *trend* transgressivo na base da Formação Sete Lagoas. Isto indica uma correlação entre o segmento basal decrescente dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e o *trend* transgressivo da base da Formação Sete Lagoas. Portanto, existe uma tendência de que o ponto de máxima excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ esteja associado à Superfície de Inundação Máxima (SIM), localizada no topo do *trend*

transgressivo, representada por níveis de pelito negro carbonoso da Associação de Fácies M (TABELA 2.1). Diversos trabalhos, realizados em diferentes sucessões neoproterozóicas mundiais, também mostram que as curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ tendem a atingir os valores mais negativos nos períodos de inundação máxima (James *et al.* 2001; Le Guerroué *et al.* 2006).

Outro aspecto importante, diz respeito aos dolomititos laminados da Associação de Fácies Pa. Estes dolomititos estão em contato normal com os depósitos glaciogênicos da Formação Jequitai e apresentam valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, entre -3‰ a -5,5‰ (TABELA 2.2, Fig. 2.18). Isto permite a correlação destes depósitos com a ocorrência de outros carbonatos pós-glaciais descritos em diversas bacias neoproterozóicas mundiais (Gaucher *et al.* 2003; Gidding & Wallace, 2009; Hoffman & Schrag, 2002; James *et al.* 2001; Kennedy, 1996; Knoll *et al.* 1986; Le Guerroué *et al.* 2006; Ling *et al.* 2007; Misi *et al.* 2007; Nédélec *et al.* 2007). Conhecidos como carbonatos de capa (*cap carbonates*) estes depósitos apresentam várias características em comum, como: (i) anomalia negativa nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (ii) espessuras reduzida, normalmente inferior a 20 metros; (iii) grãos de natureza peloidal (iv) laminação plana e/ou cruzada de baixo ângulo; (v) estruturas microbiais (vi) leques de cristais de pseudomorfos de aragonita; (viii) *ripples* gigantes; (vii) dolomitização intensa, entre outras.

Os fatores que condicionaram a precipitação dos carbonatos de capa estariam relacionados à degasificação dos mares neoproterozóicos com redução da pressão parcial de CO_2 , o aquecimento e redução da salinidade das águas oceânicas, que propiciaram a redução da solubilidade dos carbonatos dissolvidos, e ao aumento das concentrações de Ca^{2+} provenientes das altas taxas de intemperismo continental existentes neste período (Gidding & Wallace, 2009).

De um modo geral, a característica mais típica dos carbonatos de capa é a anomalia negativa nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Halverson *et al.* 2005; Jacobsen & Kauffman, 1999). A razão desta anomalia isotópica nos carbonatos de capa ainda é controversa e intensamente debatida pela comunidade geocientista. Uma das teorias mais aceita, atualmente, advoga que mudanças oceanográficas importantes, no início de períodos de degelo que sucederam os episódios globais de glaciação (Evans, 2000; Hoffman *et al.* 1998a; Hoffman & Schrag, 2002; Hoffman *et al.* 2007; James *et al.* 2001; Kennedy *et al.* 1998; Kirschvink, 1992), promoveram a retomada de correntes marítimas vigorosas em um oceano previamente estagnado e estratificado, típico durante grandes períodos glaciais (Hoffman *et al.* 2004; Hoffman & Schrag, 2002; James *et al.* 2001). Portanto estas novas condições no padrão de circulação oceânica propiciariam a alimentação das plataformas, durante os estágios iniciais de subida eustática, por águas depletadas em ^{13}C trazidas por correntes de ressurgência vindas de zonas mais profundas, conforme modelos clássicos de *upwelling* (Fölmimi, 1996; Kazakov, 1937). Neste estágio, com o aumento da temperatura e a rápida deglaciação global, os oceanos começaram a transgredir rapidamente sobre as plataformas continentais, disponibilizando enormes áreas para a sedimentação carbonática em praticamente todos os continentes.

No entanto, o *timing* de sedimentação para os carbonatos de capa foi muito curto, pois as taxas de subida eustática foram extremamente altas no início da deglaciação. Por causa disto, as plataformas carbonáticas foram rapidamente afogadas, uma vez que as taxas de produção carbonática não conseguiram acompanhar as taxas de geração de espaço de acomodação. Neste momento, a fábrica carbonática é interrompida, sendo recoberta por siliciclásticos finos e hemipelagitos, conforme um estágio de *give up* (Kendall & Schlager, 1981). Isto explica, excetuando-se fatores geodinâmicos locais, o porquê da diminuta espessura e esparsa ocorrência dos carbonatos de capa nas bacias neoproterozóicas mundiais.

Outra característica marcante deste estágio é a geração de eventos de fosfogênese, que são tradicionalmente associados a ação de correntes de ressurgência, normalmente ricas em P_2O_5 . Sucessões transgressivas de inúmeras bacias neoproterozóicas mundiais, depositadas durante a deglaciação, são prolíferas em hospedar depósitos de fosfato sedimentar. Na Margem Ocidental da área de trabalho, o Grupo Bambuí apresenta alguns depósitos de fosforitos e arenitos fosfáticos encaixados nas fácies pelíticas da base da Formação Sete Lagoas (Dardenne *et al.* 1978; Monteiro, 2009; Soares, 1977). Portanto, mais uma evidência de que, pelo menos nesta área, a base da Formação Sete Lagoas é representada por uma sucessão transgressiva.

No Grupo Bambuí e em seus correlatos, carbonatos pós glaciais com valores negativos de $\delta^{13}C$ foram descritos em diferentes regiões (Babinski, 1999; Kawashita, 1998; Misi & Veizer, 1998; Martins, 1999; Santos *et al.* 2000; Santos *et al.* 2004; Alvarenga *et al.* 2007b, Vieira, 2007) e invariavelmente, em todas elas, estes carbonatos são sucedidos por associações de fácies de água mais profunda, depositadas em cenário com rápidas taxas de subida eustática.

Na Margem Oriental, região compreendida entre os municípios de São Domingos-GO e Dianópolis-TO, o segmento inicial decrescente da curva de $\delta^{13}C$, característico da Margem Ocidental (Fig. 2.18) não foi identificado. Normalmente, os valores mais negativos de $\delta^{13}C$ estão situados na base da Formação Sete Lagoas e exibem, no sentido do topo, uma tendência crescente (Fig. 2.18 - BB33, BDI24, BDI63, BDI70). Esta tendência crescente nos valores de $\delta^{13}C$ corresponderia ao registro do período onde as taxas de subida relativa do nível do mar foram gradativamente reduzidas favorecendo condições para a sedimentação carbonática. A ausência do segmento decrescente da curva de $\delta^{13}C$ indica que, provavelmente, a sucessão transgressiva basal não foi depositada na Margem Oriental da bacia. Além disto, a Formação Sete Lagoas repousa diretamente em discordância erosiva sobre as rochas granito-gnaissicas do embasamento paleoproterozóico, portanto faltam também, nesta margem, os depósitos glaciais associadas à Formação Jequitaí. Logo, a não deposição da sucessão transgressiva basal da Formação Sete Lagoas e a ausência dos depósitos glaciais da Formação Jequitaí, na Margem Oriental da área investigada se devem ao fato de que, provavelmente, este lado da bacia era um alto topográfico do embasamento que esteve

emerso durante este período. Nesta interpretação, este alto topográfico foi inundado apenas em um instante próximo ao ponto de máxima excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$.

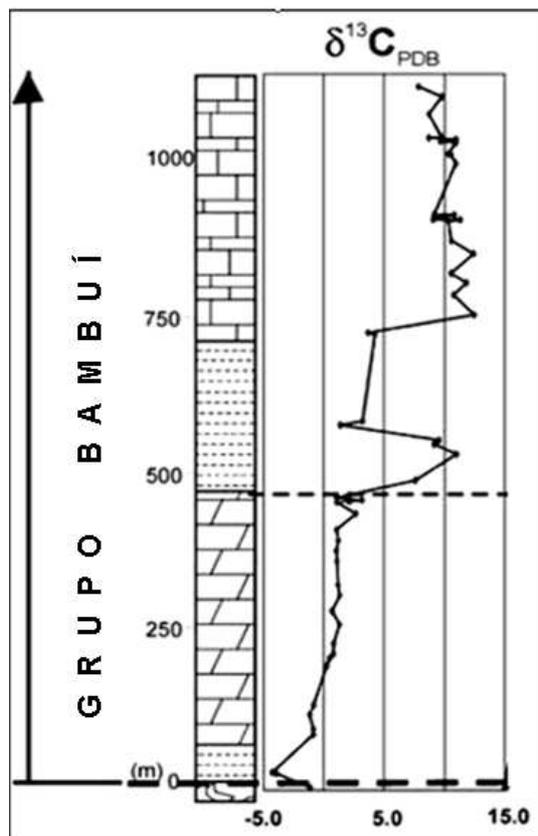


Figura 2.17 - Perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ do poço exploratório da Petrobrás 1-RC-001-GO, com coluna de interpretação litológica simplificada. Modificado de Kawashita (1998).

Outra diferença é a grande excursão positiva nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, constatada na seção superior do ponto BB44 (TABELA 2.3, Fig. 2.18), onde os valores médios ficam em torno de +10‰. Porém, a excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$, indicada no intervalo superior do perfil isotópico do poço BB44, não está relacionada à Formação Sete Lagoas, pois as mudanças abruptas do padrão isotópico, tanto de $\delta^{13}\text{C}$ quanto de $\delta^{18}\text{O}$, são correlacionáveis às mudanças de fácies que ocorrem entre as amostras BB44A e BB44I (TABELA 2.3). Nesta seção, as fácies dominantes são margas e argilitos calcíferos, fácies típicas da base da Formação Serra de Santa Helena. Esta mudança na litologia pode ser comprovada pelos dados litoquímicos, de elementos maiores, apresentados na TABELA 2.3. Na curva de $\delta^{13}\text{C}$ obtida no poço 1-RC-001-GO (Kawashita, 1998), valores associados à grande excursão positiva são atingidos somente na seqüência pelítica que se sobrepõe aos dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas (Fig. 2.5; Fig. 17). A considerar a existência de feições de exposição subárea nos dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas (Tonietto, 2010), recoberta por fácies com maior contribuição de

terrígenos, depositadas em lâmina d'água crescente, esta descontinuidade deve representar um limite de seqüência, conforme proposto por Dardenne (1981) e Martins (1999). Tradicionalmente, excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ têm sido reportadas na porção superior da Formação Sete Lagoas (Santos *et al.* 2004; Vieira, 2007), e não no topo, e utilizadas como marcos de correlação cronoestratigráfica para o Grupo Bambuí, nas áreas internas ao Cráton do São Francisco (Santos *et al.* 2004, Vieira, 2007). Algumas possibilidades podem ser consideradas para justificar esta divergência. Uma das alternativas está relacionada a o fim da fábrica carbonática pois a depender da paleotopografia, da distância ao limite cratônico, e da influência dos terrígenos provenientes da Faixa Móvel Brasília nos períodos de ativação tectônica, a fábrica carbonática pode ter sobrevivido por mais ou menos tempo. Outra possibilidade está relacionada ao próprio limite de seqüência, que pode representar uma discordância onde o tempo de não deposição e/ou erosão pode ter variado significativamente de um ponto ao outro e, desta forma, representaria uma superfície diacrônica.

Se forem excluídos os dados referentes ao ponto BB44 notaremos que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para os dolomitos da Margem Oriental, Associação de Fácies Dc e Dd, são sempre negativos, sendo que os valores mais altos oscilam em torno de $-1,00\text{‰}$ (Fig. 2.16). Isto diverge, em parte, dos dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas, analisada na Margem Ocidental, onde o $\delta^{13}\text{C}$ varia de $-1,0\text{‰}$ a $+1,0\text{‰}$ e a maior frequência de valores é em torno de $0,00\text{‰}$ (Fig. 2.16). A considerar o fato de que estes dolomitos são, em parte, síncronos (Fig. 2.7, Fig. 2.18 e Fig. 2.19), a diferença na assinatura isotópica do carbono nestas rochas pode ser entendida como resultados de variações no paleoambiente deposicional dos dolomitos em ambas as margens. Tradicionalmente, linhas de tempo definidas a partir das curvas de $\delta^{13}\text{C}$ estão baseadas principalmente na morfologia da curva e não, exclusivamente, nos valores absolutos. Trabalhos de Hoffman *et al.* 2007 e Alvarenga *et al.* 2008 indicam a existência de variações nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo de sucessões carbonáticas cronocorrelatas de idade ediacarana associadas ao Otavi Group e ao Grupo Araras, respectivamente. Hoffman *et al.* 2007 estimou que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem variar a taxas de $1,00\text{‰}/100\text{km}$ ao longo de um mesmo banco carbonático pertencente ao Otavi Group na Namíbia.

O ponto BDI10 (TABELA 2.2; Fig. 2.6; Fig. 2.18) é analisado de forma independente pois ele está posicionado próximo ao fechamento da bacia, no extremo norte da área, e apresenta uma sucessão de fácies diferente das descritas em outros pontos. Este ponto coincide com a finalização da bacia a norte e a convergência das margens Oriental e Ocidental da Formação Sete Lagoas. Neste ponto foi constatada a menor espessura para esta unidade, o que sugere um gradual adelgaçamento da espessura na direção norte, causada, provavelmente, pela contínua redução do espaço de acomodação neste sentido. Na curva de $\delta^{13}\text{C}$ do ponto BDI10 também pode ser identificado um segmento decrescente de valores, na base, seguido de um ramo crescente. O ponto de inflexão entre estes dois segmentos, correspondente ao máximo

valor negativo de $\delta^{13}\text{C}$, é interpretado como sendo a representação isotópica da Superfície de Inundação Máxima (Fig. 2.18).

2.5.1.2 Isótopos de Oxigênio

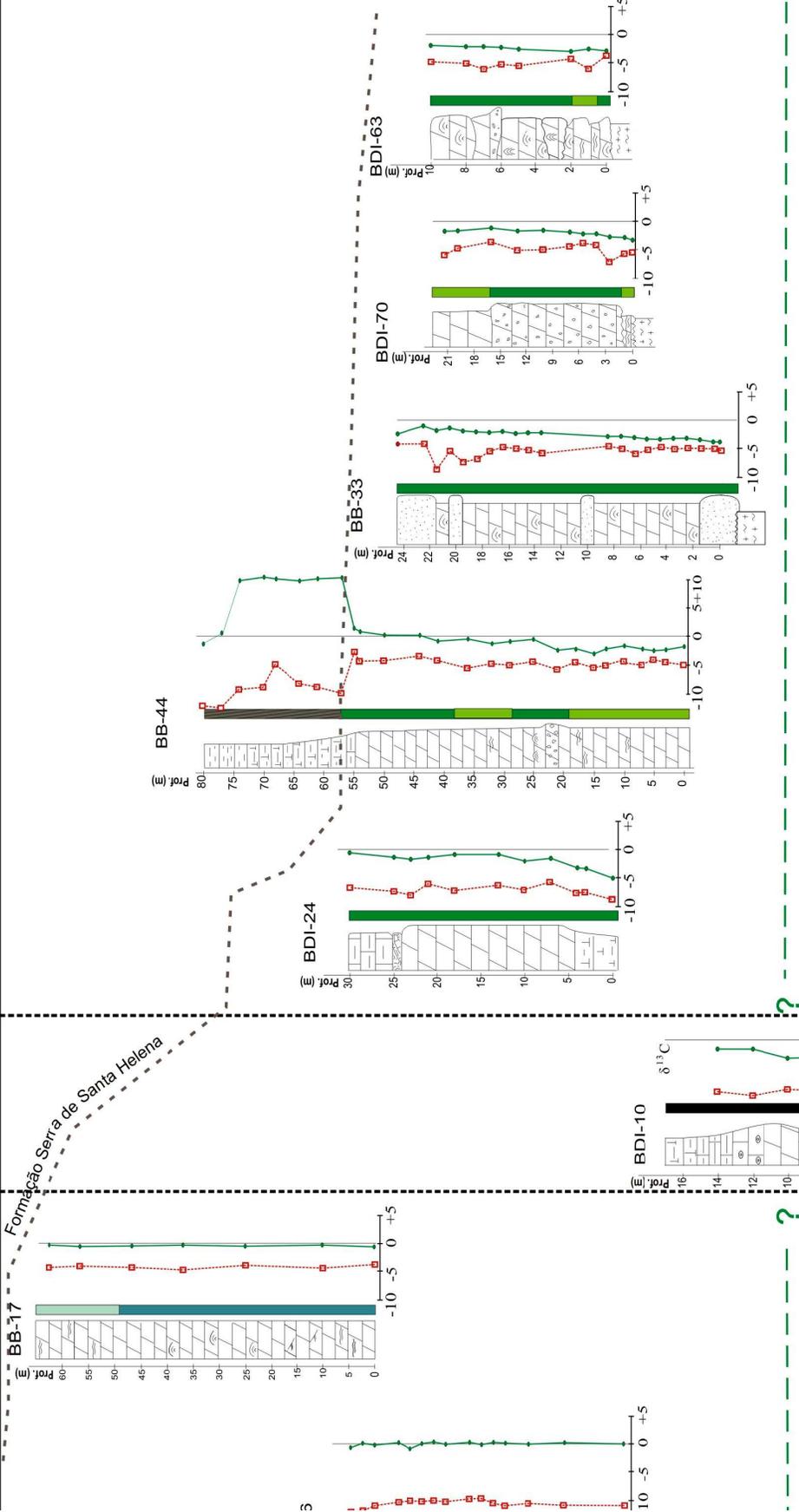
Na Margem Ocidental do Grupo Bambuí, área compreendida entre os municípios de Nova Roma-GO e Arraias-TO, os resultados da análise isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ mostram uma diferença fundamental, consistente com as variações detectadas pelas curvas de $\delta^{13}\text{C}$, entre as análises químicas de $\delta^{18}\text{O}$. As seções isotópicas levantadas nos pontos que atravessaram os dolomitos de capa, da associação de Fácies PA, mostram valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ ao redor de -10‰. Por outro lado seções isotópicas executadas nos calcários da Associação de Fácies La/Lb e nos dolomitos da Associação de Fácies Da/Db apresentam valores médios de -7,5‰ e -5,5‰, respectivamente (TABELA 2.2; Fig. 2.18). Portanto, existe para a Formação Sete Lagoas, na Margem Ocidental, uma clara tendência de crescimento para os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$. Por isto, apesar da maior dispersão destes dados, quando comparados aos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ podem ser correlacionados aos perfis de $\delta^{13}\text{C}$ e as associações de fácies.

