UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Fácies sedimentares e proveniência da Formação
Bebedouro, Neoproterozóico (BA)**

Felipe Torres Figueiredo

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

2008

Agradecimentos

Após dois anos dedicados à realização deste estudo, entrego esta dissertação com a esperança de poder ter contribuído, de modo significativo, com a pesquisa no Brasil e no exterior. E de que esta contribuição sirva como referência e críticas para estudos futuros na região e em outras regiões, dentro das áreas de concentração de análise de fácies e de proveniência.

Em muitos casos como o desta dissertação, estão presentes pessoas que contribuem de modo indireto para sua elaboração. Destas, gostaria de agradecer colegas, funcionários, estagiários, docentes, pós-graduandos, graduandos e instituições de fomento à pesquisa, sem os quais não seria possível a conclusão desta pesquisa.

Dos funcionários, estagiários, pós-graduandos e graduandos que auxiliaram em atividades como instalação e utilização de softwares, serviços de laboratório e viagens de campo, gostaria de agradecer: ao Guano, ao Tropeço, ao Pavão, ao Vivi, ao Adriano, à Rebeca, à Simone, ao Vitor, ao Zé Paulo, à Margarete, à Sandra, ao Vasco, ao Walter, ao Pareja, ao Carrapato, ao Nulo, ao Aedes, à Elisângela e ao Kodorna.

Dos docentes e pós-graduandos que contribuíram durante as conversas de corredor com sugestões, críticas e indicações bibliográficas gostaria de agradecer à profa. Dra. Ana Góes, ao prof. Dr. Ricardo Trindade, à profa. Dra. Marly Babinski, ao prof. Dr. Afonso Nogueira, ao prof. Dr. Cláudio Riccomini, ao prof. Dr. André Sawakuchi, ao prof. Dr. Silvio Vlach, à profa. Dra. Sônia Maria, ao prof. Dr. Guilherme Gualda, à Dra. Lucieth Vieira, ao Bizarro, ao Kodorna, ao Pegmatito, ao Noku, ao Nulo, ao Aedes e ao Carrapato.

Das instituições de fomento, gostaria de agradecer ao Conselho Nacional de Pesquisa e tectonologia (Cnpq), pela bolsa de estudo, à Fundação de Amparo à pesquisa no Estado de São Paulo (Fapesp), pelo auxílio ao projeto de pesquisa, ao qual esta dissertação está vinculada.

Agradeço ao programa de excelência (Proex) de pós-graduação em geoquímica e geotectônica, pelo incentivo a divulgação e integração da pesquisa, ao arcar com as despesas de transporte e estada durante a apresentação de um trabalho em evento científico nacional.

E por fim, gostaria de agradecer imensamente, às duas pessoas que aguentaram minhas teimosias e conduziram de maneira muito empolgante e com extremo incentivo a orientação deste trabalho. À Liliane Janikian de Almeida, pelo auxílio nas atividades de campo, nos trâmites necessários a realização de atividades ligadas ao Instituto de Geociências e às instituições de fomento e auxílio à pesquisa. Mas, principalmente pelas cobranças, discussões e auxílio durante a organização da redação dos textos do projeto de pesquisa e da presente dissertação. Ao Renato Paes de Almeida, agradeço pelos ensinamentos de campo, que sem dúvida, foram a base desta dissertação. Às sugestões dadas e à confiança em mim depositada para pesquisar com autonomia. Agradeço pela convivência em momentos de discussões, mesmo que, às vezes, acaloradas. Pelo exemplo de estímulo, disposição e dedicação ao ensino e à pesquisa em geociências.

Não poderia deixar de fazer um agradecimento especial ao pequeno Henrique que foi um grande incentivo pra que eu me dedica-se e concluí-se a dissertação dentro do prazo limite.

Resumo

O registro sedimentar do final do Neoproterozóico tem sido alvo de intensas pesquisas desde a retomada dos modelos de glaciação extrema e rápidas mudanças climáticas, com destaque para a hipótese *Snowball Earth*. Esses modelos baseiam-se na identificação, em todos os continentes, de sucessões neoproterozóicas que compreendem diamictitos sobrepostos por carbonatos, interpretados, respectivamente, como depósitos glaciais e pós-glaciais.

A fim de explicar o caráter global da distribuição dos diamictitos e sua aparente transição rápida para carbonatos, alguns autores propuseram hipóteses de que o planeta teria sofrido mudanças climáticas extremas, e de que estas teriam ocorrido na forma de três eventos glaciais durante o Criogeniano e o Ediacarano (*Sturtian*, *Marinoan* e *Gaskiers*). Outros autores consideram que a correlação global destes depósitos pode ser explicada pelo modelo *Zipper-rift*, que considera a existência de geleiras de altitude, condicionadas pelo soerguimento das ombreiras de sistemas de *riffs*, supostamente abertos durante a fragmentação do supercontinente Rodínia.

Apesar de intensos esforços para correlacionar estas sucessões, ainda persistem dúvidas a esse respeito. Isto se deve, em parte, à ênfase dada ao estudo das sucessões carbonáticas sobrejacentes, em detrimento das pesquisas nos próprios diamictitos. Dentro desse contexto, o presente estudo tem como alvo a sucessão sedimentar inferior do Grupo Una, interpretada como representativa do evento *Sturtian*, localizada na porção norte do Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil. Foram realizadas análises de fácies, de associações de fácies e de proveniência sedimentar com o objetivo de testar os modelos de dinâmica glacial propostos para o período e avaliar localmente o caráter da transição entre diamictitos e carbonatos.

O Grupo Una apresenta área de afloramento de aproximadamente 16.000 km² e compreende depósitos sedimentares isentos de metamorfismo, que se encontram distribuídos em três sinclinais (Salitre, Irecê e Una-Utinga). Na base, compreende arenitos, diamictitos e pelitos com clastos esparsos da Formação Bebedouro, interpretada em termos das associações de fácies (1) *Transicional marinha influenciada por banquisas e/ou icebergs* e (2) *Marinha de plataforma continental*. A passagem para a unidade de topo ocorre de forma brusca, em contato plano com dolomitos maciços a laminados com pseudomorfos de aragonita, sobrepostos por ritmitos de calcarenitos e calcilutitos com laminação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante, estromatólitos e *slumps*, divididos nas associações de fácies de (3) *Plataforma carbonática rasa influenciada por ondas* e (4) *Rampa carbonática influenciada por escorregamentos*.

Dados de contagem de litotipos em clastos e seções delgadas indicam variação lateral de proveniência, com fontes particulares para cada uma das áreas investigadas. Essa variação é interpretada como resultado de aporte de geleiras de vale ou do tipo *outlet* na margem glacio-marinha, indicando a presença de altos topográficos. A datação U-Pb SHRIMP de seixos revelou predomínio de fontes próximas, com contribuição local de fontes mais distantes, sugerindo alguma deposição a partir de *icebergs* provenientes da margem oposta da bacia, talvez a mais de 150 km à leste, sobre os Blocos Jequié ou Itabuna-Salvador-Curaçá. Datações de cristais de zircão detrítico da matriz dos diamictitos confirmam os

dados obtidos a partir de seixos, e permitem a identificação de uma fonte jovem, de fora do cráton, com cerca de 850 Ma. Esse dado limita a idade máxima da unidade.

Ainda que a proveniência da Formação Bebedouro indique a existência de altos topográficos adjacentes à bacia, a ausência de controles tectônicos na sedimentação, evidenciada pela grande persistência lateral de sistemas deposicionais com pouca variação de espessura, não corrobora o modelo de desenvolvimento das geleiras neoproterozóicas em margens de sistemas de *rifts*.

Abstract

The sedimentary record of Neoproterozoic age has become a major subject of research since the rebirth of the models of extreme glaciation and rapid climatic changes for the period, including the Snowball Earth hypothesis. These models are founded on the identification, in all continents, of Neoproterozoic diamictites directly overlain by carbonates, which are interpreted respectively as glacial and post-glacial deposits.

In order to explain the global distribution of diamictites and their apparently rapid transition to carbonates, some authors have proposed hypothesis of extreme climatic change related to three glacial episodes during the Cryogenian and the Ediacaran (Sturtian, Marinoan e Gaskiers). On the other hand, some authors consider that the global correlation of these deposits is the consequence of altitude-nucleated glaciers formed on the shoulders of rift systems during the breakup of the Rodinia Supercontinent, in what is called the Zipper-rift model.

Despite the efforts to establish a chronological correlation among the several successions, many questions still persist, in part due to the great emphasis on the study of the carbonate successions and the scarce work on the diamictites. The present work aims at studding the lower section of the Una Group, interpreted as related to the Sturtian glacial event and located in the northern region of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. Facies, facies associations and clastic provenance analysis were performed in order to test the current models on the Neoproterozoic glacial dynamics and to locally evaluate the passage from diamictites to carbonates.

The Una Group crops out in a area of approximately 16,000 km² and is composed of sedimentary deposits without metamorphism, preserved in three synclinal folds (Salitre, Irecê e Una-Utinga). At its base, the unit comprises sandstones, diamictites and mudstones with dropstones grouped into the Bebedouro Formation. This formation comprises two facies associations: (1) *Marine transitional deposits influenced by ice-shelves and/or icebergs* and (2) *Continental platform marine deposits*. The passage to the upper unit is marked by a sharp planar surface above which lay two facies associations: (3) *Wave influenced shallow carbonatic platform deposits*, comprising massive to laminated dolomites, locally with aragonite pseudomorph crystals, overlain by (4) *Carbonatic ramp influenced by slumps*, composed of calcareous grainstones and mudstones with plane-parallel lamination, climbing ripples, slump structures and locally stromatolites.