Uma diferença importante entre os dados isotópicos de oxigênio e de carbono, diz respeito à resposta de ambas as curvas às litofácies carbonáticas das associações de fácies La/Lb e Da/Db. A curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ não diferencia, em termos de valores isotópicos, as litofácies calcárias das litofácies dolomíticas do topo. Por outro lado, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ mostram valores -6,5 a -8,0‰ para a Associação de Fácies La/Lb (calcário) e valores entre -3,5 a -6,5‰ para a Associação de Fácies Da/Db (dolomito). Portanto, se considerarmos a maior vulnerabilidade do sistema isotópico do oxigênio, em relação ao do carbono, quando sujeito a processos secundários e, considerar também, o caráter estratiforme dos dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas é provável que os dados primários de $\delta^{18}\text{O}$ não tenham sido preservados na Associação de Fácies Da/Db, posto que estes dados foram afetados pela dolomitização.

Para a Margem Oriental, os valores $\delta^{18}\text{O}$ exibem para as mesmas litofácies dolomíticas das associações de fácies Dc e Dd, uma grande dispersão (-3,0 a -8,5‰), compatível com os valores obtidos nas amostras de calcários e dolomitos das associações de fácies Da e Db, analisadas na Margem Ocidental.

Outro aspecto interessante, dos perfis de $\delta^{18}\text{O}$, e também correlacionável com a curva de $\delta^{13}\text{C}$, é a confirmação de uma quebra isotópica notável entre os dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas da Margem Oriental e a sucessão pelito-margosa da base da Formação Serra de Santa Helena (TABELA 2.2; Fig. 2.18).

MARGEM ORIENTAL



LEGENDA

	Calcário		Caculitito		Diamictito
	Dolomito		Marga		Arenito
	Dolomito laminado peloidal		Pelito		Granito, gnaiss, Migmatito
	Estromatólito dômico de grande porte		Estromatólito colunar de pequeno porte		Oolito/Oncolito
	Intraclasto		Marcas onduladas		Estratificação cruzada de baixo ângulo
	Topo Fm. Sete Lagoas / Base Fm. Serra de Santa Helena				
	SIM (Superfície de Inundação Máxima)				

2.5.2 Modelo paleoambiental e evolução tectono-estratigráfica

Baseado no acervo de dados estratigráficos, isotópicos e geocronológicos, apresentados nos itens anteriores, vários aspectos referentes à caracterização do ambiente sedimentar e sobre a evolução tectono-sedimentar podem ser discutidos para o Grupo Bambuí na área investigada. Para isto, devem ser considerados alguns aspectos chaves para esta análise, ao qual destacamos os seguintes: (i) existência de variações significativas da espessura estratigráfica da Formação Sete Lagoas (Fig. 2.7; Fig. 2.19), em seções levantadas nas margens orientais e ocidentais deste setor da bacia; (ii) diferenças na sucessão vertical das fácies sedimentares descritas para a Formação Sete Lagoas em ambas as margens; (iii) distribuição espacial e temporal de sedimentos de natureza ora carbonática ora siliciclástica; (iv) padrões isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ com algumas diferenças entre seções geológicas levantadas em lados opostos da bacia; (v) dados geocronológicos mostram diferenças de área fonte para os sedimentos terrígenos intercalados na Formação Sete Lagoas nas margens Ocidental e Oriental (Lima, 2011). A considerar estes e outros aspectos são notáveis as diferenças existentes na Formação Sete Lagoas para ambas as margens.

Na Margem Ocidental, a Formação Sete Lagoas é mais espessa que a oposta, com uma espessura média de duzentos e cinquenta metros (Fig. 2.7), sendo caracterizada por uma sucessão inicialmente transgressiva e seguida por uma sucessão com tendência prográdante, indicada pelo padrão de *shallowing upward* ascendente exibido pelas fácies sedimentares. A porção basal da sucessão regressiva é dominada por fácies depositadas, provavelmente, abaixo do nível de base das ondas de tempo bom, e que, no sentido do topo, são sucedidas por associações de fácies de plataforma interna, praia e de planície de maré. A principal fonte de sedimentos para esta margem da bacia é a Faixa de Dobramentos Brasília, localizada a oeste. Um dos dados para essa interpretação foram obtidas pela análise U/Pb a partir de zircões detríticos extraídos de arenitos finos da Formação Serra de Santa Helena que apresentaram duas populações distintas, uma mais antiga, de idade paleoproterozóica, e outra população, dominante, de zircões neoproterozóicos oriundos da faixa a oeste (ver idades U/Pb obtidas em zircões detríticos apresentados no Capítulo 3 e em Rodrigues, 2008). Esta assinatura indica que a Faixa Brasília foi à principal área fonte de sedimentos para esta margem da bacia.

Na Margem Oriental a Formação Sete Lagoas possui uma espessura bem menor, máximo de oitenta metros (Fig. 2.18), e suas fácies sedimentares são constituídas por carbonatos microbiais e, subordinadamente, dolomitos retrabalhados. O ambiente deposicional, característico de praia e planície de maré, era muito raso, com condições favoráveis a proliferação da atividade microbiana e a deposição de extensivos biohermas (Figura 2.12). Grande parte desta área estava protegida da zona de arrebatamento das ondas, excetuando-se, é claro, as zonas marginais, próximas a quebra da plataforma carbonática, *locus* deposicional

de brechas intraformacionais (Figura 2.12). Os dados isotópicos da Formação Sete Lagoas depositada na Margem Oriental exibem valores mais negativos na base e uma tendência crescente para os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em direção ao topo. Este contínuo crescimento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ é correlacionado à deposição de uma sucessão sedimentar com característica regressiva, depositada em lâmina d'água decrescente. A ausência da sucessão transgressiva, encontrada na base da Formação Sete Lagoas da Margem Ocidental é justificada pelo fato de que esta região era um alto estrutural do embasamento, que foi parcialmente submergido apenas no fim do trato transgressivo. Além disto, análise U/Pb de zircões detríticos extraídos de um arcózio intercalado aos biohermas dolomíticos posicionados na base da Formação Sete Lagoa apresentaram idades do Paleoproterozóico e, subordinadamente, do Arqueano (ver idades U/Pb obtidas em zircões detríticos, apresentados no Capítulo 3). Portanto, indicando uma proveniência sedimentar exclusiva de leste, do Paleocontinente São Francisco.

A Figura 2.19 ilustra a interpretação e cinco momentos da evolução tectono-estratigráfica da Formação Sete Lagoas no segmento noroeste dos afloramentos do Grupo Bambuí, comparando as margens oriental e ocidental desse segmento da bacia.

O *Tempo 1* (T1) marca o início da sedimentação na bacia. Nesta fase, o nível relativo médio do mar começou a se elevar, governado por uma subida eustática resultante da deglaciação desencadeada com o aquecimento climático global, promovendo contínua transgressão sobre áreas plataformais. Na Margem Ocidental, foram desenvolvidas, nas áreas mais elevadas, planas e protegidas do aporte de terrígenos, condições para o desenvolvimento de uma fábrica carbonática responsável pela deposição dos carbonatos com anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (*cap dolomites*), típico da Associação de Fácies Pa. Ao passo que, nas demais áreas submersas prevaleceram à deposição de terrígenos finos e sedimentos hemipelágicos, que hospedaram importantes acumulações de P_2O_5 , típicas da unidade inferior da Formação Sete Lagoas. Este evento de fosfogênese está registrado em várias bacias neoproterozóicas do mundo e foi condicionado pela alimentação da plataforma por correntes frias e profundas que entraram em operação após o estabelecimento de condições oceanográficas mais vigorosas, desenvolvidas com o início do degelo.

No *Tempo 2* (T2), os antigos sítios de sedimentação carbonática são afogados, pois nesses locais as taxas de produção carbonática não conseguem mais acompanhar as altas taxas de subida eustática. Outro aspecto importante para a inibição da fábrica carbonática é a retomada do aporte de terrígenos finos para a bacia provenientes da Faixa de Dobramentos Brasília, localizada a oeste. Neste cenário, depositadas em um contexto de lâmina d'água crescente, ambientes marinhos cada vez mais profundos passam a ocupar sítios deposicionais onde outrora dominavam ambientes marinhos rasos.

O *Tempo 3* (T3), ainda dentro do trato transgressivo, também é desenvolvido em um cenário com altas taxas de subida do nível de base e contínuo avanço da linha de costa sobre as áreas continentais a leste. Tentativas de retomada da sedimentação carbonática podem ainda ter persistido junto às bordas da margem leste da bacia, livre do aporte de terrígenos

finos e de menor gradiente topográfico. No entanto, a manutenção e preservação da fábrica carbonática dependeria, neste momento, de sua capacidade de ajuste à rápida transgressão marinha operante sobre as áreas continentais emersas situadas a leste. Para isto seria necessário que os bancos carbonáticos assumissem um padrão de empilhamento retrogradacional. Neste caso, uma delgada e extensa camada, com amplo diacronismo, poderia ter sido depositada diretamente sobre o embasamento.

O *Tempo 4* (T4) representa o período com maior lâmina d'água. Neste momento, a superfície deposicional corresponde a Superfície de Inundação Máxima e a sedimentação passa a ser desenvolvida em um padrão de empilhamento agradacional. Isto indica que a taxa de sedimentação passou a ser equivalente às taxas de geração de espaço de acomodação. Por isto, deve ser dito, que a curva de variação relativa do nível de base, apresentadas na Figura 2.19, não é necessariamente equivalente a curva de variação eustática, pois a variação relativa do nível de base é um produto dependente da interrelação entre ritmos eustáticos e ritmos tectônicos. Neste tempo, uma extensa área da Margem Oriental é invadida pelo mar, dando início à sedimentação carbonática da Formação Sete Lagoas nesse lado da bacia.

O *Tempo 5* (T5) representa o estágio final de evolução da Formação Sete Lagoas e é caracterizado por um padrão de empilhamento progradacional das sucessões sedimentares em um contexto de nível de mar alto. Neste momento, as taxas de variação relativa do nível do mar são pequenas e decrescentes, embora o nível de base continue a subir. Em função disto, a taxa de sedimentação suplantou a taxa de geração de espaço de acomodação, o que promoveu uma redução gradativa da lâmina d'água e o crescimento de cunhas progradantes de carbonato em direção as porções mais internas da bacia. O ambiente sedimentar, caracterizado por um sistema marinho em contexto de clima quente, foi propício à geração de altas taxas de produção carbonática. A fábrica carbonática estava relacionada, principalmente, a atividade microbiana. Logo, estromatólitos, na forma de extensos biohermas, e laminitos microbiais passaram a colonizar todo o domínio de água rasa, livre do aporte de terrígenos. Neste cenário, as taxas de subsidência seriam muito pequenas, o que favoreceria a diminuição das taxas de subida relativa do nível de mar. Uma das conseqüências da redução das taxas de subida relativa do nível do mar e da geração de ambientes cada vez mais rasos foi provavelmente a dolomitização intensa e pervasiva uma vez que, no sistema deposicional carbonático, este processo tende a ser intensificado durante os níveis de mar alto devido à grande interação entre os fluídos conatos e as águas meteóricas percolantes (Warren, 2000). Isto indicaria uma origem penecontemporânea para a dolomitização e explicaria o caráter estratiforme dos dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas.

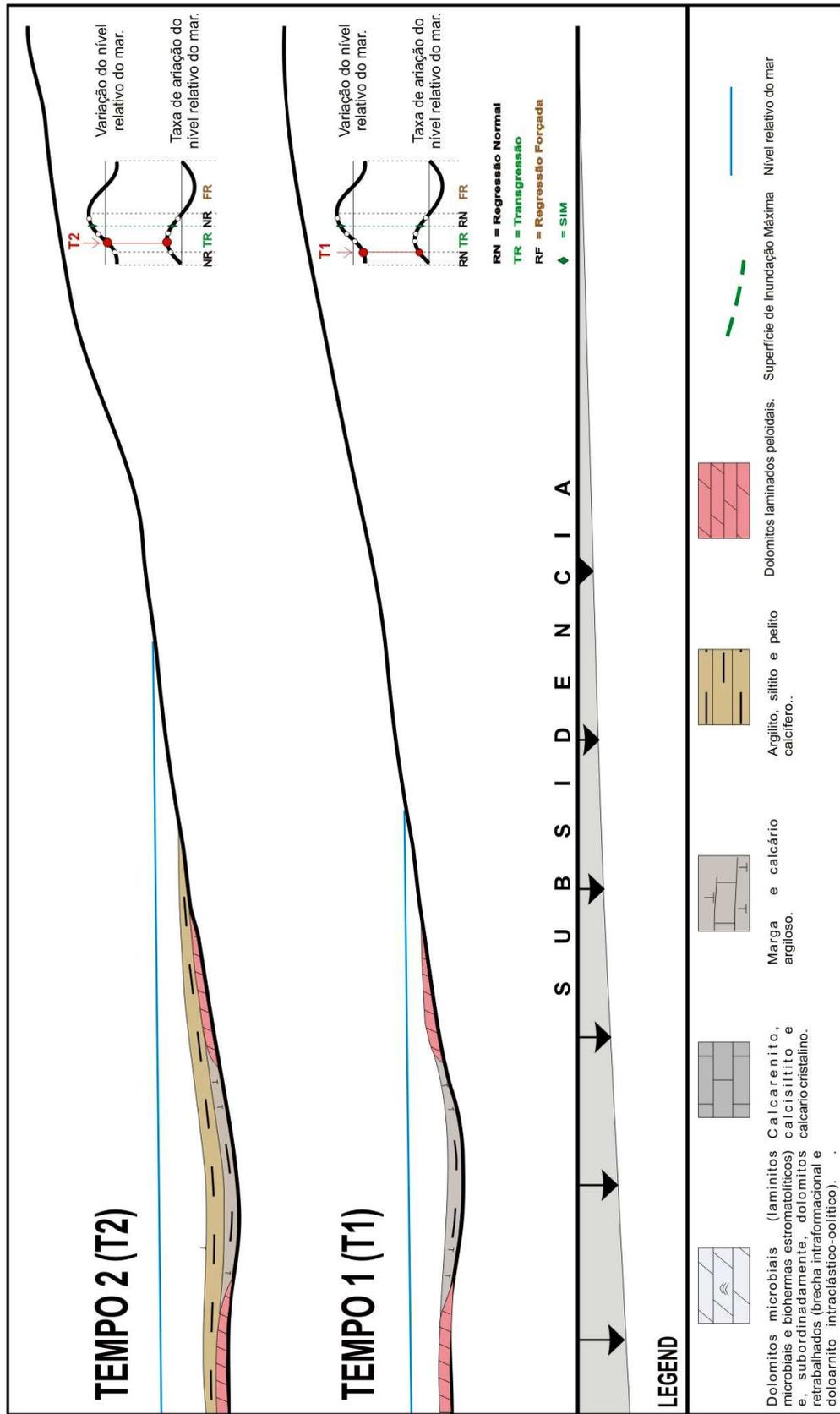
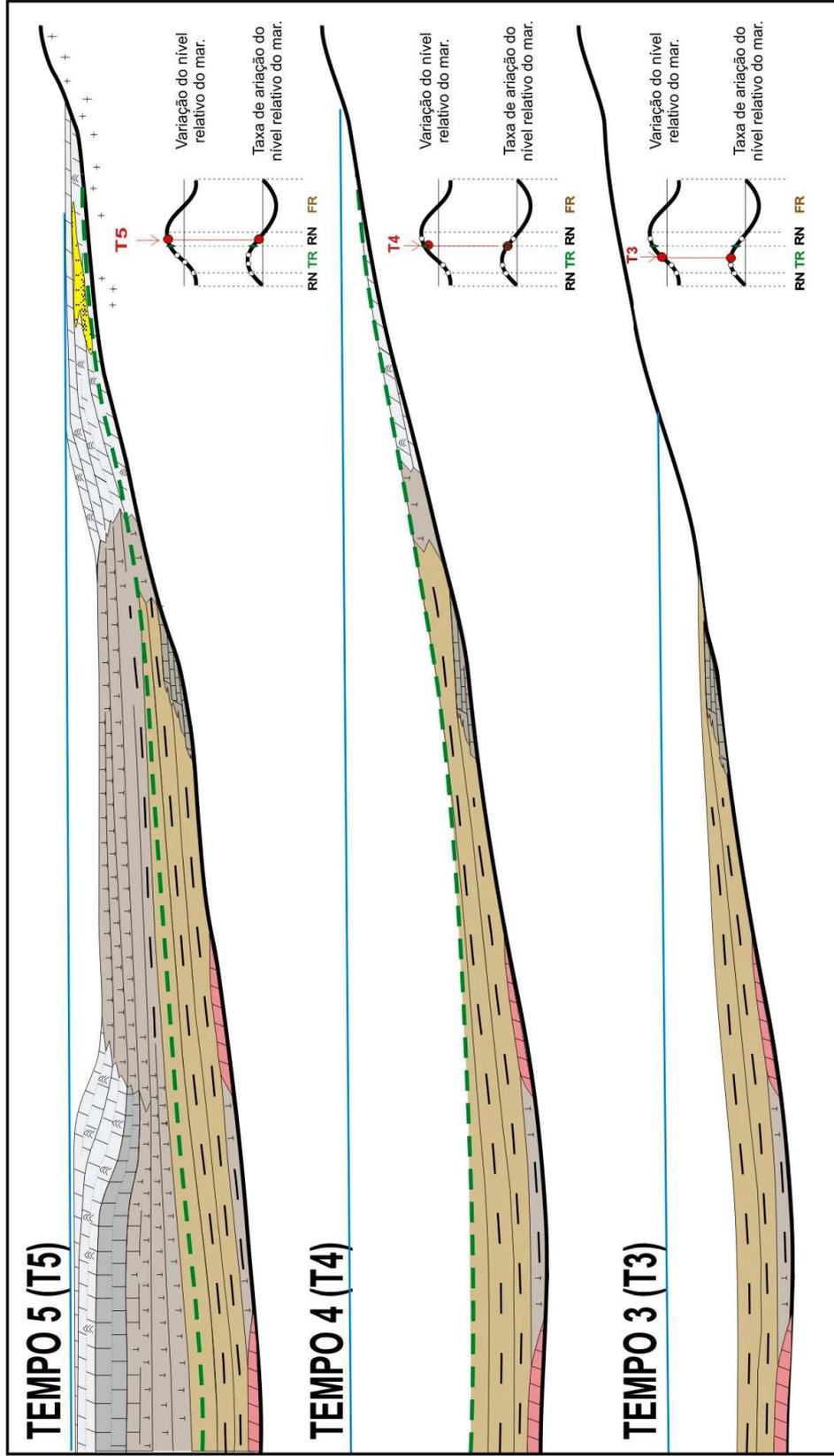


Figura 2.19 - Estágios de evolução tectônico-estratigráfica para a Formação Sete Lagoas, na área investigada. Ao lado do perfil de cada um destes estágios está indicado à posição deste tempo em relação à curva de amplitude do nível de base, relacionada ao balanço entre eustasia e subsidência, e da curva que representa a taxa de variação do nível de base, que responde pela velocidade com que é gerado ou consumido espaço de acomodação na bacia. Linha verde tracejada representa a Superfície de Inundação Máxima (SIM). Linha azul contínua indica a posição relativa do nível do mar em cada instante de tempo.

igura 19, continuação



Outro aspecto importante a ser discutido diz respeito ao tipo de regressão desenvolvida, uma vez que durante T5 (Fig. 2.19) o nível de base continuou a subir, mesmo que em taxas cada vez menores, o que caracteriza um período de regressão normal (Catuneanu, 2002). Desta forma, não é esperado, neste momento, exposição subaérea de grandes áreas e o desenvolvimento de carstificação intensa. Na verdade, isto só seria possível com o rebaixamento do nível *de base*, portanto dentro de uma fase de regressão forçada. No entanto, não há evidências contínuas e inequívocas de uma grande discordância regional entre os dolomitos de água rasa, do topo da Formação Sete Lagoas, e a base da outra seqüência, constituída de terrígenos finos de água profunda da Formação Serra de Santa Helena. Na verdade, existem apenas feições pontuais que sugerem exposição subaérea (Dardenne, 1978; Tonietto, 2010). Desta forma, existe uma possibilidade de que o nível relativo do mar tenha subido rapidamente antes mesmo que ele começasse a decrescer o que indicaria a ausência da fase de regressão forçada no topo da Formação Sete Lagoas. Isto é mais um argumento de que a curva de variação do nível de base estaria, neste momento, dissociada da curva de variação eustática. Portanto é necessária a existência de outro mecanismo que justifique este novo e rápido episódio de subida relativa do nível do mar. Subidas relativas do nível do mar podem ocorrer mesmo durante períodos de queda eustática, para isto, basta que a taxa de subsidência na bacia suplante a taxa de queda eustática. Grandes taxas de subsidência podem ter sido herdadas da atividade tectônica associada à Faixa Brasília, como uma resposta flexural da bacia à sobrecarga do cinturão orogênico desenvolvido a oeste. Neste sentido, a Faixa de Dobramentos Brasília teria contribuído não apenas com o suprimento sedimentar mas também como regulador das taxas de variação do nível do mar e na morfologia da bacia.

Baseado nos aspectos descritos no parágrafo anterior algumas conclusões, a respeito do papel da Faixa Brasília para a evolução da bacia, podem ser inferidas: (i) as taxas de subsidência provavelmente foram altas na Margem Ocidental e gradualmente menores na Margem Oriental. Isto explica porque a Formação Sete Lagoas no Setor Ocidental é mais espessa que no lado oposto, mesmo se excluirmos os dolomitos de capa e a sucessão pelito-margosa da base, não depositada do lado oriental, e, desta forma, explica também o perfil assimétrico da bacia; (ii) Períodos com alta produção carbonática devem estar associados, entre outras coisas, a períodos de quiescência tectônica. Por outro lado, a deposição de grandes quantidades de terrígenos finos deve indicar períodos de maior atividade tectônica; (iii) a presença de um alto topográfico do embasamento no Setor Oriental, já estruturado no início da sedimentação do Grupo Bambuí, pode indicar a existência de um arco periférico gerado com a consolidação do orógeno colisional. Dados geocronológicos de granitos sin-colisionais da Faixa Brasília apresenta idades aproximadas de 640 Ma (Dardenne *et al.* 2000, Serr, 1999 e Valeriano *et al.* 2004b), portanto, quando a sedimentação do Grupo Bambuí começou o orógeno já existia. A considerar a própria característica da bacia, estreita, alongada e confinada entre um orógeno colisional e um paleoalto do embasamento, e o fato de que ritmos tectônicos são um dos principais mecanismos reguladores das seqüências deposicionais, é bem razoável

assumirmos que, pelo menos nesta região, o Grupo Bambuí foi depositado em uma bacia de antepaís.

2.6 Conclusões

A considerar todos os dados levantados, analisados e discutidos neste trabalho, as principais conclusões são:

1- O segmento noroeste dos afloramentos do Grupo Bambuí representa uma bacia alongada e estreita, confinada entre dois altos estruturais situados, um a oeste formado por rochas paleoproterozóicas afetadas pela Orogênese Brasileira e um a leste formado pelas rochas do Cráton do São Francisco. Esta bacia é preenchida pelas unidades basais e intermediárias do Grupo Bambuí: Formação Jequitaí, Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena e Formação Lagoa do Jacaré;

2- A ausência da Formação Jequitaí do lado oriental da bacia e as diferenças na estratigrafia da Formação Sete Lagoas, encontradas nessas duas margens indicam um preenchimento sedimentar assimétrico com fácies sedimentares distintas para cada uma das bordas. A Formação Sete Lagoas (FSL) no lado ocidental é mais espessa, com espessuras médias ao redor de 250 metros o que contrasta com os 80 metros de espessura máxima existente na borda oriental. Na borda ocidental da bacia a FSL é caracterizada por sete associações de fácies: (i) Pa - Dolomito laminado peloidal, frequentemente, rosado; (ii) Pb – Marga e dololuto argiloso laminado; (iii) M – Siltito calcífero, marga, calciluto argiloso laminado e folhelho negro; (iv) La – Calcarenito fino a muito fino com estratificação cruzada hummocky, calcário cristalino e calciluto maciço; (v) Lb -Calcarenito fino a médio com estratificação cruzada tabular e marcas onduladas; (vi) Da – Estromatólito dolomítico e doloarenito oolíticos/intraformacional; (vii) Db -Laminito microbial e dololuto com estrutura de ressecamento. Do ponto de vista paleoambiental a deposição destas associações de fácies ocorreu ao longo de um *trend* transgressivo, no início, seguido por um *trend* regressivo, caracterizada por um contexto de gradativo enraseamento do paleoambiente. Em contraste, na Margem Oriental a Formação Sete Lagoas é mais delgada, formada exclusivamente por fácies de dolomitos microbiais de água rasa onde se desenvolveram extensos biohermas e laminitos microbiais das associações de fácies Dc e DD;

3- Dados isotópicos da Formação Sete Lagoas (FSL) na Margem Ocidental mostram que a curva de $\delta^{13}\text{C}$ é caracterizada por um segmento inicial com valores negativos e decrescentes de $\delta^{13}\text{C}$ (-3,0 a -5,5 ‰) nos dolomitos de capa, pertencentes a Associação de Fácies Pa, seguido por valores crescentes de ‰, que nos calcários e dolomitos das associações de fácies

La, Lb, Da e Db variam entre -1,0 e +1,0 ‰. A máxima excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ está na passagem do segmento decrescente da curva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para o segmento crescente da curva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, este ponto é interpretado como o representante da Superfície de Inundação Máxima (SIM) na bacia. Assinatura isotópica dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para os dolomitos de capa pertencentes à Associação de fácies Pa (-12,0 a -8,0 ‰), são consistentemente diferentes dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de litofácies carbonáticas descritas nos níveis estratigráficos superiores (-8,0 a -3,0 ‰). Além disso, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ exibem, ao contrário dos valores $\delta^{13}\text{C}$, uma resposta diferenciada para os calcários e dolomitos do topo da FSL. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ para os calcários das Associações de Fácies La/Lb variam de -3,5 ‰ a -6,5 ‰, enquanto os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ para os dolomitos da Associação de Fácies Da/Db variam de -6,5 ‰ e -8,0 ‰. Uma das hipóteses é a de que a composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ primária não foi preservada na Associação de Fácies Da/Db, posto que estes dados foram afetados pelo processo posterior de dolomitização. Na Margem Oriental da bacia os valores absolutos de isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ são similares ao da margem oposta, porém a curva ao longo da estratigrafia é diferente, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativos na base da seção, gradualmente se elevando para o topo da sucessão estratigráfica. A passagem da Formação Sete Lagoas para a Formação Serra de Santa Helena é caracterizada por uma notável excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ (~ +10‰);

4- Na Margem Oriental, a notável discordância erosiva que separa os dolomitos de água rasa das rochas do embasamento está associada à ausência dos depósitos glaciais da Formação Jequitai e as ausências do dolomitos de capa e da sequência pelito-margosa, que caracterizam o segmento decrescente da curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ para a Formação Sete Lagoas descrita na Margem Ocidental. Logo a falta da porção basal da sucessão estratigráfica da Formação Sete Lagoas na Margem oriental indica a existência de um paleoalto do embasamento. Este paleoalto esteve emerso durante os estágios iniciais de sedimentação da Formação Sete Lagoas, sendo parcialmente afogado apenas no período do trato de sistema de mar alto onde existia um ambiente marinho raso, livre do aporte de terrígenos;

5- O balanço entre as taxas de produtividade carbonática e o aporte de terrígenos finos foi governado pela interação entre a taxa de subida relativa do nível do mar e à atividade tectônica ligada a Faixa Brasília. Pequenas taxas de subida relativa do nível do mar em períodos de quiescência tectônica foram favoráveis à sedimentação carbonática. Por outro lado, as altas taxas de subida relativa do nível do mar acompanhadas de atividade tectônica inibiram a fábrica carbonática e aumentaram o suprimento de terrígenos para a bacia;

6- A Formação Sete Lagoas representa uma seqüência deposicional constituída de um trato transgressivo, de curta duração, e um trato de mar alto, de longa duração. A sua evolução

estratigráfica foi controlada pelas taxas de subida relativa do nível do mar, pela produtividade de sedimentos carbonáticos e pelo influxo de terrígenos advindos da Faixa Brasília. Em um primeiro momento, a sedimentação ocorreu em um contexto de rápidas taxas de subida do nível de base e forte transgressão sobre as áreas continentais emersas a leste. A redução gradativa das taxas de subida relativa do nível do mar permitiu o desenvolvimento de um padrão, inicialmente, agradacional, que evolui para um padrão progradante, à medida que a lâmina d'água se tornou mais rasa e a produtividade carbonática começou a aumentar;

7- Associação de fácies de água rasa, depositadas durante o trato de mar alto, e o caráter estratiforme dos dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas, favorece a interpretação de uma dolomitização contemporânea a sedimentação carbonática;

8- A ausência de uma discordância regional no topo da Formação Sete Lagoas e evidência de contínua subida do nível de base, embora as taxas de subida relativa do nível do mar tenham sido decrescentes, favorecem a interpretação de que houve apenas regressão normal na Formação Sete Lagoas. Desta forma, é provável que a seqüência deposicional superior, representada pela chegada dos terrígenos finos da base da Formação Serra de Santa Helena, tenha sido conseqüência de um rápido aumento nas taxas de subida relativa do nível do mar, antes mesmo, que este começasse a cair e iniciasse uma fase de regressão forçada na bacia. Este rápido aumento das taxas de subida do nível de base foi, provavelmente, uma conseqüência do aumento da taxa de subsidência. O aumento da taxa de subsidência é atribuído a atividade tectônica relacionada Faixa de Dobramentos Brasília com uma resposta em subsidência flexural em direção a borda estável da bacia a leste;

9- Se considerarmos alguns aspectos como: (i) a assimetria da bacia e a maior espessura estratigráfica da Formação Sete Lagoas no lado oeste; (ii) a maior participação de sedimentos terrígenos nas seções estratigráficas do Setor Ocidental; (iii) desenvolvimento de um paleoalto do embasamento, candidato a arco periférico, onde foi desenvolvido uma eficiente fábrica carbonática, livre da influência de terrígenos oriundos da Faixa Brasília e; (iv) o papel de ritmos tectônicos como um dos principais mecanismos reguladores das seqüências deposicionais; Podemos considerar que a Faixa Brasília exerceu um controle notável sobre a evolução tectôno-sedimentar do Grupo Bambuí, pelo menos, na área investigada;

3

Capítulo 3

Novos dados U/Pb e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: Implicações para a idade máxima de sedimentação do Grupo Bambuí e de sua unidade glacial basal (Jequitaiá Formation ?) no Cráton do São Francisco.

3.1 Introdução

As Sucessões Neoproterozóicas em território brasileiro registram um importante elo geotectônico entre os estágios que antecederam a cratonização de grandes blocos continentais (Amazônia, Rio de La Plata, São Francisco e etc), provenientes da Trogênese Toniana do Supercontinente Rodínea, e a consolidação da plataforma brasileira. Elas são representadas por extensas sucessões plataformais, preservadas da deformação e do metamorfismo nas áreas cratônicas, e por espessas sucessões marinhas rasas e profundas que foram deformadas e metamorfizadas, quando incorporadas as Faixas Móveis Brasileiras.

Ao longo de toda sua história evolutiva as sucessões neoproterozóicas registraram importantes mudanças biológicas e climáticas. Uma vez que durante o término do Neoproterozóico ocorreu aquele que talvez tenha sido o mais importante salto evolutivo dos seres vivos durante toda a história geológica que foi o surgimento de organismos eucariontes multicelulares (Cloud & Glaessner, 1982; Glaessner & Wade, 1966). Estes organismos estão representados em diversas comunidades faunísticas encontradas e descritas em depósitos ediacaranos de todos os continentes. Além disto, ocorreu no Neoproterozóico entre dois e quatro eventos glaciais com repercussão global, principalmente durante os períodos Criogeniano e Ediacarano (Evans, 2000; Hoffman *et al.* 1998a; Hoffman & Schrag, 2002; Hoffman *et al.* 2007; James *et al.* 2001; Kennedy *et al.* 1998; Kirschvink, 1992). Isto pode ser comprovado pela ocorrência de depósitos glaciais encontrados na base de sucessões neoproterozóicas, recobertos por vasta sedimentação carbonática, indicando a alternância de períodos de clima frio e quente. No entanto, a magnitude e a idade destes eventos climáticos são ainda amplamente debatidas pelos geocientistas (Hoffman & Schrag, 2002; Jacobsen & Kalfman, 1999; Kennedy *et al.* 1998; Knoll, 2000). Porém, a que tudo indica, estes eventos podem ser identificados e correlacionados ao longo de diferentes bacias neoproterozóicas do mundo (Gaucher *et al.* 2003; Gidding & Wallace, 2009; Hoffman & Schrag, 2002; Jacobsen & Kalfman, 1999; James *et al.* 2001; Kennedy, 1996; Knoll *et al.* 1986; Le Guerroué *et al.* 2006; Ling *et al.* 2007; Misi *et al.* 2007; Nédélec *et al.* 2007).

No Brasil, pelo menos dois grandes eventos glaciais estão razoavelmente bem documentados nas sucessões neoproterozóicas. Evidências da Glaciação Esturtiana (ca. 725 Ma), de idade criogeniana, são descritas no Cráton do São Francisco (Babinski, 1999; Santos *et al.* 2004; Alvarenga *et al.* 2007b, Vieira, 2007), no Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai,

ao passo que evidências da glaciação mais nova, associadas ao evento Marinoano (ca. 635 Ma), estão presentes no Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai (Alvarenga *et al.* 2007a, Boggiani *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007) . Além destes, um terceiro evento, mais jovem, correlacionado a Glaciação Gaskeriana (ca. 580 Ma), têm sido inferidos em sucessões glaciais de idade ediacarana da Faixa Paraguai (Figueiredo, 2006). No entanto, faltam ainda dados geocronológicos mais consistentes que permitam a correlação e a melhor delimitação temporal dessas unidades glaciais e das sequências carbonáticas que as sucederam.

Neste capítulo são apresentados alguns novos dados de idade U/Pb de zircões detríticos e dados de razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que em conjunto com dados da estratigrafia do Grupo Bambuí, são utilizados para: (i) melhorar a resolução temporal dos depósitos glaciais da base, tradicionalmente, correlacionada a Formação Jequitai e da sequência pelito-carbonática, posicionadas acima, pertencentes às formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré; (ii) auxiliar nos estudos de proveniência sedimentar e na identificação das prováveis áreas fontes operantes nas diferentes margens da bacia; (iii) contribuir para o estudo da evolução tectônica da Faixa Móvel Brasília e para a definição de uma idade máxima para os eventos de deformação ocorridos após a deposição do Grupo Bambuí;

3.1.1 Idade do Grupo Bambuí

Para o Grupo Bambuí existe ainda incerteza no que concerne a idade de sedimentação desta unidade e de alguns eventos climáticos e deformacionais que afetaram esta unidade durante o seu desenvolvimento. Relativamente, o *timing* de sedimentação desta unidade está limitado na idade máxima pelo evento glacial da base, tradicionalmente, associados à Formação Jequitai e na idade mínima pela deformação impressa em seus estratos, associados aos últimos eventos tectônicos da Faixa de Dobramentos Brasília.