Pebble lithology and thin section compositional data indicate great spatial variation of provenance, with specific sources for each of the investigated areas. This variation is interpreted as the consequence of valley or outlet glaciers feeding the glaciomarine margin, thus indicating the presence of topographically elevated areas near the basin. U-Pb SHRIMP dating of selected pebbles reveals the dominance of nearby sources, with the local contribution of far-traveled clasts, suggesting mixing with sediments deposited from icebergs which came from the opposite basin margin, as far as 150 km to the east. U-Pb SHRIMP dating of detrital zircon grains from the matrix of the diamictites confirmed this model and lead to the identification of a source from outside the craton with approximately 850 Ma. This data constraints the maximum depositional age of the Bebedouro Formation.

Despite provenance from the Bebedouro Formation indicates the presence of topographically elevated areas near the basin, the absence of tectonic controls on the sedimentation, evidenced by the great lateral continuity of the depositional systems and their small thickness variation, does not confirm the model of development of neoproterozoic glaciers over the shoulders of rift systems.

Sumário

Lista de Figuras	2
Lista de Tabelas	7
Capítulo 1	9
1.1 Introdução	9
1.2 Objetivos	10
1.3 Localização das áreas de estudo e principais vias de acesso	11
1.4 Materiais e métodos	13
1.4.1 Reconhecimento geológico	13
1.4.2 Atividades de gabinete	16
Capítulo 2	23
2.1 Revisão do contexto geológico	23
2.1.1 O embasamento do Supergrupo São Francisco	23
2.1.2 O Supergrupo São Francisco	31
2.1.3 Geocronologia das coberturas plataformais do Cráton	38
2.1.4 Proveniência dos depósitos glaciogênicos	39
Capítulo 3	41
3.1 Análise de fácies e de associações de fácies do Grupo Una	41
3.1.1 Introdução	41
3.1.2 Contexto Geológico	42
3.1.3 Estratigrafia e correlação regional	44
3.1.4 Métodos	45
3.1.5 O Grupo Una	45
3.1.6 Fácies sedimentares	46
3.1.7 Associações de Fácies	57
3.1.8 Discussões e Conclusões	75

Capítulo 4	79
4.1 Proveniência da Formação Bebedouro	79
4.1.1 Proveniência microscópica	88
Capítulo 5	98
5.1 Discussões	98
5.2 Conclusões	104
Referências Bibliográficas	106
Anexo	

Lista de Figuras

1.1	Esboço geológico com a localização das áreas de estudo, principais acessos rodoviários e unidades geológicas do Grupo Una: Formação Bebedouro (em verde) e Formação Salitre (em azul) com a localização dos pontos de afloramento estudados (modificado de Guimarães (1996)).	12
1.2	Exemplo de malha retangular de $4 m^2$ para contagem de clastos. A foto à esquerda mostra a distância entre as malhas dispostas no sítio FUU38, na área Una-Utinga (5).	15
1.3	Descrição do movimento realizado com o auxílio do <i>charriot</i> , durante as contagens de pontos.	17
2.1	Principais províncias geotectônicas do Cráton do São Francisco em suas porções setentrional (A), e extremo Meridional (B). O retângulo assinalado na porção setentrional delimita a região de estudo nesta dissertação (mapa geológico regional modificado de Alkmim e Martins-Neto (2001)).	24
2.2	Seção esquemática, com as principais unidades litoestratigráficas, representantes da porção setentrional do Cráton, nas áreas de Irecê, Una-Utinga e Salitre (modificado de Dominguez et al.1996).	28
2.3	Mapa geológico da região central da Bahia, destacando as principais áreas de estudo da Formação Bebedouro e as rochas do embasamento próximo (Mapa modificado de Inda & Barbosa (1978) e Guimarães (1996))	37
3.1	Mapa de localização geral das áreas de estudo, destacando as rochas do embasamento próximas e as principais estruturas tectônicas. Modificado do mapa geológico escala 1:1.000.000 do Estado da Bahia (Inda & Barbosa, 1978) e de Alkmim & Martins-Neto (2001).	43
3.2	Fotomosaico e interpretação do afloramento, localizado no extremo oeste da área 2, mostrando o contato plano entre as associações de fácies glacio-marinhas (1 e 2) e carbonáticas do topo (3).	58

3.3	Aspectos dos depósitos do Grupo Una nas localidades de Brejões e Tamboril (VER01 e VER02), localizadas na área Salitre 2 e na localidade Salitre 1 (FSA20). O retângulo inferior da esquerda detalha a geometria das fácies de arenitos maciços (Sm) e arenitos laminados (Sh) em meio aos diamictitos (Dmm), próximo ao topo da Formação Bebedouro	59
3.4	Geometria tabular do Grupo Una, com destaque para a superfície plana do contato entre as unidades glacial (Formação Bebedouro) e pós-glacial (Formação Salitre). A pessoa de escala tem 1.74 m de altura	60
3.5	Seções colunares levantadas nos pontos em vermelho, localizadas no extremo oeste da área Salitre 2	61
3.6	Exemplos da associação de fácies 1. Diamictito laminado (Dml) sobreposto por diamictito maciço (Dmm) (A); Diamictito maciço (Dmm) (B); Arenito grosso laminado (Sh) sobreposto por pelitos laminados com clastos esparsos (P-d) (C); Ciclos granodecrescentes de arenitos grossos a seixosos maciços (Sm) e arenitos finos laminados (Sh) (D); Arenito com estratificação cruzada acanalada (St) (E); Arenito fino laminado (Sh) (F).	63
3.7	Seções colunares com orientação NE-SW próximo ao município de Lajes do Batata, extremo leste do sinclinal Salitre (2). A seção FSA 20 foi levantada no mesmo sinclinal, 100 km ao norte.	64
3.8	Aspectos da associação de fácies 1 no sinclinal Una-Utinga (Área 5).	65
3.9	Seções colunares levantadas no extremo oeste do sinclinal Salitre (2) entre Tamboril e Brejões (Figura 3.6)	66
3.10	Exemplos de fácies da associação 2. Aspecto geométrico lenticular de arenitos maciços (Sm) em meio a espessa sucessão de pelitos laminados (Pl) (A); Detalhe da fácies de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (Scr) no topo da seção FUU20 (B); Pelitos laminados (Pl) na base da associação, sobrepostos a pelitos com clastos esparsos (P-d) (C); Pelitos maciços da seção FSA 14 (D).	68
3.11	Seções colunares de orientação N-S, levantadas no sinclinal Una-Utinga (4) ao sul da área de estudo	69
3.12	Exemplos de fácies da associação 3. Dolomitos maciços (Dm) e laminados (Dh) (A); Dolomitos com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Dcr) (B); Dolomitos com leques de pseudomorfs de aragonita (Da) (C e D)	71
3.13	Exemplos de fácies da associação 4. Calcários com laminação plano-paralela, intercalando níveis de calcilutitos e calcarenitos (A); Estrutura de escorregamento sin-sedimentar (B); Gradação entre calcários com laminação plano-paralela (Ch) e calcários com laminação cruzada cavalgante subcrítica (Ccr), com feição centimétrica de escorregamento no topo (C); Estromatólito colunar (D)	73

3.14	Seções colunares da associação de fácies (4), levantadas no extremo leste do sinclinal Irecê (3 e 4)	74
3.15	Reconstituição do paleoambiente interpretado, durante a deposição dos diamictitos da Formação Bebedouro.	77
4.1	Distribuição dos sítios onde foram realizadas contagens de clastos nas áreas Salitre 1 e 2. O ponto de contagem FSA20 localiza-se na área 1 (C), 100 km ao norte do município de Lajes do Batata.	80
4.2	Distribuição das proporções dos principais litotipos identificados como clastos nas áreas Salitre 1 e 2.	81
4.3	Litotipos dos clastos identificados na área Salitre: (A) carbonato laminado intemperizado; (B) Quartzito verde a branco, maciço, de aspecto sacaroidal; (C) Metaconglomerado monomítico de quartzo e arcabouço quartzítico; (D) Biotita granito porfirítico com fenocristais de feldspato alcalino; (E) Bt-anf gnaiss intemperizado, com feições de anatexia; (F) Filito.	82
4.4	(G) Andaluzita estauroлита biotita xisto; (H) Leucogranito inequigranular fanerítico fino a médio; (I) Sieno granito equigranular fanerítico médio; (J) Biotita granito cloritizado equigranular fanerítico médio; (L) Leucogranito róseo equigranular fanerítico médio; (M) Leucogranito milonítico	83
4.5	Distribuição das proporções dos principais litotipos de clastos identificados na área Irecê (3).	84
4.6	Litotipos dos clastos identificados na área Irecê: (A) Aspecto geral do diamictito com seixos de calcarenito, sillexito e arenitos; (B) Anfibólio clorita xisto; (C) Sieno-granito milonitizado; (D) Calcário com estrutura estromatolítica; (E) Leucogranito inequigranular fanerítico médio a grosso com piroxênio; (F) Monzogranito equigranular fanerítico médio	85
4.7	Distribuição das proporções dos litotipos de clastos identificados na área Una-Utinga (5).	86
4.8	Litotipos dos clastos identificados na área Una-Utinga: (A) Aspecto geral do diamictito com seixos de granitóides (FUU38); (B) Matação de metatexito com leucosoma em evidência; (C) Biotita anfibólio gnaiss foliado com, com veio pegmatóide na parte superior; (D) quartzo de veio pegmatóide; (E) Sieno granito ao lado da escala e clorita xisto à sua direita; (F) Clasto caído de veio pegmatóide em meio aos pelitos laminados (Pl) da seção FUU21.	87
4.9	Classificação nominal dos clastos dos diamictitos pelo diagrama de Streckeisen (1976).	88