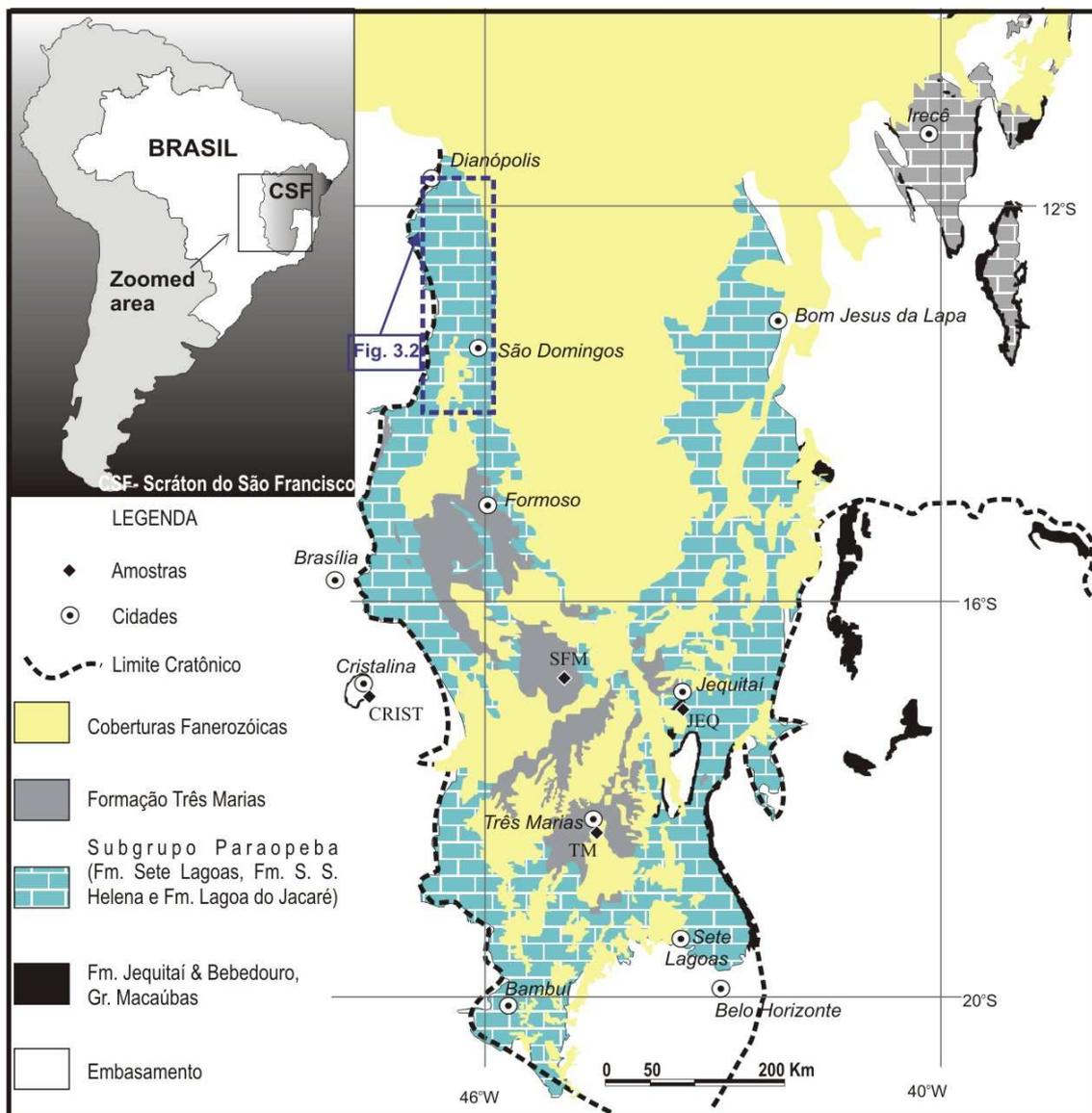


Figura 3.1 - Mapa geológico exibindo a distribuição do Grupo Bambuí e da Formação Jequitai ao longo da porção ocidental do Crátão do São Francisco. Retângulo tracejado em azul representa a localização do mapa geológico da área investigada (Fig.3.2). Modificado de Bizzi *et al.* 2001 e Rodrigues (2008).

As primeiras estimativas de idade do Grupo Bambuí foram de 900 a 650 Ma com base na identificação de estromatólitos colunares como pertencentes ao Supergrupo *Gymnosolenida*, com aproximação aos Grupos *Gymnosolen* e *Boxonia* (Marchese, 1974; Dardenne, 1979), e *Linnela avis* (Dardenne, 1981). Datações Rb/Sr realizadas em pelitos das formações Paraopeba, Três Marias apresentam idades de sedimentação e diagênese de 640 ± 15 e 590 ± 40 Ma, respectivamente (Parenti Couto *et al.* 1981). Idade Rb/Sr de 619 ± 17 Ma foi obtida nos pelitos da Formação Paraopeba na região de Januária em Minas Geraes (Bonhome, 1976). Idade Pb/Pb em carbonatos da Formação Sete Lagoas indicou valores de 740 ± 22 Ma (Babinski *et al.* 2007). Esta idade integrada com as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ limitam a idade de sedimentação do Grupo Bambuí, e unidades neoproterozóicas correlatas (Grupos Una e

Vazante), ao intervalo entre 700 e 600 Ma (Alvarenga *et al.* 2007a, Kawashita, 1998; Misi, 1999; Vieira, 2007). Pelo método U/Pb em zircões detríticos da matriz do conglomerado Samburá, Dardenne *et al.* (2003) obtiveram idades de 1,8 a 0,65 Ga, interpretadas como as idades de cristalização das rochas-fontes desses ruditos. No entanto, novas datações baseadas na razão U/Pb de zircões detríticos extraídos de níveis terrígenos da base do Grupo Bambuí apresentaram idades deposicionais máximas em torno de 610 Ma (Rodrigues, 2008), portanto mais jovem do que as idades consideradas até então.

3.2 Dados Isotópicos U/Pb e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Grupo Bambuí na borda noroeste do Cráton do São Francisco

Com o objetivo de refinar a resolução temporal do Grupo Bambuí é apresentado neste trabalho novos dados geocronológicos (U/Pb) e dados de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, referentes às unidades inferiores, e dados sedimentológicos e estratigráficos que balizam as idades deposicionais do Grupo Bambuí e da Glaciação Jequitaiá, correlacionada na literatura com eventos globais de glaciações.

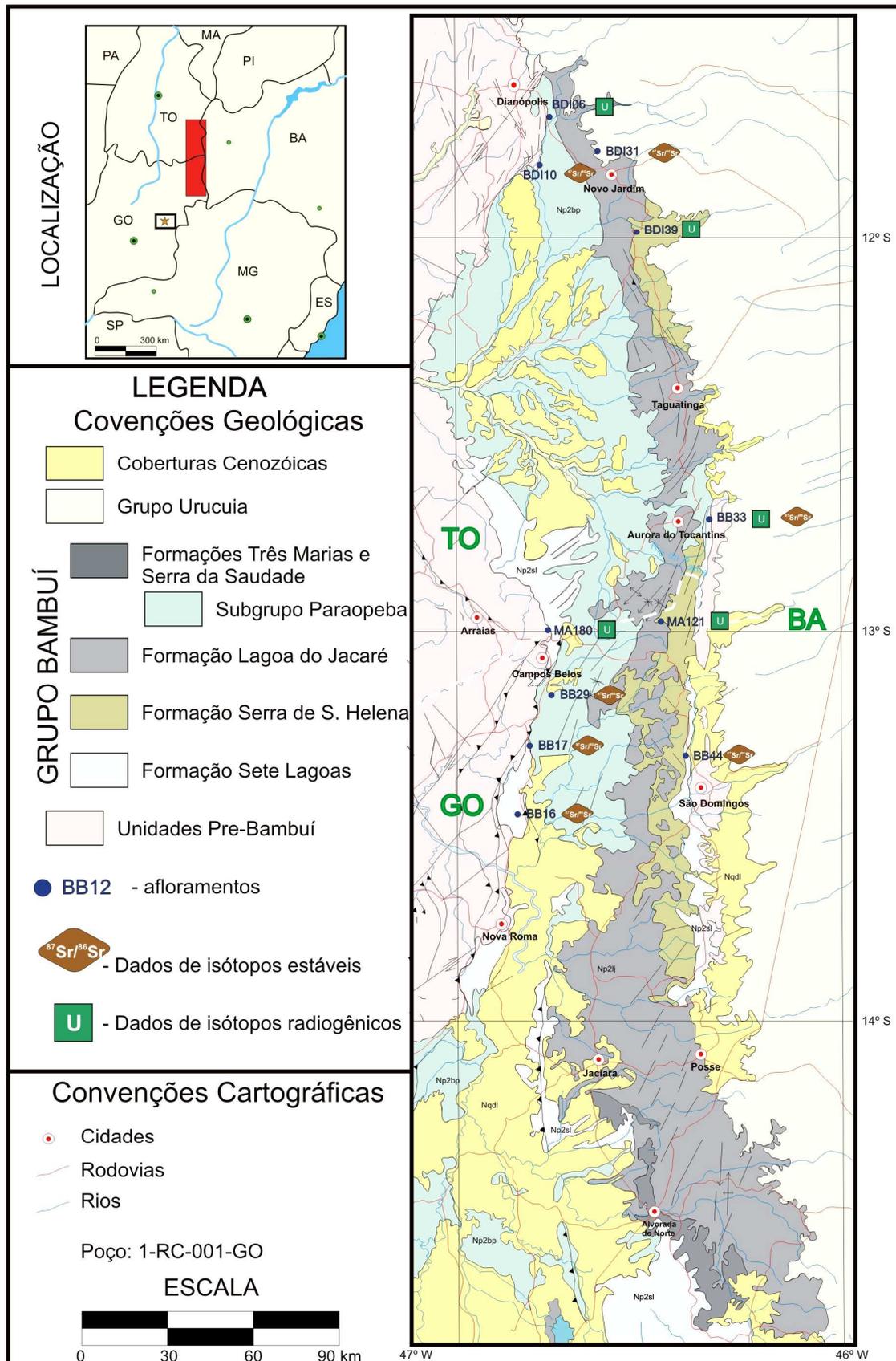


Figura 3.2 - Mapa Geológico 1:1000000 da área de trabalho, contendo a localização dos pontos com análises geocronológicas e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Modificado de Souza *et al.* (2004).

3.2.1 Procedimentos analíticos

3.2.1.1 Isótopos radiogênicos (U/Pb)

As análises de isótopos radiogênicos foram executadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, consorciado da Rede Geochronos. A separação de concentrados de zircão foi realizada conforme o procedimento padrão do laboratório, no qual a amostra é reduzida via britador de onde se extrai a fração inferior a 500 μm . A partir deste material são concentrados os minerais pesados com uso de bateia. O concentrado é passado pelo separador isodinâmico Frantz e finalmente o zircões e/ou monazitas são separados manualmente em lupa binocular. Para a confecção dos 3 *mounts* não foi realizado nenhum processo de seleção dos zircões, visando uma amostragem aleatória das populações existentes nos sedimentos. Os *mounts* foram confeccionados com resina epóxi (a frio), desgastados e polidos para exposição do interior dos grãos. Para a limpeza dos *mounts* foi utilizado banho com ácido nítrico diluído (3%), água Nanopure® em ultrassom e por último em acetona para extração de qualquer resíduo de umidade (Rodrigues, 2008).

As análises isotópicas foram realizadas no LAM-MC-ICP-MS *Neptune* (Thermo-Finnigan) acoplado ao Nd-YAG ($\lambda=213\text{nm}$) *Laser Ablation System* (New Wave Research, EUA). A ablação dos grãos foi realizada em *spots* 25-40 μm , em modo *raster*, com frequência de 9-13 Hz e intensidade de 0.19 a 1.02 J/cm². O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (~0.40 L/min) e Ar (~0.90 L/min). Em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 para a correção da deriva do equipamento, assim como o fracionamento entre os isótopos de U e Pb. Para a verificação da acurácia foram realizadas análises no padrão FC-1 (Rodrigues, 2008).

Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1 segundo. O procedimento de coleta de dados seguiu a seqüência de leitura: - 1 branco, 1 padrão, 3 amostras, 1 banco e 1 padrão. Em cada leitura são determinadas as intensidades das massas 202Hg, 204 (Pb+Hg), 206Pb, 207Pb, 208Pb e 238U.

A redução dos dados brutos, que inclui as correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum, foram realizadas em planilha EXCEL, confeccionada no próprio laboratório.

As incertezas associadas às razões apresentadas nas tabelas são de 1σ , em porcentagem. As idades foram calculadas utilizando o ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

3.2.1.2 Razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Para a análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram pulverizadas 50 mg de amostras digeridas por ácido acético 0,5N. Após segundo ataque ácido com HCl 2,5N o Sr foi separado em colunas

orgânicas primárias grandes. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras foi determinada pelo espectrômetro de massa de ionização termal, marca Finnigan MAT 262, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

3.2.2 Resultados

Para a análise das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram selecionadas litofácies carbonáticas da Formação Sete Lagoas e da Formação Lagoa do Jacaré. Já as análises U/Pb foram feitas a partir de zircões detríticos extraídos de litofácies siliciclásticas como ritmitos, arenitos finos e diamictitos presentes na Formação Jequitaí, na Formação Sete Lagoas e na Formação Serra de Santa Helena.

3.2.2.1 Idade U-Pb em zircões

Amostras para análise U/Pb em zircões detríticos foram selecionadas de litofácies siliciclásticas como ritmitos, arenitos finos e diamictitos presentes da Formação Jequitaí, da Formação Sete Lagoas e da Formação Serra de Santa Helena.

Formação Jequitaí

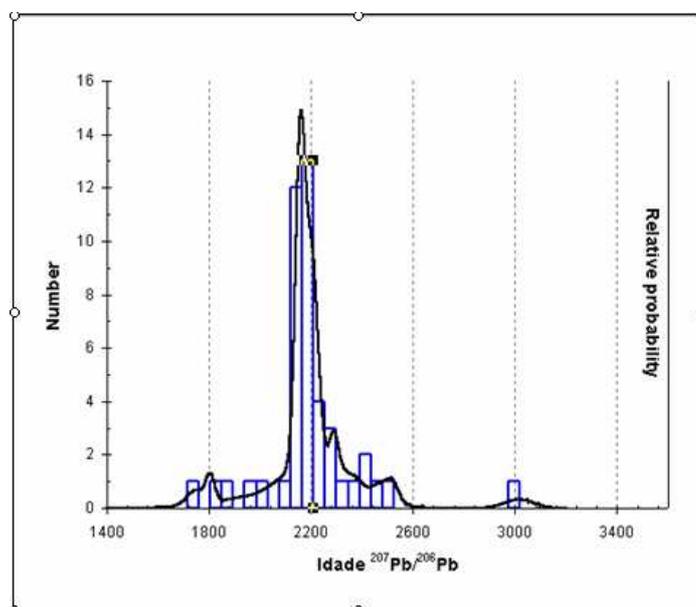


Figura 3.3 - Histograma das frequências de idade obtidas em quarenta e cinco (45) zircões detríticos extraídos de um diamictito da Formação Jequitaí (Amostra MA-180). Localização: 13°01'36,37" N - 46° 44'42,70" W. Para localização ver Figura 3.2.

A partir da amostra de um diamictito da Formação Jequitaí (MA-180) foi extraído uma população de sessenta zircões, dos quais alguns foram descartados devido à grande erro analítico ou não concordância. O diamictito analisado está situado acima da discordância

basal que o separa dos metassedimentos paleoproterozóicos, e logo abaixo, em aparente conformidade, com a sucessão pelito/margosa da Unidade Inferior da Formação Sete Lagoas. Ao todo, quarenta e cinco zircões foram utilizados na construção do histograma de frequência (Fig. 3.4). A distribuição das idades, entre 1700 e 3000 Ma, mostra uma contribuição dominante de áreas fontes paleoproterozóicas, entre 2100 Ma e 2200Ma, com apenas um grão oriundo de fonte arqueana.

Formação Sete Lagoas

A sucessão estratigráfica descrita como pertencente a Formação Sete Lagoas na área investigada (Fig. 3.2), aflorante em ambas as margens deste setor da bacia, é diferente, por isto foram selecionados pontos de amostragem para determinação de idades U/Pb tanto na Margem Ocidental quanto na Margem Oriental. No entanto, para a Margem Ocidental as amostras extraídas a partir de camadas de siltito associados à sucessão pelito-margosa pertencentes à Unidade Inferior (Fig.3.3) da Formação Sete Lagoas foram estéreis em zircões.

Na Margem Oriental foram selecionadas duas amostras extraídas nas cercanias de Aurora do Tocantins – TO e, outra, próxima à cidade de Dianópolis-TO.

A amostra proveniente da região de Aurora de Tocantins – TO, ao lado do Rio da Palma, (Fig. 3.2 - BB33) foi extraída de um arenito arcoziano grosso, mal selecionado, de matriz dolomítica e quartzosa e cimento dolomítico. Os grãos maiores, de granulometria grossa, são arredondados a sub-arredondados enquanto os grão menores são, na grande maioria, angulosos a sub-angulosos. Esses leitos arcozianos encontram-se intercalados e interdigitados aos biohermas estromatólitos pertencentes aos dolomitos da Unidade Superior da Formação Sete Lagoas que, nessa área, repousam diretamente em discordância sobre o embasamento gnáissico/migmatito aflorante. A partir desta amostra foi extraída uma população de zircões de boa qualidade, os quais foram utilizados para análise geocronológica. Para todos os zircões analisados as idades calculadas variaram entre 2050 Ma e 2250 Ma, indicando uma proveniência de rochas fontes paleoproterozóicas (Fig. 3.5).

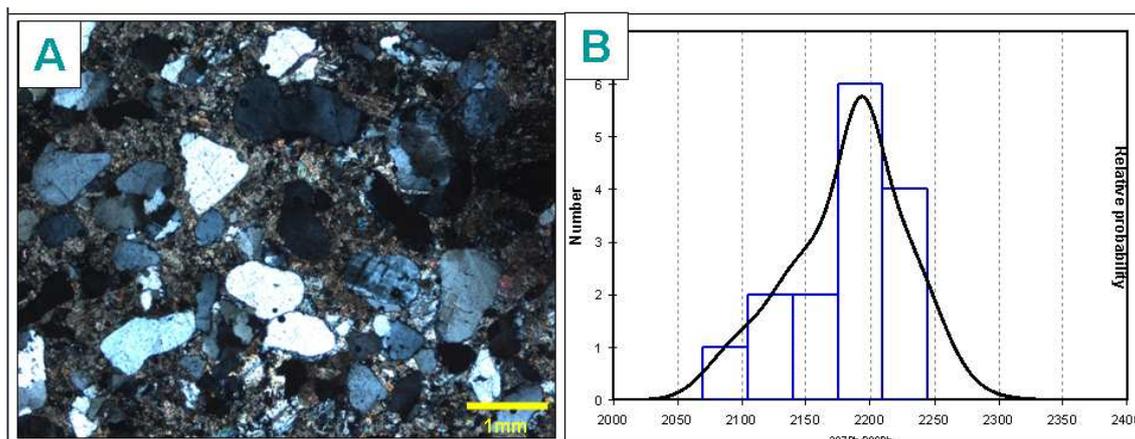


Figura 3.4 - (A) Fotomicrografia de lâmina delgada, com nicóis cruzados, de uma amostra extraída de um leito de arenito arcoziano grosso, associado com biohermas estromatolíticas pertencentes aos dolomitos da Unidade Superior da Formação Sete Lagoas. Notar a grande concentração de cristais de Microclina – (B) Histograma de frequência de idades dos zircões extraídos a partir de arenito arcoziano da base do Grupo Bambuí, Rio da Palma, próxima a cidade Aurora do Tocantins-TO (Fig. 3.2 -BB33). Localização: 12°48'10,79" N - 46° 22'5,45" W. Para localização ver Figura 3.2.