- 4.10 Fotomicrografia dos clastos identificados na área Salitre (FSA03F - Andalusita estauroлита biotita xisto, FSA03E - Monzogranito com muscovita; FSA16C - Sienogranito com biotita; FSA03B - Granodiorito milonitizado). Fotos à direita apresentam polarizadores cruzados. 89
- 4.11 Fotomicrografia dos clastos identificados na área Irecê (FIR32G - Cristais de hiperstênio do charnockito, à direita mesopertita e sericita substituindo plagioclásio; FIR08A - monzogranito com cristais sub-édricos de quartzo e plagioclásio à direita; FIR32F - Enderbita, com fenocristal de plagioclásio e substituição de sericita em plagioclásio à direita). Fotos à direita com polarizadores cruzados. 90
- 4.12 Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados (à direita) dos clastos identificados na área Una-Utinga (FUU38C - Textura granolepidoblástica em granada-biotita-clorita gnaiss, com pertita; FUU20E - Foliação pouco desenvolvida de hiperstênio e muscovita em charnockito; FUU21A - Cloritização em sienogranito). Fotos à direita com polarizadores cruzados. 91
- 4.13 Principais fragmentos líticos identificados na fração arenosa dos diamictitos e psamitos da área Salitre. (FSA03B - Micrito e microesparito em meio ao arcabouço pouco selecionado de quartzo e pseudomatriz carbonática; FSA11B - Lítico de olivina parcialmente extinto (à direita) em meio ao arcabouço com grãos subarredondados de quartzo e mesopertita; FSA03B - Quartzo arenito muito fino arredondado em meio ao arcabouço de quartzo e pseudomatriz carbonática). Fotos à direita com polarizadores cruzados. 92
- 4.14 Principais fragmentos líticos identificados na fração arenosa dos diamictitos e psamitos da área Salitre (FSA16D - Líticos de quartzito com extinção ondulante arredondados dispersos em arcabouço de quartzo arredondados e matriz ferruginosa do diamictito; FSA20C - Líticos de plagioclásio e quartzo (extremo superior) e microclínio anguloso em meio à matriz ferruginosa (ao centro) do diamictito; FSA13C - Lítico de muscovita e plagioclásio sericitizado (ao centro), com grãos de microclínio, plagioclásio e quartzo dispersos no arcabouço do arenito). Fotos à direita com polarizadores cruzados. 93
- 4.15 Principais fragmentos líticos identificados na fração arenosa dos diamictitos e psamitos da área Irecê (FIR32D - Líticos de micrito e calcilito, arredondados, em meio à matriz quartzo carbonática; Ao centro, líticos de quartzo arenito fino com borda de calcita/dolomita espática e de quartzito; FIR32A - Líticos angulosos de calcilitos laminados (ao centro e à direita) em meio à matriz micrítica com oólitos). Fotos à direita com polarizadores cruzados. Fotos à direita com polarizadores cruzados. 94

-
- 4.16 Principais fragmentos líticos identificados na fração arenosa dos diamictitos e psamitos da área Una-Utinga (FUU38B - Lítico de quartzo e clorita em meio à matriz ferruginosa do diamictito; Abaixo fragmento lítico provavelmente de granitóide, composto por quartzo, plagioclásio sericitizado e mesopertita).Fotos à direita com polarizadores cruzados. 95
- 4.17 Litotipos identificados durante a proveniência de clastos na área Una-Utinga (FUU47D - Líticos de quartzo-arenito fino anguloso (ao centro) e micrito (abaixo); FUU21 - Detalhe de fragmento lítico de granitóide em meio à base de turbidito; FUU38E - Fragmento lítico de quartzito em meio à matriz ferruginosa do diamictito).Fotos à direita com polarizadores cruzados. 96
- 5.1 Reconstituição do paleoambiente interpretado, durante a deposição dos diamictitos da Formação Bebedouro. 103

Lista de Tabelas

1.1	Nomenclatura utilizada durante a contagem de pontos nas seções delgadas (adaptadas de Gazzi (1966)).	18
1.2	Valores com zeros aproximados, de acordo com a proposta de Howarth (1998). . .	20
2.1	Tabela com a compilação de dados geocronológicos para as rochas que compõem o embasamento do Supergrupo São Francisco (Baseado em Barbosa e Sabaté (2003))	29
2.2	Tabela com a compilação de dados geocronológicos para as rochas que compõem o embasamento do Supergrupo São Francisco (Baseado em Barbosa e Sabaté (2003))	30
3.1	Tabela resumida com as fácies e associações de fácies sedimentares das Formações Bebedouro e Salitre nas áreas de estudo.	56

Capítulo 1

1.1. Introdução

No final do Neoproterozóico, nos períodos Criogeniano e Ediacarano, ocorreram mudanças climáticas globais, interpretadas com base no reconhecimento de depósitos glaciogênicos sincrônicos comumente sobrepostos por sucessões carbonáticas em diversas localidades do mundo (Kirschvink, 1992; Hoffman *et al.*, 1998; Hoffman & Schrag, 2002). Em poucas destas localidades as sucessões de diamictitos e carbonatos ocorrem intercalados com rochas vulcânicas passíveis de datação (Hoffman & Schrag, 2002; Zhang *et al.*, 2008), e as hipóteses de correlação baseiam-se principalmente em dados de isótopos estáveis do intervalo carbonático (Kennedy *et al.*, 1998; Jiang *et al.*, 2003; Halverson *et al.*, 2005; Misi *et al.*, 2007).

Contudo, em localidades onde existem níveis de tufo, foi possível a obtenção de idades radiométricas, que indicam três eventos glaciais durante o Neoproterozóico. Estes eventos foram denominados, do mais antigo para o mais novo, *Sturtian* (estimado em 710 Ma por Fanning & Link (2004)), *Marinoan* (com término datado em 635 Ma por Hoffman *et al.* (2004) e *Gaskiers* (Bowring *et al.*, 2003; Condon *et al.*, 2005; Halverson *et al.*, 2005).

Apesar do número crescente de estudos geocronológicos (*e.g.* Condon *et al.*, 2005; Kendall *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2008), sedimentológicos (*e.g.* Grey *et al.*, 1999; Corkeron & George, 2001; Hoffman & Schrag, 2002; Leather *et al.*, 2002) e quimioestratigráficos (*e.g.* Halverson *et al.*, 2005; Misi *et al.*, 2007; Vieira, 2007) nos depósitos carbonáticos (pós-glaciais), incertezas sobre o caráter global e a transição climática destes eventos ainda persistem. Em parte, isto se deve ao fato de poucos trabalhos focarem seus estudos nos próprios depósitos glaciais como meio de esclarecer esses eventos (*e.g.* Nogueira *et al.*, 2003; Arnaud & Eyles, 2006).

Neste contexto a presente dissertação de mestrado abrangeu o estudo de uma região

representativa do evento *Sturtian*, dando ênfase aos depósitos glaciogênicos e sua passagem para os carbonatos pós-glaciais. A região em questão está situada na porção setentrional do Cráton do São Francisco, na qual afloram sucessões do Grupo Una, base do Supergrupo São Francisco.

O Grupo Una aflora numa área de aproximadamente 16000 km^2 , localizado na região centro-norte da Bahia (Figura 2.3), sendo composto por duas unidades, uma basal, denominada Formação Bebedouro, onde são comuns diamictitos maciços a estratificados, considerados de idade Sturtian (Babinski *et al.*, 2007), associados a pelitos laminados com clastos caídos (Karfunkel & Hoppe, 1988; Guimarães, 1996), e uma sobrejacente, denominada Formação Salitre, onde predominam calcarenitos e calcilutitos maciços a laminados (Dominguez, 1993).

Esta dissertação apresenta os estudos sedimentológicos e estratigráficos (análises de fácies, associações de fácies e de sistemas deposicionais) nas unidades do Grupo Una e estudos de proveniência na Formação Bebedouro. Estes estudos possibilitaram a elaboração de dois artigos, inseridos nesta dissertação em conformidade com as normas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Os resultados obtidos a partir da análise de fácies e de sistemas deposicionais no Grupo Una encontram-se no capítulo 3. Nos capítulos 4 e no artigo em anexo são apresentados os resultados da análise de proveniência na Formação Bebedouro, incluindo datações radiométricas de clastos e de zircões detríticos.

1.2. Objetivos

As pesquisas realizadas nesta dissertação de mestrado compreenderam os depósitos basais do Grupo Una, considerados por alguns autores como representantes do evento glacial *Sturtian* (Babinski *et al.*, 2007). O principal objetivo das pesquisas foi a avaliação da extensão e da dinâmica de geleiras que culminaram com a gênese destes depósitos, colocando-se em teste as hipóteses sobre a glaciação global e o espaço temporal decorrido entre a deposição das unidades glaciais e pós-glaciais (Formação Salitre). Para isso procurou-se:

- Estabelecer o controle estratigráfico dos diamictitos neoproterozóicos identificados na região centro-norte do Estado da Bahia (Formação Bebedouro).
- Realizar análise de fácies e interpretar os sistemas deposicionais dessas sucessões;

- Reconstituir a paleogeografia dos depósitos glaciais, através da determinação das variações laterais de ambientes deposicionais em níveis estratigráficos definidos;
- Reconhecer os padrões de passagem dos depósitos glaciais para as sucessões carbonáticas sotopostas e caracterizar a geometria da superfície que limita os dois tipos de depósitos;
- Determinar a proveniência dos fragmentos presentes nos diamictitos, através de contagem macroscópica detalhada de clastos, contagem microscópica e análises isotópicas U-Pb de grãos de zircão;
- Reconhecer possíveis fontes de fragmentos exóticos ao Cráton do São Francisco e/ou padrões de variação lateral de fontes indicativos de sistemas de geleiras separados;

1.3. Localização das áreas de estudo e principais vias de acesso

As áreas onde afloram as rochas do Grupo Una, alvo desta dissertação, estão localizadas na região centro-norte do Estado da Bahia (Figura 1.1). O melhor acesso é feito de Salvador até Feira de Santana por meio da BR-324, em seguida percorre-se um curto trecho ao longo da BR-116 sentido sul até a entrada para a BA-052, que segue até o município de Morro do Chapéu. Os principais afloramentos estão apresentados no mapa pelas áreas em retângulo: Salitre (1 e 2) ao norte, Irecê (3 e 4) ao centro e Una-Utinga (5) ao sul (Figura 1.1).