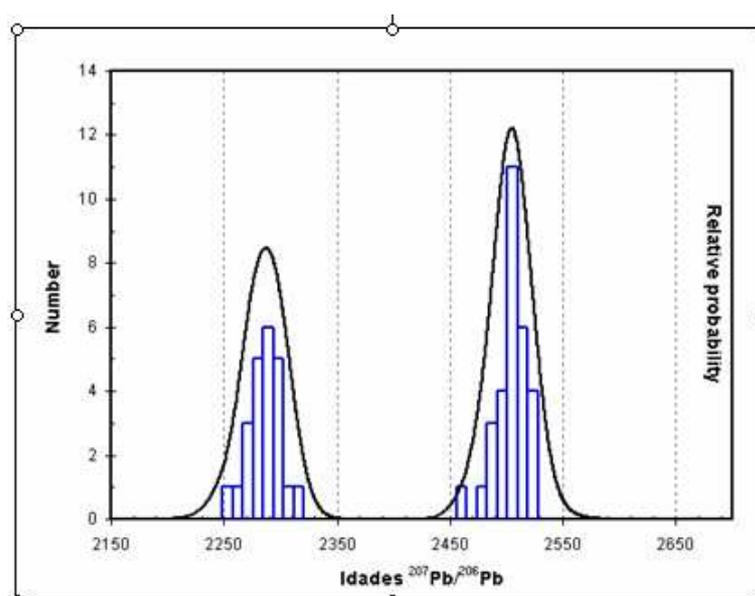


Figura 3.5 - Histograma das frequência de idade obtidas em zircões detríticos extraídos de um nível de arenito quartzoso da base do Grupo Bambuí (Amostra BDI-06), próximo de Dianópolis-TO. Localização: 11°41'08,46" N - 46° 44'49,29" W. Para localização ver Figura 3.2.

A outra amostra extraída da Unidade Inferior da Formação Sete Lagoas veio do ponto BDI-06, localizado próximo à cidade de Dianópolis, no limite setentrional da bacia. A litofácies é representada por um arenito quartzoso grosso, que está assentado em discordância erosiva sobre os xistos e granitos deformados do embasamento. Nesta amostra, os zircões analisados apresentaram, em termos de idade, dois grupos de idades distintas. Um grupo de zircões mais jovens, com idades entre 2250 Ma e 2330 Ma, e outro grupo mais antigo (2450 Ma a 2530 Ma)

contendo zircões com idades que vão do fim do Arqueano até o início do Paleoproterozóico (Fig. 3.6).

Formação Serra de Santa Helena

Na Formação Serra de Santa Helena foram extraídas amostras de siltitos, do topo, e arenitos finos a muito finos, encontrados na porção intermediária desta unidade. Algumas amostras tiveram poucos zircões, entretanto duas amostras (MA-121 e BDI-39) apresentaram quantidades satisfatórias (mais de 20 zircões cada) para as determinações U-Pb.

A amostra MA-121 é constituída por siltitos arenosos extraídos de corpos de geometria lenticular envoltos por siltitos argilosos, localmente calcíferos, do topo da Formação Serra de Santa Helena. Esta amostra foi prolífera no número de zircões concentrados. Ao todo, sessenta zircões foram analisados sendo que, destas análises, cinquenta e duas foram utilizadas para a construção dos diagramas de frequência (Fig. 3.7A e B). As idades apresentadas mostram um amplo espectro, que vão de 480 Ma (Cambriano) a 3300 Ma (Arqueano). As duas maiores populações, incluem idades neoproterozóicas, entre 550 e 1000 Ma e ápice de 600 Ma, e outra, mais antiga, de idades paleoproterozóicas, entre 1600 e 2400 Ma, predominando idades ao redor de 1800 Ma (Fig. 3. 7 A e B). Dois grãos apresentaram uma idade inferior a 542Ma, na passagem para o Cambriano.

A outra amostra (BDI39) foi extraída de camadas tabulares de arenito micáceo de granulometria muito fina posicionados no meio da Formação Serra de Santa Helena, próximo à cidade de Taguatinga-TO. Assim como na amostra MA121, a amostra do ponto BDI39 também possui zircões com amplo espectro de idade. Idades calculadas variam de 630 Ma até 3400 Ma, no entanto, existe uma população dominante de zircões neoproterozóicos, com ápice entre 630 e 660 Ma (Fig.3.7C e D).

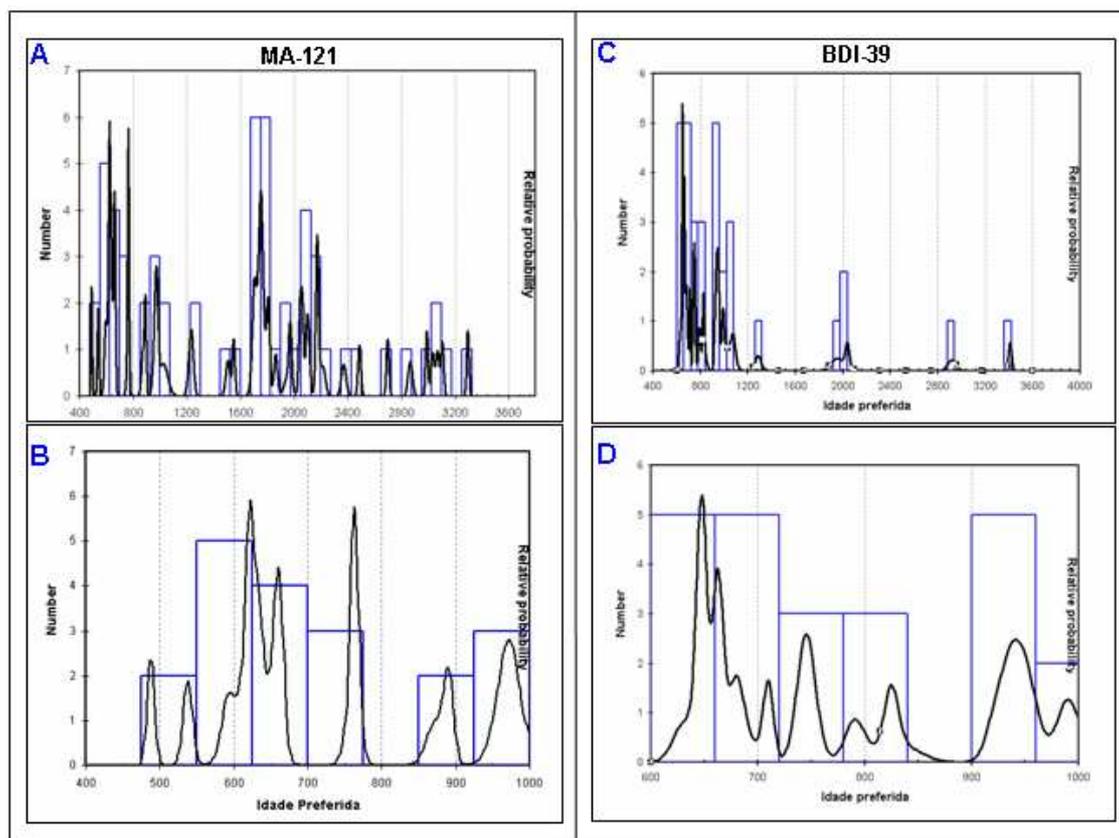


Figura 3.6 - (A) Histograma das freqüência de idade obtidas em zircões detríticos extraídos de um nível de siltito arenoso próximo ao topo da Formação Serra de Santa Helena (Amostra MA-121). Localização: 13°03'29,66" N - 46°31'28,25" W. Para localização ver Figura 2; (B) Histograma detalhado dos zircões neoproterozóicos para a amostra MA-121; (C) Histograma da população de zircões extraídos de um nível de arenito muito fino da seção intermediária da Formação Serra de Santa Helena (Amostra BDI-39). Localização: 11°57'01,54" N - 46°28'50,32" W. Para localização ver Figura 2. (D) Histograma detalhado dos zircões neoproterozóicos para a amostra BDI-39;

3.2.2.2 Razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Formação Sete Lagoas

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi medida em amostras de oito pontos (BDI10, BDI16, BDI31, BB16, BB17, BB29, BB33 e BB44) – TABELA 1. Os valores medidos para as razões isotópicas de estrôncio variaram de 0,7077 até 0,7111 (Fig. 3.8). Devido a grande diferença de valores houve forte suspeita de que, pelo menos, parte, destas razões isotópicas, não corresponderia às razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ originais. No entanto, as baixas concentrações de estrôncio das amostras analisada, normalmente inferiores a 200 ppm, os altos valores das razões Mn/Sr, acima de 1, principalmente nas fácies mais dolomíticas, e valores improváveis, anormalmente altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (kaufman & Jacobsen, 1999; Halverson, 2007) para amostras do neoproterozóico, levaram a uma suspeita de que as razões isotópicas primárias não foram preservadas nestas amostras. Baseado nestes critérios foi considerado que as duas amostras pertencentes ao ponto BB16, localizado na Unidade Intermediária da Formação Sete Lagoas (Fig. 3.3), estariam

com as razões isotópicas primárias preservadas pois apresentaram alto conteúdo de Sr (>500ppm) e baixas razões Mn/Sr (<0,1) (Fig. 3.9).

As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7077a 0,7078, satisfizeram as condições geoquímicas consideradas e foram consideradas como razões primárias para os carbonatos da Formação Sete Lagoas.

Formação Lagoa do Jacaré

Na Formação Lagoa do Jacaré foram obtidas amostras do ponto BDI31, localizado próximo à cidade de Novo Jardim-TO. Nesta seção a Formação Lagoa do Jacaré é representada por bancos decimétricos de calcário cinza-escuro a negro, às vezes recristalizado e contendo grandes cristais de calcita preta. Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em quatro amostras apresentaram valores entre 0,7074 e 0,7076 (TABELA 3.1 e Fig. 3.8). Estes valores são consistentes e devem representar os valores primários dos isótopos de estrôncio, uma vez que as concentrações de Sr nestas amostras são altas, maiores que 600ppm, e a razão Mn/Sr é baixa, menor que 0,05 (Fig.3.9).

TABELA 3.1 – Dados de litoquímica e de razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em amostras de carbonatos das Formação Sete Lagoas e da Formação Lagoa do Jacaré.

Formation	Id.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	CaO %	MgO %	Mn ppm	Sr ppm	Mn/Sr	Mg/Ca
<i>Lagoa do Jacaré</i>	BDI 31D	0,70757	56,34	0,3	25	625	0,040	0,01
	BDI 31C	0,70744	55,62	0,38	30	1189	0,025	0,01
	BDI 31B	0,70756	55,77	0,4	20	954	0,021	0,01
	BDI 31A	0,70749	54,83	0,66	26	1260	0,021	0,01
<i>Sete Lagoas</i>	BDI 10H	0,71186	51,84	4,58	2092	270	7,7	0,09
	BDI 10F	0,71181	49,39	5,61	1317	247	5,3	0,11
	BDI 10E	0,71521	35,74	1,24	775	425	1,8	0,03
	BDI 10D	0,71522	25,28	21,09	4106	223	18,4	0,83
	BDI 10B	0,70947	45,44	2,32	387	224	1,7	0,05
	BDI 16C	0,71106	25,01	2,7	2014	492	4,1	0,11
	BDI 16B	0,71193	20,67	5,48	2401	204	11,8	0,27
	BB 16 H	0,70768	54,95	0,11	31	2328	0,0	0,00
	BB 16 N	0,7078	52,14	1,15	124	643	0,2	0,02
	BD 17 D	0,70938	34,58	26,37	39	108	0,4	0,76
	BB 29 A	0,71108	33,09	25,11	140	89	1,6	0,76
	BB 29 C	0,70996	34,85	25,41	70	72	1,0	0,73
	BB 33 G	0,70947	33,23	24,99	163	61	2,7	0,75
	BB 44 J	0,7109	32,75	25,05	178	85	2,1	0,76
	BB 44 K	0,70942	33,56	25,73	132	76	1,7	0,77
	BB 44 W	0,70999	33,82	25,61	171	57	3,0	0,76
BDI 63 C	0,70907	35,59	24,52	124	81	1,5	0,69	

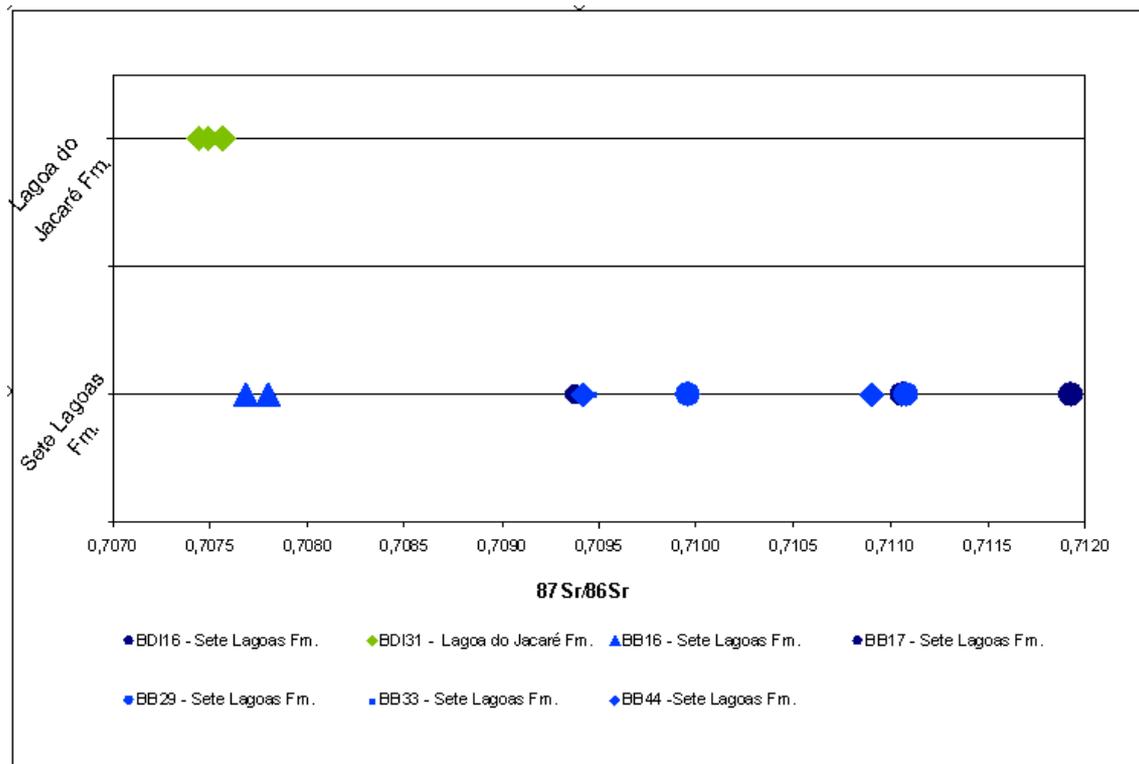


Figura 3.7 - Gráfico com a distribuição dos valores das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as diversas amostras de carbonatos extraídos da Formação Sete Lagoas, no setores ocidental e oriental, e da Formação Lagoa do Jacaré, representada pelo ponto BDI31.

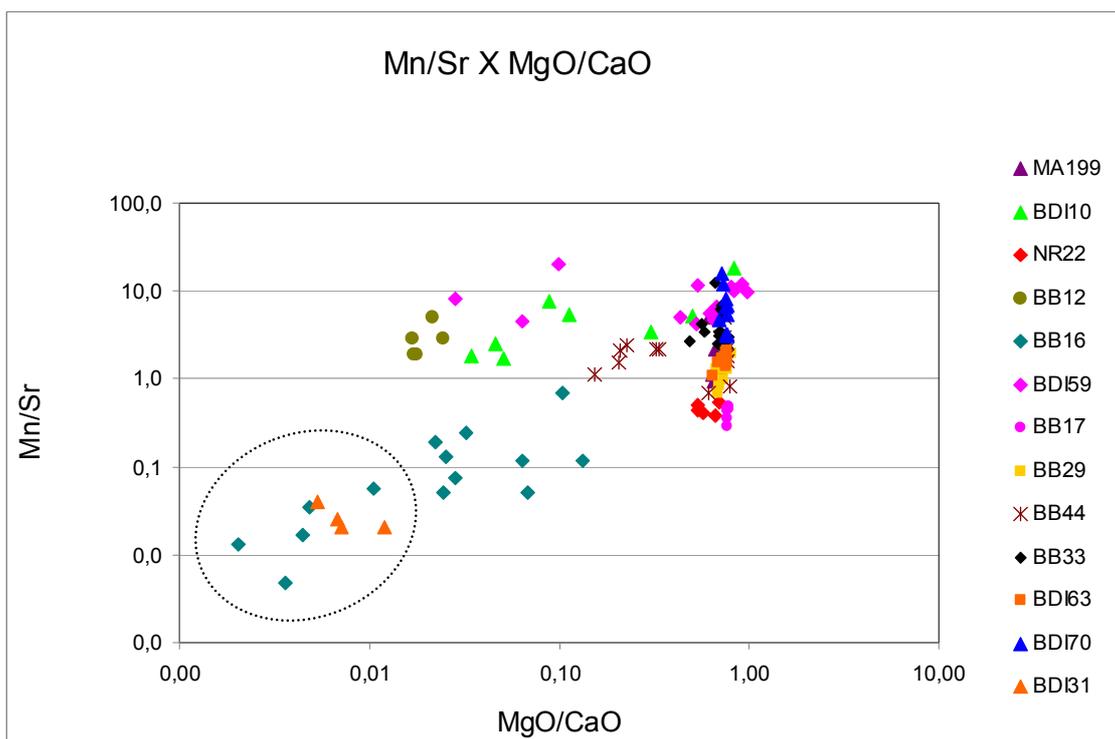


Figura 3.8 - (A) Diagrama de correlação entre as razões moleculares de MgO/CaO versus Mn/Sr. Em destaque, círculo pontilhado, amostras de calcário (razões MgO/CaO <0,2) com baixas razões Mn/Sr, referentes aos pontos BB16 (Formação Sete Lagoas) e BDI31 (Formação Lagoa do Jacaré). Para localização dos pontos ver Figura 3.2.

3.3 Discussão

3.3.1 Dados U-Pb em zircões detríticos: Implicações na determinação da idade da sedimentação, da área fonte e da tectônica.