Na área Salitre, foram estudados os depósitos aflorantes no entorno dos distritos de Brejões, Tamboril, Icó, Várzea Nova e Lajes do Batata, aqui incluídos na área Salitre Sul (2). Além destes, foi estudado um afloramento à oeste do município de Flamengo, localizado na área denominada de Salitre Norte (1), localizada 150 km ao norte de Senhor do Bonfim.

Na área Irecê (3 e 4) foram estudados apenas afloramentos nas adjacências do Município de Cafarnaum, e ao sul, a partir de Iraquara até Lençóis, através da rodovia BR-122.

Na área Una-Utinga (5), delimitada à sudeste do município de Lençóis, a Formação Bebedouro foi estudada principalmente na borda leste do sinforme, onde apresenta os melhores afloramentos, próximo aos municípios de Itaeté e Iramaia. O acesso a estas localidades foi realizado pela BA-142 (norte-sul) desde Morro do Chapéu até Utinga, de onde se segue pela BA-245 até Iramaia e Itaeté

Figura 1.1. Esboço geológico com a localização das áreas de estudo, principais acessos rodoviários e unidades geológicas do Grupo Una: Formação Bebedouro (em verde) e Formação Salitre (em azul) com a localização dos pontos de afloramento estudados (modificado de Guimarães (1996)).

1.4. Materiais e métodos

Com o intuito de atingir aos objetivos deste trabalho foram estabelecidos métodos, aplicados durante o reconhecimento geológico em atividades de campo e durante atividades de gabinete.

1.4.1 Reconhecimento geológico

Durante as duas etapas de campo no Estado da Bahia foram avaliadas as áreas de afloramento mais representativas da Formação Bebedouro. Com o intuito de registrar em detalhe e interpretar as informações contidas em cada afloramento, foram realizados: análise de fácies e de associações de fácies, levantamento de seções estratigráficas verticais, análise de geometrias deposicionais e análise de proveniência.

Análise de fácies e de associações de fácies

Os principais métodos utilizados para a interpretação dos sistemas deposicionais e reconstrução paleoambiental de depósitos antigos são as análises de fácies, de associações de fácies e de geometrias deposicionais em escala de afloramento. A análise de fácies, foi descrita e fundamentada por diversos autores (*e.g.* Anderson *et al.*, 1984; Eyles *et al.*, 1985; Reading, 1986; Walker, 1992; Miall, 2000), e baseia-se no reconhecimento e caracterização de uma entidade sedimentar com atributos específicos como composição, granulação, seleção granulométrica, estruturas sedimentares, geometria das camadas, conteúdo fossilífero, componentes diagenéticos que a torne distinta das demais adjacentes. Cada entidade ou fácies sedimentar é considerada como produto de um ou mais processos deposicionais ou pós-deposicionais, interpretados com base em análogos sedimentológicos modernos propostos na bibliografia.

As fácies identificadas no campo foram descritas, codificadas e agrupadas em associações de fácies recorrentes conforme sua distribuição espaço-tempo (horizontal e vertical). Sua apresentação é disposta na forma de esquemas e tabelas que contenham um ou mais processos responsáveis pela gênese da fácies, da associação de fácies e uma interpretação sobre processos e contexto paleoambiental (Miall, 1978). Desta forma pode-se reconhecer conjuntos de processos geneticamente relacionados (Collinson, 1969), facilitando a interpretação do paleo-sistema deposicional por comparação com modelos de fácies descritos na literatura especializada.

Seções estratigráficas verticais

Nas ocorrências sedimentares com continuidade vertical superior a 2 m, foram levantadas seções estratigráficas de detalhe, orientadas de forma perpendicular à estruturação de cada uma. Da base para o topo foram tomadas as medidas de espessura e, quando possível, extensão lateral de cada fácies ou camada constituinte da fácies, acompanhadas pela descrição de suas características e relações de contato. A elaboração destas seções permitiu entender a distribuição temporal das fácies descritas e interpretar os prováveis processos deposicionais que atuaram durante sua geração.

Análise de geometrias deposicionais

Em afloramentos com continuidade lateral, da ordem de uma dezena a centenas de metros, foram elaborados croquis da geometria dos corpos sedimentares em escala de afloramento. Para tanto foi registrada, com auxílio de uma máquina fotográfica, toda a extensão lateral e vertical do afloramento. As fotos foram dispostas lateralmente constituindo fotomosaicos a fim de visualizar as principais estruturas, geometrias deposicionais e possíveis variações laterais. Este método permitiu a identificação de hiatus deposicionais, superfícies erosivas e geometrias deposicionais. Seu reconhecimento envolveu a materialização lateral e tridimensional da geometria ou elemento arquitetural (Allen, 1983; Anderton, 1985; Miall, 1988). Para sua construção foi necessário tomar como referência horizontes estratigráficos, descritos na forma de associações de fácies nas seções verticais.

Comparação com modelos de fácies

Trata-se de uma técnica de interpretação utilizada para entender os processos geradores e os sistemas que possivelmente geraram as fácies ou associações de fácies deposicionais observadas no campo. As fácies e associações semelhantes (sucessões estratigráficas) foram comparadas com ambientes deposicionais e modelos de fácies descritos na bibliografia (*e.g.* Eyles *et al.*, 1985; Reading, 1986; Anderson *et al.*, 1984; Anderson & Ashley, 1991). As nomenclaturas e as siglas adotadas para codificação das fácies sedimentares siliciclásticas e glaciogênicas foram baseadas nos códigos propostos por (Eyles *et al.*, 1985) e (Eyles *et al.*, 1983). A elaboração de um modelo deposicional final para o depósito pôde ser obtido a partir da comparação de espessura, geometria, distribuição areal e variação lateral de fácies entre o registro sedimentar e modelos atualistas.

Análise de Proveniência de clastos

A análise de proveniência foi utilizada como ferramenta para reconhecer quais litotipos atuaram como principais fontes durante a formação dos depósitos sedimentares. Pretendeu-se, a partir deste estudo, inferir como ocorreu a dispersão dos sedimentos e estabelecer se houve algum padrão de variação em área dentro da bacia. Para isso foram levantadas 21 seções colunares de detalhe, a fim de posicionar e quantificar a espessura e variações laterais das camadas onde estivessem presentes fácies rudáceas (diamictitos e conglomerados). Quando identificadas, estas foram divididas em malhas geralmente de 4m^2 , compatíveis com as dimensões mínimas do afloramento. Em seguida foram quantificados e discriminados os litotipos dos clastos presentes. A quantificação foi realizada através da contagem visual macroscópica de 100 clastos maiores que 1 cm, segundo uma orientação linear paralela à malha de contagem (Figura 1.2). Ao todo foram realizadas contagens em 31 malhas, totalizando mais de 3000 clastos contados.

Figura 1.2. Exemplo de malha retangular de 4 m^2 para contagem de clastos. A foto à esquerda mostra a distância entre as malhas dispostas no sítio FUU38, na área Una-Utinga (5).

1.4.2 Atividades de gabinete

As atividades de gabinete compreenderam:

- Levantamento bibliográfico sobre as coberturas sedimentares do Cráton do São Francisco, com ênfase nos depósitos glaciogênicos das Formações Bebedouro, Jequitaiá e Grupo Macaúbas, que compõem o Supergrupo São Francisco;
- Levantamento bibliográfico sobre o banco de dados geocronológico das rochas do embasamento do Supergrupo São Francisco e de trabalhos prévios sobre proveniência nos depósitos glaciogênicos;
- Elaboração de seções colunares, fotomosaicos e mapas das áreas de estudo;
- Confecção e descrição de lâminas delgadas;
- Tratamento estatístico qualitativo e quantitativo dos dados obtidos a partir das descrições de lâminas e da proveniência macroscópica da Formação Bebedouro;
- Separação de zircões de seixos coletados nos depósitos da Formação Bebedouro

Análise Petrográfica e de Proveniência Microscópica

Com a finalidade de inferir as prováveis rochas fontes dos depósitos sedimentares, foram confeccionadas seções delgadas a partir da fração areia e dos clastos dos diamictitos.

Para a análise de proveniência microscópica foram descritas 13 seções delgadas da fração arenosa dos diamictitos e 30 dos arenitos, cada qual representativa de uma área de afloramento da Formação Bebedouro. A análise baseou-se no método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970), com a contagem de 500 pontos por seção delgada e o registro não só da composição do fragmento observado, mas também do mineral constituinte (no caso de fragmentos líticos) correspondente ao ponto (Tabela 1.1). Qualquer cristal e/ou grão, maior que 0,03 mm, contido em fragmento lítico ou como grão individual foi considerado separadamente. Tal método apresenta a vantagem de compensar a influência da granulação na composição dos fragmentos, permitindo melhor avaliação comparativa entre diferentes amostras.

Para a classificação nominal dos clastos foram confeccionadas 15 lâminas representativas de todos os litotipos descritos em campo. Nos clastos dos litotipos ígneos foi realizada contagem de 500 pontos por amostra. Em seguida, todas as amostras foram plotadas em

um diagrama ternário Streckeisen (1976) para classificação nominal de cada rocha-fonte identificada na forma de clastos nos diamictitos.

A integração da análise microscópica de clastos ígneos, metamórficos, sedimentares e da fração arenosa dos diamictitos com os dados obtidos a partir da contagem macroscópica serviu para refinar as categorias estabelecidas a partir da estimativa visual macroscópica.

Para a realização desta contagem foi utilizado um microscópio ótico adaptado com *charriot*, o que tornou possível avançar espacialmente, de modo regular, na área da lâmina (Figura 1.3). Para tanto foram utilizadas duas distâncias de movimento: de 0,5 mm e 1,0 mm, de acordo o tamanho do maior grão presente na lâmina. Quando o tamanho do maior grão ou cristal, no caso das rochas ígneas excedia a este espaçamento, a movimentação lateral da lâmina era feita com dois avanços consecutivos, e o registro de apenas uma contagem.

Figura 1.3. Descrição do movimento realizado com o auxílio do *charriot*, durante as contagens de pontos.