Os zircões detríticos obtidos nos diamictitos da Formação Jequitai mostraram idades superiores a 1700 Ma (Fig.3.4). Idades distantes dos intervalos relacionados com as glaciações neoproterozóicas revelam que as geleiras nesta região assentavam-se sobre um embasamento paleoproterozóico, com extensas exposições nas bordas da área de estudo (Alvarenga *et al.* 2006a,b). Zircões detríticos, extraídos da matriz e dos clastos da Formação Jequitai em outras áreas limitam a idade máxima de sedimentação para a Formação Jequitai em cerca de 900 Ma (Dardenne *et al.* 2003, Pedrosa-Soares *et al.* 2000; Rodrigues, 2008).

No entanto a idade deposicional mínima da Formação Jequitai é incerta. A Formação Jequitai é relacionada à Glaciação Esturtiana (Santos *et al.* 2000; Santos *et al.* 2004; Babinski & Kaufman, 2003; Babinski *et al.* 2007; Vieira, 2007), cuja idade está referenciada em cerca de 730 Ma, em diferentes sucessões neoproterozóicas do mundo (Hoffman, 1998; Jacobsen & Kaufman, 1999; Kennedy, 1996; Kennedy, *et al.* 1998; Know, 2000). Uma idade U/Pb em vulcânicas intercaladas aos depósitos glaciogênicos do Sturtiano no Canadá sugere uma idade

de 716,5 Ma para essa glaciação (Macdonalds *et al.*, 2010). Isócrona Pb/Pb, no calcário microesparítico laminado da Pedreira Samba (Hope *et al.* 2002), base da Formação Sete Lagoas, realizado por Babinski & Kaufman (2003) e Babinski *et al.* (2007) forneceram uma idade de 740 ± 22 Ma, interpretada como idade deposicional. O contato concordante entre esses carbonatos com os paraconglomerados da Formação Carrancas, interpretados como de gênese glacial, associados às anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$ levaram Babinski & Kaufman (2003) a interpretarem os carbonatos da base do Grupo Bambuí como *cap carbonates* da Glaciação Esturtiana.

No entanto, a idade esturtiana para a Formação Jequitai não é um consenso. Gonzaga & Walde (2007) propõem um modelo de glaciação de montanha associado à Orogênese Brasileira, Glaciação São Francisco. Neste caso, a deposição da Formação Jequitai teria ocorrido no Ediacarano e não mais no Criogeniano. Evidências de uma idade mais jovem para a Formação Jequitai também podem ser inferidas pela correlação destes depósitos com os diamictitos da Formação Cubatão, unidade basal do Grupo Ibiá, aflorantes no noroeste de Minas Gerais e leste de Goiás (Dardenne, 1978; Karfunkel & Hoppe, 1998; Pereira, 1992; Rodrigues *et al.* 2010). Mapeamentos geológicos elaborados por Pereira (1992) e Lima & Morato (2003) mostram a existência de um contato transicional entre a Formação Cubatão e a unidade superior, Formação Rio Verde, representada por metarritmitos e filitos, cuja idade deposicional máxima é de 640 Ma (Rodrigues, 2008). Lima & Morato (2003) e Lima *et al.* (2003) apresentaram um modelo deposicional onde a Formação Jequitai aflorante do Domo de Cristalina (Faria, 1985; Lima & Morato, 2003) e a Formação Cubatão são cronocorrelatas distinguindo-se uma da outra apenas pelo ambiente deposicional (Fig. 3.10).

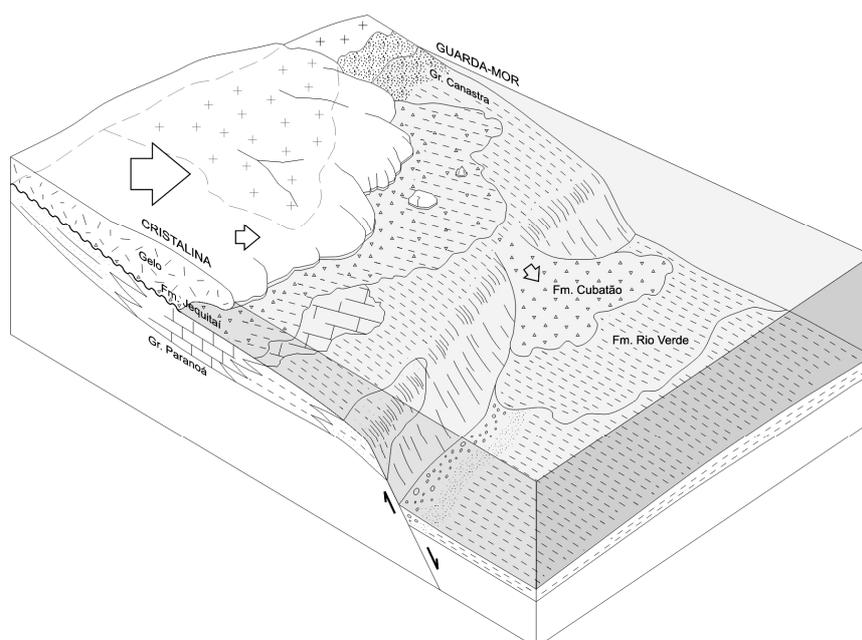


Figura 3.9 - Modelo paleoambiental e de correlação proposto para o Grupo Ibiá, região de Guarda-Mor, e para a Formação Jequitai, região de Cristalina-GO. Estraido de Lima & Morato (2003).

Baseados nos dados apresentados e discutidos acima, e nas relações estratigráficas existentes entre as Formações Jequitaí e a Formação Sete Lagoas, é improvável uma idade criogeniana para os depósitos clásticos da Formação Jequitaí. Posto que as relações de contato existentes entre esta unidade e a unidade sobrejacente, Formação Sete Lagoas, indicam um contato normal sem evidência de discordância erosiva (Dardenne, 1978a; Alvarenga, 2006a) ou de qualquer outra discontinuidade que justificasse a existência de um hiato temporal tão grande (610 a 740 Ma). Outro aspecto importante é a notável excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ existente na sequência transgressiva, da base da Formação Sete Lagoas situada na Margem Ocidental da área investigada, que, localmente, é iniciada por dolomitos interpretados como *cap carbonates* (Lima, 2011). Estes dolomitos de capa representariam o elo entre o período glacial representado pelos depósitos da Formação Jequitaí e os depósitos associados à fase de degelo, depositado sobre condições de aquecimento climático e altas taxas de subida eustática, típicas de ciclo transgressivo. Desta forma, os depósitos pelito-margosos da Unidade Inferior da Formação Sete Lagoas devem representar, pelo menos, em parte, o período de deglaciação subsequente a glaciação que deu origem a Formação Jequitaí. Hoffman *et al.* (2007), baseado em estudos de glaciações quaternárias, estima em algumas dezenas de milhares de ano o período da deglaciação do fim do neoproterozóico. Apesar desta velocidade extrema, estudos de sequências estratigráficas mostram que o período de ascensão eustática é muito mais rápido que o período de descenso (Catuneanu, 2002). Por isto consideramos ser pequena a possibilidade de a Formação Jequitaí estar associada à glaciação esturtiana, uma vez que o lapso de tempo que separa os diamictitos da sucessão pelito-carbonática da Formação Sete Lagoas, cuja idade deposicional máxima é de 610Ma, foi provavelmente curto no tempo geológico. Uma das possibilidades é associar a Formação Jequitaí à Glaciação Marinoana datada em aproximadamente 635 Ma (Hoffmann *et al.*, 2004) ou, até mesmo, a outro evento glacial mais jovem. No Brasil, vários depósitos glaciais da Faixa Paraguai e do Cráton Amazônico são associados à Glaciação Marinoana (Alvarenga *et al.* 2004; Alvarenga *et al.* 2007a; Nogueira *et al.* 2007)

Desta feita registros da Glaciação Esturtiana na Bacia do São Francisco, conforme proposto por Santos *et al.* (2004), Babinski & Kaufman, (2003), Babinski *et al.* (2007), Vieira (2007) e outros, devem ocorrer em unidades estratigráficas inferiores ao Grupo Bambuí. Levantamento sísmico regional realizado pela Petrobras (Zalán & Romeiro, 2007) mapeou uma importante discordância erosiva situada entre a base do Grupo Bambuí e o topo do Grupo Paranoá/Canastra. Segundo este trabalho, os dolomitos da Pedreira Samba, datados pelo método Pb/Pb por Babinski & Kalfman (2003), estariam abaixo desta discordância e portanto não fariam parte do Grupo Bambuí. Embora, neste caso, uma idade sturtiana para estes dolomitos fosse perfeitamente possível. Além disto, poderia indicar a existência de pelo menos dois registro de eventos glaciais no Cráton do São Francisco, o primeiro de idade sturtiana

situado abaixo da discordância mapeada por Zalán & Romeiro (2007) e o segundo, de idade marinoana ou mais jovem, situado acima da discordância.

Registro de pelo menos dois ou três eventos glaciais durante o neoproterozóico foram reconhecidos no Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai (Alvarenga *et al.* 2007a; Boggiani & Alvarenga, 2004; Boggiani *et al.* 2003; Figueiredo, 2006; Nogueira *et al.* 2007). No entanto, na Bacia do São Francisco não foram descritos, até os dias atuais, níveis diferentes de sedimentação glacial dentro de uma mesma seção estratigráfica. Isto se deve, em parte, pela natureza esparsa e descontínua dos depósitos de diamictitos e pela dificuldade na identificação da discordância da base do Grupo Bambuí nos mapeamentos de superfícies. Alvarenga *et al.* (2007b) mostraram a existência de um padrão distinto de $\delta^{13}\text{C}$ e uma notável descontinuidade isotópica das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre os carbonatos do Grupo Paranoá (0,70626-0,70683) e do Grupo Bambuí (0,70745-0,70758) em seções estratigráficas na região de Bezerra-Formosa no estado de Goiás.

Uma problemática importante diz respeito à nomenclatura estratigráfica a ser utilizada para os depósitos glaciais associados à porção meridional do Cráton do São Francisco, uma vez que, sobre a denominação de Formação Jequitai são referenciados depósitos glaciais de diferentes setores da bacia e de idades distintas. Portanto, o mais correto seria utilizarmos a designação de Formação Jequitai apenas para os depósitos glaciais situados na região da cidade homônima, onde foi definida sua seção tipo. Fora isto, a extrapolação deste nome (Formação Jequitai) para outras áreas dependeria de um refinamento geocronológico mais robusto para estas unidades e, desta forma, tornaria o zoneamento estratigráfico da bacia do São Francisco mais consistente.

Para a Formação Sete Lagoas as amostras de arenito arcoziano, provenientes da Margem Oriental da área investigada, apresentaram apenas populações de zircões com idades do Paleoproterozóico e, subordinadamente, do Arqueano. Portanto, indicando uma proveniência de áreas fontes granito-gnaissicas relacionadas ao Cráton São do Francisco. No entanto, análise de Rodrigues (2008) em amostra da Formação Sete Lagoas, extraídas próximo à cidade de Sete Lagoas-MG e na Serra de São Domingos, indicou uma importante contribuição de terrenos neoproterozóicos e uma idade deposicional máxima de 610 Ma para a Formação Sete Lagoas.

De certa forma esta, aparente divergência, pode ser explicada pela paleogeografia e pelas diferenças na estratigrafia da Formação Sete Lagoas (FSL) conforme a margem analisada. Na Margem Oriental da área investigada, região compreendida entre São Domingos-GO e Dianópolis-TO, a FSL foi depositado sobre um alto estrutural do embasamento, muito raso, livre da influência de terrígenos provenientes da erosão da Faixa de Dobramento Brasília, estruturada a oeste. Isto pode ser comprovado pela própria estratigrafia da FSL nesta área, caracterizada por uma pequena espessura, onde ocorrem apenas litofácies dolomíticas e, raros, corpos de arenitos arcozianos grossos e imaturos pertencentes à Unidade Superior da FSL. Portanto, diferente das características descritas para a FSL na Margem

Ocidental da área investigada, onde as espessuras mapeadas são bem maiores, a participação de sedimentos terrígenos provenientes da Faixa de Dobramento Brasília é significativa e a sucessão estratigráfica da FSL, representada pelas unidades Inferior (pelito-margosa), Intermediária (calcária) e Superior (dolomítica), está completa (Lima, 2011).

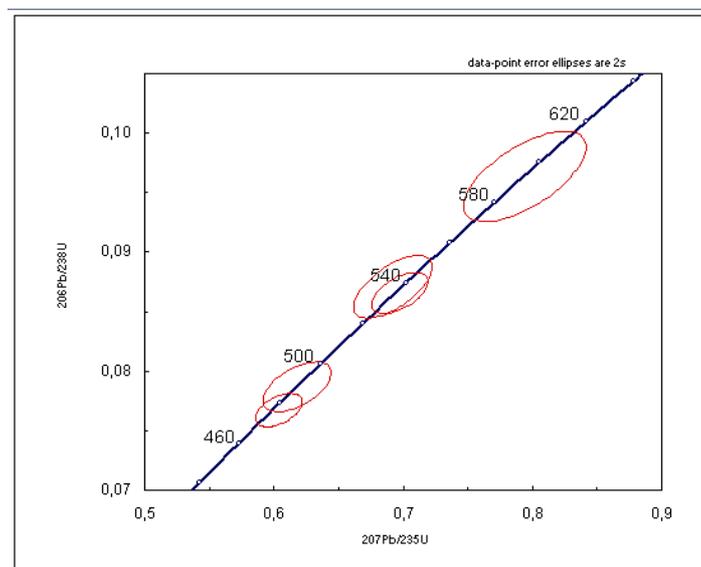


Figura 3.10 - Diagrama de concórdia dos zircões mais jovens extraídos da amostra MA121. Localização: 13°03'29,66" N - 46°31'28,25" W. Para localização ver Figura 3.2.

Para a Formação Serra de Santa Helena a idade máxima inferida é de 600 Ma, uma vez que as amostras MA180 e BDI39 produziram uma maior concentração de zircões com idades de 600 Ma e 630 Ma respectivamente (Fig. 3.7). Apesar das evidências de uma menor contribuição de terrenos mais antigos, esta assinatura neoproterozóica reforça a interpretação de que a Faixa Brasília foi a principal fonte destes sedimentos, conforme interpretações anteriores de Guimarães (1997), Pimentel *et al.* (2001) e Rodrigues (2008). Uma das peculiaridades desta análise foi à existência de dois zircões de idade cambriana. Estes zircões quando plotados em um diagrama de concordância com outros zircões juvenis mostram concordância (Fig.3.11). Estas idades limitariam a idade máxima da Formação Serra de Santa Helena em 530 Ma. No entanto, este dado deve ser tratado cuidadosamente pois, do ponto de vista estatístico, este dado é pouco representativo.

Outro aspecto importante está relacionado à idade da deformação impressa nos estratos do Grupo Bambuí da porção ocidental do Cráton do São Francisco (Lima, 2011). Na literatura geológica, os últimos eventos de deformação e metamorfismo na Faixa Brasília são datados em cerca de 630 Ma (Valeriano, 1992; Pimentel *et al.* 1999), no entanto, a considerar uma

idade máxima de 610 Ma para o Grupo Bambuí é provável que eventos tectono-deformacionais, relacionados à Faixa Brasília, mais jovens que 610 Ma, tenham ocorrido.

3.3.2 Isótopos de Estrôncio

A utilização dos isótopos de estrôncio no Precambriano está centrada principalmente na obtenção de linhas de tempo, uma vez que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tende a variar linearmente com o tempo e, ao contrário dos isótopos de oxigênio e carbono, variações seculares, decorrentes de grandes mudanças climáticas e perturbações biogeoquímicas não afetam as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Halverson *et al.* 2007). As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ parecem estar em longo-termo controladas por grandes eventos de amalgamação e fragmentação de supercontinentes. Subidas contínuas nas razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são iniciadas após a tafrogênese de supercontinentes e, por outro lado, reduções destas razões estão relacionadas aos períodos de formação dos supercontinentes. O balanço das concentrações de isótopos de Sr é dominado pelo fluxo matéria proveniente da erosão continental e em menor escala de contribuições de fontes mantélicas via sistemas hidrotermais submarinos (Goldstein & Jacobsen, 1987; Veizer & Compston, 1976). Um aspecto importante que favorece a utilização dos isótopos de estrôncio é o elevado tempo de residência do Sr nos oceanos, atualmente estimado entre 3 a 5 Ma. Este tempo de residência é muito superior ao tempo de mistura de um oceano que é de alguns milhares de anos, isto faz com que o oceano seja homogêneo em termos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Halverson *et al.* 2007). Para o Neoproterozóico o tempo de residência estimado para o Sr nos oceanos foi de 0,7 e 3,3 Ma (Jacobsen & Kaufman, 1999).

Curvas de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentam valores crescentes durante o Neoproterozóico, com razões entre 0,7055 e 0,7060, no início, alcançando razões da ordem de 0,7085, no fim desta Era. Razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da ordem de 0,7072 são encontradas no final do Criogeniano e de 0,7085 para 542 Ma, final do Ediacarano (Kaufman *et al.*, 20003, Halverson *et al.*, 2007). Para o Grupo Bambuí, na área investigada, os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinados para amostras de dolomitos e calcários da Formação Sete Lagoas e da Formação Lagoa do Jacaré variaram de 0,7074 a 0,7155 (TAB.3.1 e Fig. 3.8). No entanto, se for considerado os parâmetros de corte normalmente assumidos, apenas nas amostras BDI31 e BB16 as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primárias devem estar preservadas. Desta forma as razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estariam restritas a 0,7077 para a Formação Sete Lagoas e 0,7075 para a Formação Lagoa do Jacaré. Estes dados são consistentes com a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentada em diversos trabalhos sobre estratigrafia isotópica dos grupos Bambuí e Una (Alvarenga *et al.* 2007b; Vieira, 2007; Iyer, 1995; Kawashita, 1998; Misi, 2001; Misi *et al.* 1999, Misi & Veizer, 1998), onde os valores mais frequentes estão compreendidos entre 0,7073 e 0,7079 (Fig. 3.12)

Diferentes curvas da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Neoproterozóico mostram uma tendência inequívoca de crescimento para os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em direção ao término do Neoproterozóico (Halverson *et al.* 2007; Malezhik *et al.* 2001). Quando comparamos estas

curvas a média dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos nos calcários amostrados do ponto BB16 (Fig.3.8), representante da Unidade Intermediária da Formação Sete Lagoas, obtemos para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7077 uma faixa de idades entre 640 e 600 Ma. Esta intervalo de idade é consistente com a idade máxima do Grupo Bambuí calculada pela análise U/Pb a partir de zircões detríticos extraídos de suas unidades basais.

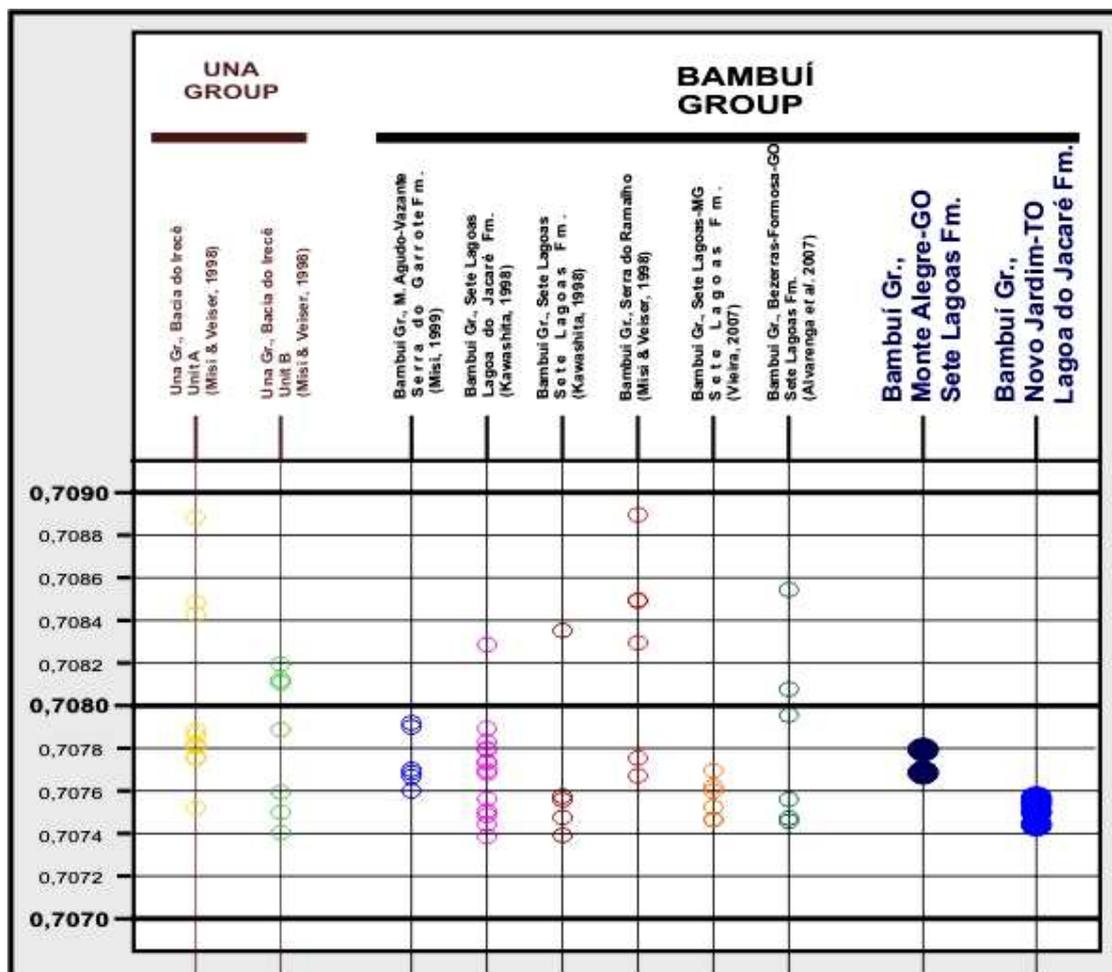


Figura 3.11 - Dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os grupos Bambuí e Una a partir da compilação de diferentes trabalhos (Alvarenga *et al.* 2007b; Vieira, 2007; Kawashita, 1998; Misi *et al.* 1999; Misi & Veiser, 1998). Para efeito de comparação são colocados nas duas últimas colunas os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ gerados neste trabalho referentes à Formação Sete Lagoas (Ponto BB16) e a Formação Lagoa do Jacaré (Ponto BDI31). Para localização dos pontos BB16 e BDI31 ver Figura 3.2.

3.4 Conclusões

A considerar todos os dados levantados, analisados e discutidos neste trabalho, as principais conclusões são:

- 1- Idades U/Pb, provenientes de zircões detríticos de níveis arenosos intercalados na Formação Sete Lagoas e na Formação Serra de Santa Helena, e dados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, provenientes de calcários das formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, limitam a idade máxima do Grupo Bambuí em 610 Ma, o que reforça uma idade Ediacarana para esta unidade;
- 2- A análise dos dados geocronológico obtidas em amostras da Formação Sete Lagoas e da Formação Serra de Santa Helena, extraídas nas margens ocidental e oriental da área investigada, indicam diferenças na proveniência. Na Margem Ocidental, apesar de uma forte bimodalidade de idades, a maior parte dos zircões analisados forneceu uma idade neoproterozóica, o que sugere uma proveniência de terrenos juvenis associados à Faixa Brasília. Já na Margem Oriental, zircões exclusivamente de idade paleoproterozóica a arqueana, indicam uma proveniência do embasamento granito-gnáissico associadas ao Cráton do São Francisco. Estes dados reforçam a hipótese de que a Margem Oriental da bacia ficou, em parte do tempo, livre do aporte de terrígenos provenientes da Faixa Brasília;
- 3- Deformação impressa nos estratos do Grupo Bambuí na porção noroeste do Cráton do São Francisco indica que ocorreu um ou mais eventos tectono-deformacionais pós 610 Ma, idade máxima do Grupo Bambuí;
- 4- A existência de um contato normal entre os diamictitos glaciais da Formação Jequitai e a base da Formação Sete Lagoas, onde não há sugestão de discordância erosiva, sugere que o hiato temporal existente entre estas duas unidades não foi grande. Isto é indicado pela existência, descontínua, na base da Formação Sete Lagoas, de *cap dolomites*, interpretados com os primeiros depósitos associados à rápida transgressão marinha operante após o início da deglaciação;
- 5- Baseado em simulações e no estudo das glaciações quaternárias é estimado que as taxas de deglaciação no Neoproterozóico foram extremamente rápidas e de curta duração, inferior a um milhão de anos. Portanto, o intervalo de tempo registrado na sucessão transgressiva da base da Formação Sete Lagoas deve ser equivalente. Desta

forma, se considerarmos a idade máxima do Grupo Bambuí em 610Ma, não deve haver um grande lapso temporal entre a unidade pelito-carbonática e os depósitos glaciais basais, descritos na área investigada. Isto torna improvável uma idade criogeniana para o evento glacial neoproterozóico responsável pela geração destes depósitos. O mais provável é que os depósitos associados à Formação Jequitai, na área de trabalho, estejam associados ao Evento Glacial Marinoano ou outro mais recente de idade ediacarana;

- 6- A associação estratigráfica entre a Formação Jequitai e os depósitos glacialmente influenciados da Formação Cubatão (Karfunkel & Hope, 1988, Lima & Morato, 2003; Lima *et al.* 2003), Grupo Ibiá, com idades máxima inferida em 640 Ma (Rodrigues, 2008), corroboram com uma idade ediacarana para o evento glacial associado a estes depósitos;
- 7- Dados isotópicos e de mapeamento de superfície em diferentes áreas da bacia do São Francisco, indicam o registro de pelo menos dois eventos glaciais. O mais, antigo, posicionado abaixo da discordância da base do Grupo Bambuí, de provável idade esturtiana e outro, mais novo, de idade marinoana ou mais jovem, posicionado acima da discordância, que representaria a base do Grupo Bambuí. Além disto, devido à existência de indícios da ocorrência de pelo menos dois eventos glaciais na Bacia do São Francisco, o termo Formação Jequitai deve ser utilizado com uma conotação apenas litoestratigráfica, conforme as litofácies descritas em sua seção tipo, uma vez que do ponto de vista cronológico parte destes depósitos foram depositados em momentos distintos do Neoproterozóico;

4 Capítulo 4 -Considerações Finais

O Grupo Bambuí no bordo noroeste do Cráton do São Francisco aflora em uma estreita faixa, alongada na direção norte-sul, confinada entre dois altos topográficos modelados em rochas granito-gnáissicas do embasamento, a leste, e metassedimentos do Meso/Paleoproterozóico, a oeste. Nesta região, o Grupo Bambuí é representado por suas unidades basais e intermediárias, a saber: Formação Jequitai, Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena e Formação Lagoa do Jacaré. No entanto, a evolução tectono-estratigráfica das unidades inferiores do Grupo Bambuí (Formação Sete Lagoas e Formação Jequitai) nas margens ocidental e oriental da bacia foi diferenciada uma vez que as características estruturais, stratigráficas e sedimentares, nestes setores da bacia, são distintas.

A Margem Ocidental, tectonicamente influenciada, foi diretamente afetada pela evolução tectônica da Faixa Móvel Brasília (FMB). Nela são encontrados elementos característicos de bacias periféricas desenvolvidas sob a influência de cinturões orogênicos ativos, que são responsáveis pelo controle das taxas de subsidência nas bacias adjacentes e pela disponibilidade e aporte de sedimentos terrígenos provenientes da erosão dos terrenos orogênicos juvenis. Além disto, os estratos sedimentares depositados nesta margem foram parcialmente afetados pelos eventos tectono-deformacionais, provavelmente, contemporâneos e posteriores a deposição.

A Margem Oriental, estável tectonicamente, se caracteriza por uma plataforma marinha rasa de substrato ensialico, livre do influxo de terrígenos provenientes da erosão da FMB, onde a sedimentação carbonática foi amplamente privilegiada. Nesta margem, os raros sedimentos terrígenos são provenientes do Cráton do São Francisco e as taxas de subsidência foram menores do que aquelas operantes na margem oposta.

A ausência da unidade glaciogênica da base e da sucessão inferior da Formação Sete Lagoas, representada por pelitos-carbonatados e dolomito laminado peloidal, indicam que na Margem Oriental havia um paleoalto do embasamento exposto e parcialmente erodido durante os estágios iniciais de sedimentação do Grupo Bambuí. A submersão parcial deste alto e a subsequente deposição dos carbonatos microbiais, característicos da base do Grupo Bambuí na Margem Oriental, somente foram atingidas após rápida e contínua transgressão marinha, de oeste para leste, sobre as áreas do embasamento ensialico.

A idade máxima de sedimentação do Grupo Bambuí, no bordo noroeste do Cráton do São Francisco, é estimada em 610 Ma, conforme isócronas U/PB extraídas de zircões detríticos provenientes de diferentes níveis de terrígenos associados à Formação Sete Lagoas e a Formação Serra de Santa Helena. Adicionalmente, razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7074 a 0,7078, e correlações stratigráficas com outras unidades glacialmente influenciadas, como o Grupo Ibiá, sugerem uma idade Ediacarana para o Grupo Bambuí. Desta forma, a considerar a

aparente conformidade dos depósitos glaciais com a sucessão transgressiva da base da Formação Sete Lagoas e as altas taxas de deglaciação (inferiores a 1Ma) estimadas para o neoproterozóico, pode ser inferido que as rochas de origem glacial encontradas na base do Grupo Bambuí na área investigada devem estar associados à Glaciação Marinoana ou algum outro evento glacial mais jovem. Isto seria o registro da existência de um segundo evento global de glaciação neoproterozóica na Bacia do São Francisco, posicionado na base do Grupo Bambuí.

A existência de corpos descontínuos e delgados de dolomitos laminados peloidais com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-2,0 a -5,5 ‰) e de $\delta^{18}\text{O}$ (-12,0 a -8,0 ‰) depositados em conformidade sobre os diamicticos de origem glacial da base do Grupo Bambuí indicam mudanças de um clima frio para um clima quente no fim do Neoproterozóico. Outra conclusão importante diz respeito às altas taxas de deglaciação e de subida eustática deflagradas com o aquecimento climático, uma vez que os carbonatos de capa depositados na base da sucessão transgressiva da Formação Sete Lagoas tiveram curta sobrevida, pois foram rapidamente afogados.

A sucessão transgressiva da base da Formação Sete Lagoas é caracterizada por um segmento de valores decrescente da curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$. Neste trecho, os valores mais negativos, situados no topo, são correlacionados ao período de máxima inundação. Sobre a sucessão transgressiva ocorre uma sucessão dominada por fácies carbonática, com uma tendência constante e gradual de enraseamento ascendente (*shallowing upward*) das fácies e de espessamento das camadas no sentido do topo (*thickening upward*). Para esta sucessão os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ variam de -1,0 a +1,0 ‰ e de -8,0 a -3,0 ‰ respectivamente. A ausência de superfícies regionais de erosão e de carstificação no topo da sucessão regressiva, que encerra a Formação Sete Lagoas, indica que não houve um período de regressão forçada na bacia, pois a chegada dos pelitos associados à Formação Serra de Santa Helena demonstra que houve uma rápida subida do nível relativo do mar antes que a sua queda fosse iniciada. O mecanismo considerado para justificar esta rápida subida do nível relativo do mar estaria relacionado a um período de reativação tectônica da Faixa Móvel Brasília com subsequente aumento das taxas de subsidência e de aporte de terrígenos.

Desta forma, pode ser considerado que a evolução estratigráfica do Grupo Bambuí além de registrar um importante ciclo de alteração climática no neoproterozóico terminal, responsáveis, em longo termo, por variações globais da curva eustática, também é o produto da interação destes ritmos eustáticos com ritmos tectônicos associados à evolução da Faixa Móvel Brasília que, em diferentes escalas, foram determinantes na geração de espaço de acomodação e no balanço sedimentar (suprimento de terrígenos *versus*. produtividade carbonática).

Referências Bibliográficas

- Alkmim, F.F. & Martins-Neto, M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e cenários evolutivos. *In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. (ed.). A Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte, p.9-30.
- Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B., Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma Revisão. *In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A.(ed.). O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/Núcleo BA/SE, p.45-62.
- Almeida, F.F.M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36p.
- Alvarenga, C.J.S., Botelho, N.F., Dardenne, M. A., Lima, O.N.B., Machado, M.A. 2006a. Folha Monte Alegre (SD.23-V-C-III). Escala: 1:100000. Convênio CPRM-UnB.
- Alvarenga, C.J.S., Botelho, N.F., Dardenne, M.A., Lima, O.N.B., Machado, M.A. 2006b. Folha Nova Roma (SD.23-V-C-VI). Escala: 1:100000. Convênio CPRM-UnB.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Santos, R.V., Brod, E.R., Gioia, S.M.C. L., Sial, A.N., Dantas, E. L., Ferreira, V. P. 2007a. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, 11p.
- Alvarenga, C.J.S., Giustina, M.E.S.D., Silva, C.N.G., Santos, R.V., Gioia, S.M.C.L., Guimarães, E.M., Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P. 2007b. Isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, 37(4-suplemento):147-155.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Dantas, E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 131:1–21.
- Babinski, M., Kaufman, A.J. 2003. First direct dating of a Neoproterozoic post-glacialcap carbonate. *In: SGB, South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, 2003. *Short Papers...*, Salvador, v.1, p.321-323.

- Babinski, M., Schmus, V.W.R., Chemale Jr., F. 1999. Pb-Pb dating and Pb isotope geochemistry of neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco Basin, Brazil: Implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chem. Geol.*, 160: 175-195.
- Babinski, M.; Schmus, V.W. R.; Chemale Jr, F.; Kawashita, K. 1993. Evolução geológica da porção sul da Bacia do São Francisco baseada na geoquímica isotópica de Pb em rochas carbonáticas. *In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 2, Salvador, BA. Anais. p. 182-185.
- Babinski, M., Vieira, I.C., Trindade, R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, v. 19, p. 401-406.
- Baptista, M.C. 2004. *Estratigrafia e Evolução Geológica da Região de Lagoa Formosa (MG)*. UFMG, Belo Horizonte. Dissertação de mestrado. 104 p.
- Barbosa, O., Baptista, M.B., Dyer, R.C, Braun, O.P.G. e Cotta, J.C.(1969) Geologia e inventário de recursos minerais do Projeto Brasília, PROSPEC/DNPM, Petrópolis, 2v.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F. J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Neto, R.L., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2001. *Mapa Geológico do Brasil., Escala 1:2.500.000*. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Brasília.
- Boggiani, P.C., Ferreira, V.P., Sial, A.N., Babinsky, M., Trindade, R.I.F., Aceñolaza, G., Toselli, A.J., Parada, M.A. 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the contexto f the Post-Varanger glaciation. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, Brazil. Short papers I: 324-327.
- Boggiani, P.C., Alvarenga, C.J.S. de, 2004. A Faixa Paraguai. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. BECA, pp. 113-120.
- Bonhomme, M.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K., Macedo, M.H.F.; Thomaz Filho, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18, 103-118.
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição a estratigrafia do Bambuí. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 22, Belo Horizonte, 1968. *Anais...* Belo Horizonte: SBG., p. 154-166.

- Brito-Neves, B.B., Sá, J. M., Nilson, A. A., Botelho, N. F. 1996. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3:1-21.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.* 27(3):269-282.
- Castro, P.T.A. & Dardenne, M.A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwestern domain of the São Francisco Craton, Brazil. *Rev. Bras. Geociência*, 30(3):439-441.
- Castro, P.T.A. 1997. *Os conglomerados da borda SW do Cráton do São Francisco junto à porção S da Faixa Brasília: sedimentologia e relações estratigráficas com as rochas do Grupo Bambuí*. Univ. de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 264p.
- Catuneanu, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *J. Afr. Earth Science*, 35(1):1– 43.
- 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, Belém, 1988. *Anais...*: SBG., 5:2076-2090.
- Chiavegatto, J.R.S. 1992. *Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de mestrado, 216 p.
- Chiavegatto, J.R.S & Dardenne, M.A. 1997. Contribuição à sedimentologia e estratigrafia do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. *In: SBG/Núcleo MG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 9, Ouro Preto, *Anais*, 81-82.
- Chiavegatto, J.R.S, Gomes, N.S., Dardenne, M.A., Delgado, C.E.R. 2003. Estratigrafia do Grupo Bambuí nas regiões Norte de Minas Gerais: Uma nova unidade estratigráfica e um contexto de inversão de bacia. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS*, 12, Ouro Preto, 2003. *Anais...* Ouro Preto: SBG. CD room (1vol).
- Christopher, G.S.t., Kendall, C., Schlager, W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, 44:181-212.