Durante a contagem de pontos os minerais pesados, inclusos na categoria acessórios, e os carbonatos, classificados como matriz e cimento, foram desconsiderados do esquema proposto. Apenas os carbonatos presentes como constituintes líticos, bem como os demais líticos foram utilizados.

A maturidade das rochas siliciclásticas foi avaliada com base em diagramas de Folk

(1968). A nomenclatura adotada para os aspectos texturais foi a de Pettijohn *et al.* (1987). Para a descrição especificamente de arenitos foi adotado o esquema proposto por Tucker (2001), que estabelece a seguinte sequência de características a serem analisadas: tamanho de grãos e porcentagens minerais presentes, textura, tipo de cimentos, substituições presentes, evidências de compactação, porosidade, tipo de arenito e ambiente deposicional. A granulometria foi avaliada com auxílio de escalas granulométricas baseadas em Wentworth (1922), *apud* Pettijohn *et al.* (1987). E, finalmente, a classificação dos litotipos foi calcada nas propostas de (Dott Jr, 1964) e Folk (1968).

<p>1</p> <p>Q Grãos estáveis de quartzo Qm Grãos de quartzo monocristalino Qmh Grãos de quartzo monocristalino com extinção homogênea Qmu Grãos de quartzo monocristalino com extinção ondulante Qp Total de grãos de quartzo policristalinos (fragmentos líticos) Qph Fragmentos líticos policristalinos com extinção homogênea Qpu Fragmentos líticos policristalinos com extinção ondulante Qpm Fragmentos líticos micropolicristalinos Qv Quartzo vulcânico</p>	<p>3</p> <p>L Fragmentos líticos policristalinos instáveis Lp Plutônicos Lv Vulcânicos e metavulcânicos Ls Sedimentares Lm Metamórficos Lt Fragmentos líticos totais (L+Qp)</p>
<p>2</p> <p>F Total de grãos de feldspato Pl Plagioclásio Or Ortoclásio Mc Microclínio P Perita (meso, anti, micro)</p>	<p>4</p> <p>M/C Matriz ou cimento preenchendo porosidade secundária</p> <p>5</p> <p>A Minerais acessórios (<1%)</p>

Tabela 1.1. Nomenclatura utilizada durante a contagem de pontos nas seções delgadas (adaptadas de Gazzi (1966)).

Análise estatística

A contagem de clastos permitiu a individualização de dados litológicos, tratados aqui como litotipos individualizados. Os dados foram descritos, primeiramente, do ponto de vista qualitativo para avaliar a distribuição da frequência de litotipos em área. Para isso foram considerados os parâmetros estatísticos: proporção, média, variância, desvio padrão, primeiro e terceiro quartis, mediana e número de contagens total. Em seguida os mesmos parâmetros foram confrontados entre áreas de ocorrência. Este procedimento foi repetido para os mesmos sítios deposicionais, em nível microscópico a fim de avaliar uma possível correspondência entre a variação de constituintes líticos e de clastos em área.

Os dados brutos referentes às contagens macro e microscópica de clastos serviram para qualificar os litotipos prováveis que forneceram sedimentos para a bacia e são apresentados

na forma de gráficos de proporções em cada área.

Com o intuito de realizar análise estatística multivariada, foram aplicadas transformações numéricas nos dados obtidos através da contagem de clastos e de pontos em lâmina, de forma a se contornar o problema de correlação intrínseca de dados composicionais (que somam 100 %). Estas transformações, seguiram a técnica denominada *centered-log-ratio (clr)* apresentada por Pawlowsky-Glahn & Egozcue (2006), originalmente proposta por Aitchison (1982). Esta técnica, conforme exemplificada adiante, envolve a aplicação do logaritmo neperiano ($\ln$), sobre o valor obtido a partir da divisão entre cada frequência de cada variável, pela média geométrica de todas as variáveis.

Numa malha (clr) temos, uma porcentagem de clastos: [leucogranito (80), calcário(5), quartzito (15)].

Equação 1

$$\begin{aligned} clr(x) &= clr[80, 15, 5] \\ &= [\ln 80 / (80.15.5)^{1/3}, \ln 15 / (80.15.5)^{1/3}, \ln 5 / (80.15.5)^{1/3}] \\ &= [\ln 80 / 6000^{1/3}, \ln 15 / 6000^{1/3}, \ln 5 / 6000^{1/3}] \\ &= [\ln (4.40), \ln (0.83), \ln (0.28)] \quad (1.1) \end{aligned}$$

O dado de saída da transformada é $clr(x) = [1.48, -0.19, -1.29]$

Entretanto, numa malha (FSA03E) com ausência de variáveis, por exemplo, temos: [leucogranito (94,12), calcário(5,88), quartzito (0)].

Neste caso, não significa necessariamente que a variável seja inexistente, mas pode não ter sido contabilizada em função do espaçamento utilizado. Com a finalidade de minimizar o erro associado à presença de “zeros” em variáveis de algumas malhas de contagem, foi adotada a equação extraída a partir do método de aproximação proposto por Howarth (1998).

Equação 2

$$p=0$$

$$p(0)^u = 100 * (1 - \alpha^{1/N})$$

$$p(0)^I = 0(1.2)$$

Onde, $p(0)^u$ e $p(0)^I$ são, respectivamente, os limites superior e inferior do intervalo de confiança de p (pU). A letra N corresponde ao número total de variáveis que não aparecem em uma malha de contagem e α é o limite de confiança utilizado (95%). Aplicando-se esta equação aos dados de contagem, temos os valores numéricos da tabela 1.2 a seguir:

Malha	N	Litotipos dos clastos		
		Quartzito	Calcário	Leucogranito
FSA03(D)	2	0,78	0,78	100,00
FSA03(E)	2	0,78	5,88	94,12
FSA16(A)	2	0,78	0,78	100,00
FSA16(B)	1	0,95	0,95	100,00
FSA16(C)	2	17,65	0,78	82,35
FSA16(D)	2	0,78	0,78	100,00
FSA11	1	0,95	0,95	100,00
VER01	2	0,78	0,78	100,00
VER02	2	0,78	0,78	100,00
VER03	2	0,78	0,78	100,00
VER04	2	32,61	0,78	67,39
FSA15	2	63,16	0,78	36,84
FIR07	1	66,67	0,95	33,33
FIR32	1	0,95	0,95	0,95
FIR31	1	0,95	0,95	0,95
FUU20 (A)	3	0,63	0,63	0,63

Tabela 1.2. Valores com zeros aproximados, de acordo com a proposta de Howarth (1998).

Assim, o cálculo da malha (clr), para o exemplo de três variáveis , torna-se:

Equação 3

$$clr(x) = clr[94.12, 5.88, 0.78]$$

$$= [\ln 94.12 / (94.12, 5.88, 0.78)^{1/3}, \ln 5.88 / (94.12, 5.88, 0.78)^{1/3}, \ln 0.78 / (94.12, 5.88, 0.78)^{1/3}]$$

$$= [\ln 94.12 / 431.68^{1/3}, \ln 5.88 / 431.68^{1/3}, \ln 0.78 / 431.68^{1/3}]$$

$$=[\ln (12.45), \ln (0.77), \ln (0.10)] \quad (1.3)$$

O dado de saída da transformada torna-se, $\text{clr}(\mathbf{x}) = [2,52, -0,26, -2,27]$

Após a utilização destas técnicas fez-se uso da análise estatística multivariada, que compreende métodos de: componentes principais, análise fatorial, e análise de agrupamento *cluster* (Davis, 1986). Esta estatística baseia-se no princípio da proximidade geométrica entre dois ou mais pontos no espaço, conhecida como distância Euclidiana. O método relacionado à proximidade geométrica, aplicado neste trabalho foi a análise de agrupamento ou *cluster*. Esta análise envolveu o cálculo das distâncias entre todas as variáveis (litotipos) identificadas em cada objeto (sítio de contagem de clastos) estudado dentro do espaço. Em seguida, os objetos (sítios) foram agrupados de acordo com a proximidade entre as variáveis neles contidas. No método utilizado, o agrupamento foi realizado com base na média entre as distâncias dos objetos ao quadrado (*Euclidian square*). Foram tomados os dois primeiros objetos mais próximos e comparados, seguidos pela localização mais próxima ao centro do objeto da nova comparação, formando-se um novo grupo, e assim sucessivamente até que se constituíssem um grupo com todos os objetos estudados. Este agrupamento foi obtido através do método proposto por Ward (1963), que define a análise de aproximação da variância como forma de avaliar as distâncias entre os grupos.

As operações descritas acima foram todas realizadas no programa Minitab Statistical software 13.0, utilizando os dados de saída das *Equações 1 e 3*. Foram inseridas, em uma coluna, os objetos (malhas de contagem) e nas demais colunas as respectivas variáveis (litotipos).

O resultado final da análise de agrupamento é apresentado no artigo em anexo, na forma de um dendrograma e de um gráfico de correlação de frequência de clastos pela latitude dos sítios deposicionais.

Análises Isotópicas

A preparação de amostras para análises isotópicas foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) do Instituto de Geociências da USP. Foram separados zircões a partir de 5 clastos de litotipos ígneos. Após a verificação de zircões na lupa, estes foram enviados à Universidade de Western Australia, onde foram realizadas as análises isotópicas U-Pb. A análise envolveu a técnica SHRIMP (Sensitive high resolution ion

microprobe) que permite maior confiabilidade ao dado por abranger uma área de $30\mu\text{m}$ do grão (Williams, 1992), em oposição à diluição e abrasão total do grão por ataque químico nas técnicas convencionais (TIMS). Normalmente este método utiliza grandes volumes de rocha, coletadas a partir de um plúton intrusivo ou de rochas encaixantes. No caso dos litotipos ígneos deste trabalho, cada amostra foi entendida como um clasto com aproximadamente 1cm^3 , a partir do qual foram selecionados 8 zircões para análise na microsonda.

A análise isotópica de zircões detríticos apresentados no artigo em anexo foram realizadas no Beijing SHRIMP Laboratory, da China e no Research School of Earth Sciences, da Australian National University, Austrália. Estes dados foram interpretados e cedidos pela colaboradora do artigo, profa. Dra. Marly Babinski, do Departamento de Mineralogia e Geotectônica da USP.

As idades obtidas para os zircões analisados foram comparadas com dados publicados (Tabelas 2.1 e 2.2) para os domínios do Cráton do São Francisco (CSF), a fim de estabelecer quais unidades geotectônicas atuaram como área fonte destes depósitos.

Capítulo 2

2.1. Revisão do contexto geológico

A Formação Bebedouro, unidade de estudo desta dissertação, está inserida no contexto geológico do Cráton do São Francisco, extenso núcleo Arqueo-paleoproterozóico sobreposto por coberturas plataformais de idades Meso e Neoproterozóicas (Dominguez, 1996). Este núcleo foi preservado dos eventos orogênicos ocorridos durante o final do Neoproterozóico (Almeida *et al.*, 1977), que culminaram com a formação de suas faixas de dobramento marginais (Brito-Neves *et al.*, 1999; Alkmim & Martins-Neto, 2001). Estas, limitam o Cráton em todo seu entorno, que abrange uma área situada entre os Estados de Minas Gerais e da Bahia (Ussami, 1993).

Nesta revisão destacaram-se as coberturas plataformais do Cráton, onde afloram depósitos sedimentares metamorfisados do Supergrupo Espinhaço e unidades sedimentares glacio-siliciclásticas do Supergrupo São Francisco representadas pelos Grupos Macaúbas e Formação Jequitaí em Minas Gerais e pela Formação Bebedouro na Bahia. Também foram revisados individualmente alguns domínios geotectônicos importantes que, serviram de embasamento para implantação destas coberturas Meso e Neoproterozóicas. Cada domínio foi revisado levando-se em consideração a evolução estratigráfica, tectono-sedimentar e geocronológica de suas unidades constituintes.

2.1.1 O embasamento do Supergrupo São Francisco

Estudos de mapeamento geológico compartimentaram os litotipos aflorantes no Cráton do São Francisco (CSF) em províncias geotectônicas de acordo com as idades de formação em: Arqueanas e Proterozóicas, individualizadas nas suas porções Meridional e Setentrional (*e.g.* Brito Neves *et al.*, 1980; Mascarenhas & Garcia, 1989; Teixeira & Figueiredo, 1991).

Figura 2.1. Principais províncias geotectônicas do Cráton do São Francisco em suas porções setentrional (A), e extremo Meridional (B). O retângulo assinalado na porção setentrional delimita a região de estudo nesta dissertação (mapa geológico regional modificado de Alkmim e Martins-Neto (2001)).

Porção Meridional

A porção Meridional compreende uma área de aproximadamente 120.000 km^2 , com geometria alongada de orientação norte-sul (Figura 2.1). No município de Belo Horizonte e na região do quadrilátero ferrífero, extremo sul da província, predominam rochas Arqueanas e Paleoproterozóicas divididas por Alkmim & Marshak (1998) em quatro unidades: embasamento arqueano (1), Supergrupo Rio das Velhas (2), Supergrupo Minas associado com rochas intrusivas (3) e Grupo Itacolomi (4). Enquanto que ao norte de Belo Horizonte até o município de Jequitaiá predominam rochas de idades Meso e Neoproterozóicas dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco.

O embasamento arqueano é formado por gnaisses e migmatitos de idades em torno de 2,9 - 3,2 Ga (Machado & Carneiro, 1992; Carneiro *et al.*, 1995), plútons calci-alcalinos e granitóides anorogênicos com idades entre 2,73 e 2,61 Ga (*e.g.* Carneiro *et al.*, 1994; Noce, 1995). Associados com estes plútons e granitóides ocorrem basaltos, komatiitos, riolitos e sucessões metassedimentares do Supergrupo Rio das Velhas, que juntos compõem um Terreno granito *greenstone* (Alkmim & Marshak, 1998). As sucessões metassedimentares são formadas principalmente por formações ferríferas bandadas do tipo Algoma, metacalcários e metapelitos.

As rochas de idade Paleoproterozóica são compostas por metassedimentos do Supergrupo Minas (3), que sobrepõe ao Supergrupo Rio das Velhas. De maneira sucinta a litoestratigrafia do Supergrupo Minas foi definida em metarenitos, metaconglomerados e metapelitos (Grupo Tamanduá e Caracá), formações ferríferas bandadas (Formação Cauê), carbonatos (Formação Gandarela), metarenitos e metapelitos (Grupo Piracicaba), turbiditos, tufos, diamictitos e vulcanoclásticas (Grupo Sabará). Idades obtidas a partir de níveis de tufo posicionam o limite superior desta unidade em torno de 2,1 Ga (Machado *et al.*, 1989; Machado & Carneiro, 1992).

As rochas intrusivas no Supergrupo Minas correspondem a três litotipos: veios pegmatóides com idades de 2,06 Ga (Noce, 1995), plútons graníticos com idades de cristalização em torno de 2,08 Ga (Noce, 1995) e diques máficos de 1,7 Ga de idade, que atravessam toda a unidade (Silva *et al.*, 1995)

O Grupo Itacolomi (4) sobrepõe ao Supergrupo Minas e é composto por arenitos grossos e conglomerados polimíticos.

As rochas do Supergrupo ou Megassequência Espinhaço (Martins-Neto *et al.*, 1999) são estimadas em 3000 m de espessura e constituem em sua maioria quartzitos, metaconglomerados e metassiltitos depositados entre 1,75 e 1,2 Ga (Uhlein *et al.*, 1998). É

dividido, segundo seus aspectos tectônicos nas unidades: Olaria, Natureza, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel e Conselheiro da Mata. Os depósitos basais são constituídos por quartzitos fluviais que passam para uma espessa seqüência de quartzitos eólicos, encerrados por alternância de quartzitos e metassiltitos, cuja sedimentação é atribuída a ambientes deposicionais marinhos rasos (*e.g.* Pflug & Renger, 1973a; Garcia & Uhlein, 1987; Martins-Neto, 2000).

Porção Setentrional

A porção Setentrional compreende uma área com aproximadamente 160.000 km^2 , situada quase por completo no Estado da Bahia (Figura 2.1). Apresenta rochas de idades Arqueanas e Paleoproterozóicas e foi dividida por Barbosa & Sabaté (2003, 2004) em quatro unidades geotectônicas principais: Bloco Gavião, Bloco Jequié, Bloco Serrinha e Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Tabela 2.1).

O Bloco Gavião apresenta a maior extensão em área da porção setentrional do Cráton e constitui o compartimento geotectônico do oeste do Estado da Bahia. Está limitado em superfície por duas seqüências vulcano-sedimentares, dispostas ao longo de falhas de empurrão com orientação NE-SW e vergência de dobramentos para oeste. Apresenta ainda o Complexo Metamórfico Jacobina à nordeste, que faz contato com o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, e a seqüência Contendas Mirante à sudeste, em contato com o Bloco Jequié. Segundo Barbosa & Sabaté (2003, 2004) este bloco pode ser dividido em dois domínios principais de rochas: tonalitos tronjemitos e granodioritos (TTG), gnaissificados e localmente migmatizados (1) e seqüências vulcano-sedimentares (5 e 6 da Figura 2.1). O primeiro domínio aflora principalmente ao sul do paralelo de Salvador e é representado por duas associações de granitóides: Sete Voltas/Boa Vista Mata Verde e Bernarda, com idades variando entre 3,4 e 3,2 Ga e Serra do Eixo, Mariana e Piripá, com idades em torno de 3,2 e 3,1 Ga. Além destes, foram identificadas algumas intrusões graníticas com idades em torno de 2,8-2,7 Ga (Granito Malhada de Pedra). O segundo domínio aflora no extremo leste do Bloco ao longo de falhas de empurrão e no centro-sul deste compartimento, onde foram definidos os *greenstone belts* Umburanas, Guajerú e Mundo Novo (Marinho, 1991; Mascarenhas & Silva, 1994; Cunha *et al.*, 1996; Bastos Leal, 1998). Ocorrem ainda na porção centro-sul o Cinturão vulcano-sedimentar Contendas-Mirante que é constituído por rochas metavulcânicas máficas (basaltos toleíticos com *pillow* lavas) e félsicas, predominantemente piroclásticas, com intercalações de metassedimentos químicos (mármore, *metacherts*, formações ferríferas bandadas) e de metassedimentos detríticos imaturos com

idade mínima de formação entre 3,0-2,8 Ga (Barbosa & Sabaté, 2003). Ainda dentro deste compartimento ocorrem rochas sieníticas datadas em 2,1Ga (Mascarenhas & Garcia, 1989). Na porção leste da Sequência Contendas-Mirante, em contato com o Bloco Jequié, ocorrem gabros, anortositos, dioritos, piroxenitos e tonalitos, pertencentes ao Complexo máfico-ultramáfico Sill do Rio Jacaré, datados pelo método Pb-Pb em 2,47Ga por Marinho (1991). Na porção nordeste, em contato com o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, o Complexo Jacobina é representado além destes litotipos por filitos e grauvacas (Marinho, 1991). No extremo oeste o Bloco está recoberto por sucessões sedimentares dos Supergrupos São Francisco e Espinhaço.

O Bloco Jequié corresponde ao compartimento geotectônico localizado entre os Blocos Gavião e Itabuna-Salvador-Curaçá. As rochas que o compõem estão muito deformadas e apresentam metamorfismo da fácies granulito, atribuídos as colisões paleoproterozóicas (Barbosa & Sabaté, 2004). Os principais litotipos presentes são constituídos por rochas plutônicas charno-enderbíticas, charnockíticas e sequências vulcano-sedimentares. Correspondem aos litotipos mais antigos: migmatitos, denominados Ubaíra e Jequié e os enclaves básicos de idades em torno de 3,0 e 2,9 Ga. Estes ocorrem associados a intrusões de granitos e granodioritos com idades de 2,8 -2,7 Ga (Alibert & Barbosa, 1992) ao centro do Bloco.

O Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2003) está localizado à oeste dos Blocos Jequié e Gavião, correspondendo a uma estreita faixa de orientação NW-SE, que se estende desde o sul até o norte da Bahia. Este Bloco é formado principalmente por tonalitos (Ipiaú e Caraíba) e trondhjemitos, de idades arqueanas em torno de 2,6 Ga, e paleoproterozóicas em torno de 2,1 Ga (Barbosa & Sabaté, 2003). De forma subordinada são identificados charnockitos, onde intercalam-se sequências metassedimentares compostas por quartzitos com granada, gnaisses aluminosos, gabros e basaltos (Teixeira, 1997).

O Bloco Serrinha corresponde a unidade geotectônica localizada à nordeste da Bahia. Compõe principalmente ortognaisses graníticos a tonalo-granodioríticos de idades que variam entre 3,1 e 2,8 Ga (Mello *et al.*, 2000; Rios, 2002). Porém as rochas de idades mais antigas da área correspondem a xenocristais destes ortognaisses datados em 3,6 Ga atribuídos a uma crosta mais antiga (Rios, 2002). Além destas rochas afloram as sequências vulcano-sedimentares do Rio Itapicuru e Rio Capim, ambas de idade paleoproterozóica (2,2-2,1 Ga). Estas sequências são formados por três unidades principais, que constituem da base para o topo: (1) metabasaltos toleíticos, tufos, formações ferríferas bandadas, cherts, filitos grafitosos, (2) metandesitos, metadacitos e (3) rochas siliciclásticas.

Sobre estes Blocos cratônicos formaram-se coberturas plataformais correspondentes a uma contribuição siliciclástica de idade Meso-proterozóica. Estas coberturas apresentam continuidade regional com o Espinhaço mineiro e foram denominadas na região da Bahia de Espinhaço Setentrional. Estudos realizados por (Dominguez, 1993) contribuíram com a caracterização das sequências deposicionais em sua porção setentrional, no âmbito da análise de bacias (Figura 2.2). Este autor definiu os grupos Borda Leste, formado por riolitos e quartzitos e Serra Geral, constituído por quartzitos com estratificações cruzadas de grande porte, filitos granatíferos e grafitosos. Na região da Chapada Diamantina afloram os Grupos: Paraguaçu, formado por quartzitos feldspáticos, siltitos, folhelhos, com camadas descontínuas de conglomerados e Chapada Diamantina, constituído pelas sequências deposicionais Tombador-Caboclo e Morro do Chapéu (Dominguez, 1993). A unidade Tombador é constituída por arenitos eólicos e conglomeráticos, em contato gradacional com a unidade Caboclo, composta por carbonatos e estromatólitos. A unidade Morro do Chapéu é constituída na base por conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada de origem fluvial com gradação para o topo para arenitos e pelitos.

Figura 2.2. Seção esquemática, com as principais unidades litoestratigráficas, representantes da porção setentrional do Cráton, nas áreas de Irecê, Una-Utinga e Salitre (modificado de Dominguez et al.1996).

Os dados completos das idades obtidas a partir da revisão bibliográfica encontram-se nas tabelas 2.1 e 2.2 adiante.

Bloco Gavião (1)

Local		Rb-Sr	Pb-Pb RT	Pb-Pb zirção	U-Pb zirção	T _{DM} Nd
Sete Voltas TTG	CM	3420 ± 90		3394 ± 5	3378 ± 12 *	3.6
TTG Boa Vista/Mata Verde	CM	3550 ± 67	3381 ± 83		3384 ± 5 *	3.5
Tonalito Bernarda	BE			3332 ± 4		3.3
Granitóide Serra do Eixo'	SE			3158 ± 5		3.3
Granitóide Mariana	MA			3259 ± 5		3.5
Gnaisses Piripá'	PI				3200 ± 11 *	3.5
Granito Malhada de Pedra	MP	2840 ± 34				3.3
Granito Pé de Serra	PE	2560 ± 110				3.1
Sub-Vulcânica Ácida Contendas'	CM		3011 ± 159		3304 ± 31	3.3
Toleitos Jurema-Travessão	CM		3010 ± 160			3.3
FFB	CM		3265 ± 21			3.3
Vulcânica Cálcio-Alcalina	CM		2519 ± 16			3.4
Sill Jacaré	CM		2474 ± 72			3.3
Sedimentos Detríticos Uburanas	UM				3335 ± 24 *	
Sedimentos Detríticos Guajerú	GU			2861 ± 3 2664 ± 12	3040 ± 24 *	

Bloco Jequié (2)

Local		Rb-Sr	Pb-Pb RT	Pb-Pb zirção	U-Pb zirção	T _{DM} Nd
Enclaves Básicos Ubaíra	UB					3.3
Migmatitos Ubaíra	UB	2900 ± 24				3.2
Migmatito Jequié	JE					2.9
Granito Maracás	MC	2800 ± 12	2660 ± 70			3.2
Granodiorito Laje	LJ				2689 ± 1 *	3.0
Granodiorito Mutuípe	MU				2810 *	3.0

Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (3)

Local		Rb-Sr	Pb-Pb RT	Pb-Pb zirção	U-Pb zirção	T _{DM} Nd
Tonalito Ipiáú	IP			2634 ± 7		
Caraíba TTG	CB				2695 ± 12 *	3.4
Charnóquito Caraíba	CB				2634 ± 19 *	3.4
Monzonito Ipiáú	IP			2450 ± 1		2.4

Tabela 2.1. Tabela com a compilação de dados geocronológicos para as rochas que compõem o embasamento do Supergrupo São Francisco (Baseado em Barbosa e Sabaté (2003))

Bloco Serrinha (4)

Local		Rb-Sr	Pb-Pb RT	Pb-Pb zircão	U-Pb zircão	T _{DM} Nd
Ortognaisse Porfírico de Serrinha	SR				2991 ± 22 3070 ± 3	3,0 3,2
Tonalito Rio Capim	RC	3120		3000 2900 2650		
Ortognaisse Araci	OA				3055,15	3,12
Ortognaisse Ambrosio	OB				3078,98	3,17
Ortognaisse Requeijão	OR				2807,04	
Ortognaisse Embasamento	OE				3095,94	

Granitóides, vulcânicas e vulcano-sedimentares

Local		Rb-Sr	Pb-Pb RT	Pb-Pb zircão	U-Pb zircão	T _{DM} Nd
Granito de Caculé	CG			2015 ± 27		2,6
Granito da Serra da Franga	FG			2039 ± 11		
Granito de Campo Formoso	CF	1969 ± 29				2,6
Sedimentos Detríticos Contendas Mirante	CM				2168 ± 18 *	
Conglomerado de Jacobina	JC			3353 ± 11 2086 ± 43		
Vulcânicas Básicas Itapicuru	IT		2209 ± 60			2,2
Vulcânicas Félsicas Itapicuru	IT	2080 ± 90	2109 ± 80			2,1
Granito de Poço Grande	IT				2070 ± 47	
Granito de Ambrósio	IT				2000	2,1
Tonalito de Barra do Rocha	BR			2092 ± 13		
Tonalito de Itabuna	UT		2130			2,6
Tonalito de Pau Brasil	PB			2089 ± 4		
Norito de Caraíba	CB				2051	2,8
Quartzo-Monzonito de Mairi	MM				2126 ± 19	
Gabro de Medrado	MG				2059	2,9
Charnockitos Brejões	BJ			2026 ± 4		
Granito Quijingue	GQ				2155±3	3,27
Granito Barrocas	GB			2127±5		
Granito Nordestina	GN			2004±103		
Granito Conceição	GC			2105±2		2,55
Ararás	GA			2076±2		2,96

Tabela 2.2. Tabela com a compilação de dados geocronológicos para as rochas que compõem o embasamento do Supergrupo São Francisco (Baseado em Barbosa e Sabaté (2003))

2.1.2 O Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é composto por sucessões sedimentares siliclásticas e carbonáticas de idades Neoproterozóicas. Estas recobrem uma área deposicional de aproximadamente 120.000 km^2 em suas porções meridional e noroeste (BritoNeves, 1968; Dardenne, 1978) e 13.250 km^2 na porção setentrional do Cráton.

Porção Meridional

Na Província Meridional o Supergrupo São Francisco é composto por duas unidades principais: o Grupo Macaúbas, no qual predomina espessa sucessão de depósitos glaciogênicos, e Bambuí, formado por carbonatos e pelitos pouco metamorfisados.

O primeiro nome atribuído as rochas, hoje pertencentes ao Grupo Macaúbas, foi Série Lavras (Moraes, 1929; Derby, 1905), inicialmente composta por filitos, xistos e filitos conglomeráticos. Moraes (1929) incluiu nesta Série, depósitos localizados no entorno do município de Jequitai e na região da Chapada Diamantina que pela primeira vez, foram interpretados como glaciais (Branner, 1919). Esta Série foi posteriormente redefinida e subdividida, por Moraes & Guimarães (1930); Guimarães (1931) nas Formações Macaúbas e Sopa, localizadas na na região norte de Minas Gerais, próximas ao Rio Macaúbas. Estudos posteriores (Pflug, 1965; Pflug & Renger, 1973b) posicionaram os metassedimentos da Formação Sopa na base do Supergrupo Minas (Espinhaço), separados por uma discordância regional da Formação Macaúbas sobrejacente, respectivamente de origem flúvio-glacial e glacial. A partir de então, a Formação Macaúbas foi considerada equivalente a Série Lavras (Pflug *et al.*, 1969) nas adjacências do setor meridional oeste do Espinhaço, enquanto que o termo Formação Jequitai começou a ser aplicado para as camadas conglomeráticas, aflorantes próximo a cidade homônima (Isotta *et al.*, 1969; Pflug & Renger, 1973b). A correlação entre as duas formações tornou-se mais evidente com os trabalhos de mapeamento regional (Hettich, 1974; Karfunkel & Karfunkel, 1975; Walde, 1978), quando foram elevadas a categoria de Grupo Macaúbas, que passou a englobar todas as rochas separadas por discordância regional sobrepostas ao Supergrupo Espinhaço, e subjacentes ao Grupo Bambuí nos Estados de Minas Geras e à Formação Salitre no Estado da Bahia (Renger, 1970).