- Cloud, P. & Glaessner, M.F. The Ediacarian Period and System: Metazoa Inherit the Earth. *Science*, 217(4562): 783-792.
- Costa, I.A.M.; Portella, A.C.P.; Nilson, A.A.; Vale, C. R. O.; Marchetto, C. L. M.; Santos, E.I.; Meneguesso, G.; Inda, H.A.; Srena, I.H. Marchetto, M.; Batista, M.B.; Fratin, O.; Mosman, O.; Oliveira, T.F.; Silva, W.G. 1976. *Projeto Leste Tocantins -Oeste do São Francisco. Relatório final*. Rio de Janeiro. DNPM/CPRM/PROSPEC. 200p. (inédito).
- Costa, M.T. & Branco, J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. 14º Congresso Brasileiro de Geologia. UFMG, Inst. Pesq. Radioat., Publ. 15, 25p., Belo Horizonte.
- Cozzi, A., Allen, P. A., Grotzinger, J.P. 2004. Understanding carbonate ramp dynamics using $\delta^{13}\text{C}$ profiles: examples from the Neoproterozoic Buah Formation of Oman. *Terra Nova*, 16(2):62-67.
- Cukrov, N. 1999. *A Glaciação Neoproterozóica da porção Sul do Cráton do São Francisco e suas litofácies nas regiões de Jequiá-MG e Cristalina-GO*. Dissertação de Mestrado. Universidade Nacional de Brasília. 104p.
- Dardenne, M.A. 1978a. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* : SBG, 2: 597-610.
- Dardenne, M.A. 1978b. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* : SBG, 2: 299-308.
- Dardenne, M.A., 1978c. O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco. Boletim informativo, SBG-CO, Goiânia, nº 7/8, p.85-97.
- Dardenne, M.A., 1979. *Les minéralisations de Plomb, Zinc, Flúor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central*. Doctor Thesis, University of Paris VI, 251 p.
- Dardenne, M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981. *Anais...* Salvador: CPM. p.140-147.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Tomas Filho, A. and CAMPOS, D.A (ed). *Tectonic Evolution of South America*. Proceedings of the XXXI International Geological Congress (Rio de Janeiro), pp.231-263.

- Dardenne, M. A., Magalhães L.F., Soares, L.A. 1978. Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife, 1978. *Anais...* : SBG, 2: 611-621.
- Dardenne, M.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S. 2003. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitaiá, Vazante and Ibiá Groups: Implications for the evolution of the Brasília belt. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 9, Búzios, 2003. *Anais...*Rio de Janeiro: SBG. v.1., p. 47-49.
- Dupont, H; Chaves, A.O.; Uhlein, A.; Neves, J.M.C. 2004. Sedimentação meso e neoproterozóica no sudeste da Calha de Pirapora. Tentativa de correlação com eventos extensivos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 42, Araxá, 2004. *Anais...* Araxá: SBG. CD room (1vol).
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96(3):141-162.
- Embry, A.F. and Johannessen, E.P. 1993. TR sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. *In: Arctic Geology and Petroleum Potential*. T. Vorren, E. Bergsager, O.A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie, and T.B. Lund (eds.). NPF Special Publication 2:121-146.
- Evans, D.A.D. 2000. Stratigraphic, geochronological and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox. *Am. J. Sci*, 300:347-433.
- Faria, A. 1985. Geologia do Domo de Cristalina, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(3): 241-248.
- Figueiredo, M.F. 2006. Químioestratigrafia das rochas ediacarianas do extremo norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 105p.
- Föllmi, K.B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews*, 40: 55-124.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M. & Silva, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Camboriú, 1994. *Anais...* Camboriú: SBG. v.1, p. 215-216.

- Fuck, R.A., Jardim-de-Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A.; Pedrosa-Soares, A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. *In: Domingues, J. M. L. & Misi, A. (Ed.) Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, 1993, Salvador: SBG.*
- Gaucher, C.G., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A. N., Fairchild, T. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): paleogeographic, paleoclimatic and paleobiologic implications. *Precambrian Research*, 120:241-278.
- Gidding, J.A. & Wallace, M.W. 2009. Sedimentology and C-isotope geochemistry of the 'Sturtian' cap carbonate, South Australia. *Sedimentary Geology*, 216:1-14.
- Giustina, C.C.D. & Silva, F.T.P. (1999) Projeto Monte Alegre de Goiás (Sub-Área II), Relatório Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Glaessner, M.F. & Wade, M. 1966. The Late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia. *Paleontology*, 9(4):599-618.
- Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B., 1987. The Nd and Sr isotope systematics of river water dissolved material: implications for the source of Nd and Sr in seawater. *Chem. Geol.* 66:245–272, Isotope Geoscience Section.
- Gomes, C.G.S. & Santos, W.R. (1999) Mapeamento geológico da região próxima à Serra da Roça Grande, geologia da área ao norte da cidade de Monte Alegre de Goiás (Sub-área IX). Projeto Monte Alegre de Goiás, Relatório Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Gonzaga, G.M., Walde, D.H.–G. 2007. Glaciação de montanha em faixas orogenéticas Brasileiras no Cráton do São Francisco? Uma revisão e uma proposta. *Rev. Bras. Geoc.* 37(4 - suplemento):234-243.
- Grossi-SAD, J.H. & Quade, H. 1985. Revisão estratigráfica do Grupo Bambuí (Bloco Oriental) em Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais...* Belo Horizonte: SBG p. 68-83.
- Guimarães, E.M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO).* Univ. de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado, 270p.

- Halverson, G.P., Dudás, F.O., Maloof, A.C., Bowring, S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256: 103–129.
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geological Society of America*, 117 (9): 1181-1207.
- Handford, C. R., Loucks, R. G. 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts – responses of carbonate platform to relative sea level changes, In *AAPG Memoir 57*: Cap. 1, 39p.
- Hoffman, P. & Schrag, D. P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 3:129-155.
- Hoffman, P.F., Halverson, G.P., Domack, E. W., Husson, J.M., Higgins, J. A., Schrag, D.P. 2007. Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial “cap dolostones” diachronous?. *Earth and Planetary Science Letters*, 258:114-131.
- Hoffman, P.F., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 2004. On the consistent sequence of mineralogy and bedforms in post-glacial cap carbonates of Marinoan (ca 635 Ma) age on different paleomargins: steady state ocean stratification during a post-snowball Earth marine transgression? *Geological Society of America Abstracts with Programs* 36 (5): 198.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball earth. *Science*, 281:1342–1346.
- Hoffmann, K.H., Condon, D.J., Bowring, S.A., Crowley, J.L. 2004. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, 32: 817-820.
- Hope, A.H., Karfunkel, J., Noce, C.M. 2002. Sítio Inhaúma, MG: Camadas aragoníticas pré-cambrianas. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M.L.C. (Eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: DNPM, 2002. SIGEP 88, p. 175-180.
- Iyer, S.S., Babinski, M., Krouse, H.R., Chemale, Jr.F., 1995. Highly ^{13}C enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambur' Group, Brazil. *Precambrian Research*, 73: 271–282.

- Jacobsen, S. B., and Kaufman, A. J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater: *Chemical Geology*, 161: 37-57.
- James, N. P., Narbonne, G. M., Kyser, T. K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Can. J. Earth Sci*, 38:1229-1262.
- Karfunkel, J. & Hoppe, A. 1988. Late proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: Synthesis and model. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoec.*, 65: 1-21.
- Kauffman, A., Jacobsen, S., Knoll, A., 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic Variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 409–430.
- Kawashita, K.1998. *Rochas carbonáticas neoproterozóicas da américa do Sul: idades e inferências quimioestratigráficas*. USP, São Paulo, Tese de Livre Docência, 126p.
- Kazakov A.V. 1937. The phosphate facies: origin of the phosphorite and the geologic factors of formation of the deposits. *Proc. Sci. Inst. Fertilizers and Insectofungicides*, 145: 1-106.
- Kendall, C.G.St.C. & Schlager, W. 1981. Carbonates and Relative Changes in Sea Level: *Marine Geology*, 44: 181-212.
- Kennedy, M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic post glacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentary Research*, 66:1050-1064.
- Kennedy, M.J., Runnegar, B., Prave, A.R., Hoffmann, K.-H., Arthur, M.A., 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, 26, 1059–1063.
- Kirschvink, J. L. 1992, Late Proterozoic low latitude glaciation: The snowball earth, *in* Schopf, .W., and Klein, C., eds., *The Proterozoic biosphere:A multidisciplinary study*: Cambridge, Cambridge University Press, p. 51–52.
- Knoll, A. H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research*, 100:3-20.
- Knoll, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K., Lambert, I. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321:832–838.

- Le Guerroué, E., Allen, P. A., Cozzi A. 2006. Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth history: The Neoproterozoic Shuram Formation (Nafun Group, Oman). *Precambrian Research*, 146:68-92.
- Lima, O.N.B. 2005. *Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade - MG*. UFMG, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 142p.
- Lima, O.N.B.; Morato, L. & Uhlein, A. 2003. Reconstituição de uma margem continental neoproterozóica no sul da Faixa Brasília: O Grupo Ibiá e a Formação Jequitaí. . *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 8, Cuiabá, 2003. *Anais*, p. 32-35
- Lima, O.N.B & Uhlein, A. 2005 – Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Bambuí no Alto Rio São Francisco. *In: III Simp. São Francisco Craton, Short Papers*, pp. 279-282. Salvador, Brazil.
- Lima, O.N.B. & Morato. 2003. *Contribuições sobre a estratigrafia dos grupos Ibiá e Canastra na região oeste do município de Guarda-Mor (MG)*. UFMG, Belo Horizonte, Trabalho Geológico de graduação, 78p.
- Lima, S.A.A. 1997. *Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte de Minas Gerais, Bacia do São Francisco*. Departamento de Geologia. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 121p.
- Ling, H. –F., Feng, H. –Z., Pan, J. –Y., Jiang, S. –Y., Chen, Y. –Q., Chen, X. 2007. Carbon isotope variation through the Neoproterozoic Doushantuo and Dengying Formations, South China: Implications for chemostratigraphy and paleoenvironmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254: 158–174.
- Ludwing, K.R., 2003. Isoplot 3.00 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication N°4*.
- Macdonalds, F.A., Schmitz, M.D., Crowley, J.L., Roots, C.F., Jones, D.S., Maloof, A.C., Strauss, J.V., Cohen, P.A., Johnston, D.T., Schrag, D. 2010. Calibrating the Cryogenian. *Science* (5970): 1241-1243.

- Maia Jr., F., Machado, J.M. & Arraes, T. (2005) Projeto Nova Roma, Mapeamento Geológico da Região do Ribeirão Areias, Área XIII, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Marchese, H.C. 1974. Estromatólitos "Gymnosolenides" en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, 4(4); 257-272.
- Martins, M. 1999. *Análise Estratigráfica das Sequências Mesoproterozóicas (borda oeste) e Neoproterozóicas da Bacia do São Francisco*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de mestrado, 214 p.
- 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 Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte. p.31-54.
- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., Fallick, A.E. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating'. *Terra Nova*, 13(1):1-11.
- Misi, A. & Veizer, J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequence of the Una Group, Irecê Basin, Brazil: chemostratigraphy, age and correlation. *Precambrian Research*, 89:87-100.
- Misi, A. Estratigrafia isotópica das seqüências do Supergrupo São Francisco, coberturas neoproterozóicas do Craton do São Francisco. Idade e correlações. 2001. . In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. (ed.). *A Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais*. SBG, Belo Horizonte, p.67-92.
- Misi, A., Iyer, S.S.S., Tassinari, C.G.G., Kyle, J.R.R., Coelho, C.E.S., Franca-Rocha, W.J.S., Gomes, A.S. R., Cunha, I.A., Carvalho, I.G. 1999. Geological and isotopic constraints on the metallogenic evolution of the Proterozoic sediment hosted Pb-Zn (ag) deposits of Brazil. *Gondwana Research*, 2(1):47-65.
- Misi, A., Kaufman, A., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J. B., Sanches, A.L., Iyer, S.S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology*, 237:143-167.
- Monteiro, C.F. 2009. *Fosforitos do Grupo Bambuí na região de Campos Belos (GO) / Arraias (TO), na borda oeste do Cráton São Francisco*. UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 114p.

- Nédélec, A., Affaton, P., France-Lanord, C., Charrière, A., Alvaro, J. 2007. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): A record of microbial activity in a peritidal environment. *C. R. Geoscience*, 339:223-239.
- Nobre-Lopes, J. 1995. *Faciologia e Gênese dos Carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais*. Univ. de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 166p.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Trindade, R.I.F., Fairchild, T.R., 2007. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237:168–190.
- Oliveira, E.S.R. & Rodrigues L.S. (2005) Projeto Nova Roma - Porto Real, Relatório Final do Mapeamento Geológico da Área XV. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Oliveira, L.G.S. & Novais, Z.L.R. (1999) Geologia da região do Morro da Cruz (Sub-Área VII), Projeto Monte Alegre de Goiás, Relatório Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Parenti Couto, J.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., Iyers, S.S., Moraes, N.M.P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Rev. Bras. Geociências*, 11 (1): 5-16.
- Pedrosa-Soarea, A.C., Cordani, U.G., Nutman, A. 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: First U-Pb (SHRIMP) data of detrital zircons. *Rev. Bras. Geociências*, 30: 58-61.
- Pereira, L. 1992. *Relações Tectono-Estratigráficas entre as Unidades Canastra e Ibiá na Região de Coromandel e Guarda-Mor. MG*. Dissertação de Mestrado. IG-UnB, 73p.
- Pflug, R., Renger, F.E. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracajú, 1976. Anais...*, SBG, 1(2): 5-19.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Brasília Belt, central Brazil: a review. *Lithos*, 46:463-483.

- Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A.; Fuck, R.A.; Viana, M.G.; Junges, S.L.; Fischel, D.P.; Seer, H.; Dantas, E.L. 2001. Nd Isotopes and the Provenance of Detrital Sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Jour. South Am. Ear. Sci.*, 14(6):571-585.
- Rêgo, A.P.M & Lima, G.C.O. (1999) Mapeamento Geológico da Região do Garimpo Novo Horizonte (Sub-Àrea IV), Projeto Monte Alegre de Goiás, Relatório Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Rodrigues, J.B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelos Sm-Nd*. UnB, Brasília, Tese de Doutorado, 128p.
- Rodrigues, J.B., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Armstrong, R.A. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 29:512-521.
- Romeiro-Silva, P. C. & Zalán, P. V. 2005. Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do Limite Oeste do Cráton do São Francisco. *In: III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, Salvador, 2005. *Anais*, 1(1):44-47.
- Santos, R.V., Alvarenga, C.J.S., Babinski, M., Segmentos, M.L.S., Cukrov, N., Fonseca, M.A., Sial, A.N., Dardenne, M.A., Noce, C.M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco Craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Science*, 18:27-39.
- Santos, R.V., Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, 104:107-122.
- Saylor, B., Kalfman, A. J., Grotzinger, J. P., Urban, F. 1998. A composite reference section for terminal proterozoic strata of southern Namibia. *Journal of Sedimentary Research*, 68 (6):1223-1235.
- Scholl, W.U. 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. . *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 29, Ouro Preto, 1976. *Anais...* , SBG, 2: 207-231.

- Seer, H.J. 1999. *Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma Araxá, Minas Gerais*. Tese de Doutorado. Universidade Nacional de Brasília. 267p.
- Serr, H.J., Moraes, L.C., Fogaça, A.C.C. 1987. Faciologia e estruturação tectônica dos metassedimentos com diamictitos e jaspelitos da região de Lagoa Formosa, MG (Grupo Bambuí?). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. Anais...*, SBG, 199-213.
- Silva Jr., E.C. & Mota, L.L. (1999) Geologia da Área do Resgate (Sub-Área VI), Projeto Monte Alegre de Goiás, Relatório Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Silva, D.G & Silva, K.R.O (2002) Projeto Arraias - Área II, Relatório Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 114p.
- Soares, L.A. 1977. Prospecção geoquímica em rocha. Mapa de distribuição e anomalias de Cu, Pb, Zn. Projeto Bambuí, Metais de Goiás S/A. Escala 1:20000.
- Souza, J.D., Kosin, M.D., Heineck, C.A., Lacerda Filho, J.V., Teixeira, L.R., Valente, C.R. Guimarães, J.T., Bento, R.V., Borges, V.P., Santos, R.A., Leite, C.A., Neves, J.P., Oliveira, I.W.B., Carvalho, L.M., Paes, V.J.C., Netto, C., Pereira, L.H.M. 2004. Folha SD.23-Brasília. *In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.*
- Tonietto, S.N. 2010. Diagenese e hidrotermalismo em rochas carbonáticas proterozóicas: Grupos Bambuí e Vazante, Bacia do São Francisco. UnB, Brasília. Dissertação de Mestrado, 167p.
- Trompette, R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. Balkema, Rotterdam, 350 p.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Trompette 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: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. BECA, pp. 539-553.

- Uhlein, A. 1991. *Transição Cráton – Faixa Dobrada: Exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. USP, São Paulo. Tese de Doutorado, 245p.
- Uhlein, A., Trompette, R., Alvarenga, C.J.S. 1994. Late Proterozoic gravitational sedimentation on a continental margin under glacial influence: The Jequitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *In: 14th International Sedimentology Congress. Abstract. G85-86*. Recife, Brazil.
- Valeriano, C.M. 1992. *Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais*. Univ. São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 192p.
- Valeriano, C.M., Dardenne, M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A., Seer, H.J. 2004a. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (ed.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. BECA, pp. 575-592.
- Valeriano, C.M., Heilbron, M. & Simões, L.S.A. 1994. Compartimentação tectônica da porção meridional da Faixa Brasília nos segmentos de Araxá e da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, 1994. Anais... Camboriú: SBG. v.1, p. 217-218*.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004b. U-Pb Geochronology of the southern Brasília Belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research*, 130(1-4):27-55.
- Veizer, J. & Compston, W. 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40:905–914.
- Vieira, L. C. 2007. *A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do proterozóico*. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 145p.
- Walker, R.G. & Plint, A.G. 1992. Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. *In: Walker, R.G. & James, N.P. (ed.). Facies Model: Response to sea level change*. GEOText1: pp.219-236.

Warren, J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52:1-81.

Zálan, P. V & Romeiro-Silva, P. C., 2007. Bacia do São Francisco. *Bol. Geoc. Petrobras*, 15(2): 561-571.