Considera-se atualmente que o Grupo Macaúbas incluía depósitos glaciogênicos e gravitacionais situados na borda oeste cratônica, deformados pela faixa de dobramentos Araçuaí, que recobrem os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço (Uhlein *et al.*, 1999). A espessura total de suas unidades é estimada em alguns quilômetros, com extensas variações

laterais de fácies interpretadas como fácies distais dos diamictitos da Formação Jequitaí (Uhlein, 1991; Uhlein *et al.*, 1999). A correlação lateral entre a Formação Jequitaí e o Grupo Macaúbas é sugerida por alguns autores (*e.g.* Dardenne, 1978; Uhlein *et al.*, 1999).

No que diz respeito ao Grupo Bambuí, inicialmente individualizado por Branco & Costa (1961) e modificado por Dardenne (1978), está dividido, da base para o topo, nas Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. As relações de campo sugerem que o Grupo Bambuí seja mais jovem que o Grupo Macaúbas.

Porção Setentrional

Na Província Setentrional o Supergrupo São Francisco apresenta ampla distribuição fisiográfica, aflorante na região da Bacia do São Francisco (região central da Bahia) à oeste do Bloco do Paramirim onde, segundo Dardenne (1978), é representado pelos Grupos Macaúbas (depósitos glaciogênicos da base) e Bambuí (depósitos carbonáticos e pelíticos).

Na região central da Bahia, também conhecida como Chapada Diamantina Oriental, o Supergrupo São Francisco é representado pelo Grupo Una, composto pelas Formações Bebedouro (glaciogênica) e Salitre (carbonática). De acordo com Guimarães (1996) estas duas unidades afloram de maneira descontínua nas bordas das “bacias” de Irecê, Una-Utinga, Salitre e Ituaçu, que foram denominadas nesta dissertação como áreas de ocorrência.

A Formação Bebedouro aflora nos limites destas áreas e tem maior representatividade na área Salitre, onde apresenta ampla continuidade lateral, à noroeste da localidade de Brejões. O estudo regional em todas as ocorrências desta formação permitiu a identificação de três associações de fácies, interpretadas por Guimarães (1996) como características de ambientes deposicionais glacio-marinhos.

A Formação Salitre, composta quase integralmente por calcários, apresenta na base dolomititos com espessuras inferiores a 5 m, podendo perfazer até 1000 m de espessura no depocentro do sinclinal Irecê (Misi, 1993). O controle cronológico desta formação está baseado em resultados da configuração de estromatólitos, o que a posiciona entre os períodos Rifeano e Vendiano superior (Srivastava, 1982, 1986). De acordo com as interpretações de Leão & Dominguez (1992); Dominguez (1993) esta unidade registra a deposição em rampa carbonática em um paleoambiente marinho raso, de relevo pouco acidentado, com freqüente ação de ondas e marés

Depósitos Glaciogênicos do Cráton

Os depósitos glaciogênicos depositados sobre o Cráton do São Francisco, atribuídos à glaciação *Sturtian*, compreendem extensas áreas do interior e de suas faixas marginais (Rio Preto, Araçuaí, Ribeira e Brasília) (Cukrov *et al.*, 2005). Caracterizam-se por diamictitos, associados a arenitos e pelitos, pertencentes às Formações Bebebouro, Jequitaiá, e Grupo Macaúbas (Hettich, 1977; Dardenne, 1978; Karfunkel & Hoppe, 1988; Uhlein, 1991; Guimarães, 1996; Uhlein *et al.*, 1998, 1999).

Grupo Macaúbas

Derby (1881) interpretou pela primeira vez os conglomerados localizados próximos ao município de Jequitaiá como glaciogênicos. A porção mais basal do então Grupo Macaúbas (Renger, 1970) aflorantes no centro do Cráton e na faixa marginal Araçuaí era composta por quartzo arenitos, grauvaques e conglomerados, passando a filitos e metasiltitos no topo (Pflug & Schöll, 1975). Apesar das ocorrências de clastos facetados e angulosos serem considerados como evidências de paleoambientes glaciais, o que permitiu correlacionar esta unidade a um contexto glacial foi a descoberta de um pavimento estriado na base do Grupo Macaúbas, à sudeste da localidade de Jequitaiá (Campbell *et al.*, 1967; Isotta *et al.*, 1969).

Atualmente o Grupo Macaúbas tem sido interpretado em termos de uma Megassequência (Martins-Neto *et al.*, 1999, 2001), cuja deposição sedimentar ocorreu durante as fases *rift* e de deriva do supercontinente Rodinia (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998; Martins-Neto *et al.*, 2001). Os depósitos glaciogênicos relacionados a esta unidade têm sido descritos por vários autores como continentais (*e.g.* Branner, 1919; Moraes & Guimarães, 1930; Isotta *et al.*, 1969; Karfunkel & Hoppe, 1988). Publicações mais recentes atribuíram a esta unidade um caráter glacial influenciado por processos marinhos que passam para depósitos decorrentes de processos gravitacionais atuantes em águas mais profundas, constatados pela identificação de turbiditos e *slumps* (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992; Uhlein *et al.*, 1999; Martins-Neto *et al.*, 2001). Os mesmos autores sugeriram que estes depósitos seriam delimitados na base por uma inconformidade regional sobre o Supergrupo Espinhaço, onde foram identificados sulcos profundos, lineações e estrias atribuídos ao paleofluxo de geleiras (Isotta *et al.*, 1969; Karfunkel & Hoppe, 1988; Espinoza, 1996; Hercos, 2000).

Através do modelo paleogeográfico proposto por Martins-Neto *et al.* (1999) foram definidos três domínios principais de uma bacia denominada pelos autores de Macaúbas-Salinas: domínio de margem passiva, transicional e cratônico.

À leste da Serra de Grão Mogol estão registrados os domínios de margem passiva e da fase *rift* na forma de diamictitos marinhos e pelitos depositados por fluxos gravitacionais com extensão vertical de até 12 km (Uhlein *et al.*, 1999).

À oeste da Serra, separado por falhas do embasamento encontram-se depósitos glaciogênicos pouco espessos (algumas centenas de metros) da fase *rift*. Segundo (Martins-Neto *et al.*, 1999; Martins-Neto & Hercos, 2002) ocorrem nesta região depósitos interpretados como leques aluviais glaciais, fluviais e lacustres dentro de um contexto glacial. Desta forma, foram reconhecidas duas associação de fácies: a primeira composta por diamictitos, arenitos e pelitos. Nesta, embora existam interpretações controversas sobre a gênese dos diamictitos (Eriksson *et al.*, 1998), alguns locais revelam a existência de tilitos verdadeiros com seixos facetados, dispostos sobre pavimentos estriados, segundo a concepção original de tillito proposta por Dreimanis & Schluchter (1985). A segunda associação de fácies composta por arenitos com estratificações cruzada, cruzada cavalgante, plano paralela e pelitos foi interpretada como um paleoambiente pró-glacial entrelaçado controlado por elevadas descargas de água de degelo, relacionados a Formação Jequitaí (Martins-Neto *et al.*, 1999; Martins-Neto & Hercos, 2002), discutida adiante.

Formação Jequitaí

No último século a região próxima ao município de Jequitaí foi alvo de diversos trabalhos, que apontaram a origem da então Formação Macaúbas (Moraes & Guimarães, 1930, 1931; Guimarães, 1931) como associada a processos glaciais (*e.g.* Derby, 1881; Lisboa, 1907; Pflug & Renger, 1973a; Hettich, 1974). Com a descoberta de um pavimento estriado (Campbell *et al.*, 1967; Isotta *et al.*, 1969), reuniram-se critérios irrefutáveis a respeito da origem glacial destas rochas. Este pavimento foi descrito 10 km à sudeste de Jequitaí, onde foram identificadas caneluras e efeitos de polimento em quartzitos do Supergrupo Espinhaço, sendo recobertos por um tilito com seixos estriados. Apesar disso, para alguns autores a inexistência destes critérios identificados na região de Jequitaí deixa dúvidas à respeito da interpretação glacial para diamictitos localizados em outras localidades (Schermerhorn, 1974).

Atualmente os depósitos da Formação Jequitaí são considerados como glaciogênicos (Uhlein *et al.*, 1999) e podem ser identificados nas regiões da Serra da Água fria e das Porteiras (continuação norte da Serra do Cabral), distribuídos em afloramentos com espessuras nunca superiores a 80 m e lateralmente descontínuos (Martins-Neto & Hercos, 2002; Cukrov *et al.*, 2005). Estes depósitos constituem uma unidade pouco deformada pela orogênese

brasileira. Destacam-se duas ocorrências desta unidade, uma próxima à localidade de Jequitaiá (MG) e outra na localidade de Cristalina (GO). A ocorrência de Jequitaiá aflora nos sopés leste e oeste dos flancos de duas anti-formas, de orientação norte-sul. Estas estruturas compreendem dobramentos suaves de unidades do topo do Supergrupo Espinhaço, localmente recobertos, em contato erosivo pelos depósitos da Formação Jequitaiá.

A discussão em torno destes depósitos está na interpretação paleoambiental controversa de duas hipóteses:

A primeira sugere que os depósitos seriam originalmente glácio-marinhos, resultantes de processos de vários pulsos de fluxos gravitacionais (Cukrov *et al.*, 2005). Como interpretado por Dreimanis & Schluchter (1985), a pouca quantidade de clastos, a extensão das litofácies e sua enorme espessura tornaria inviável a existência de tilitos verdadeiros. Segundo o autor os conglomerados basais ricos em clastos de quartzito, com espessura inferior a 15cm, que recobrem o nível de pavimento estriado não seriam glaciais.

A segunda, proposta por Martins-Neto & Hercos (2002), trata em termos de uma deposição glácio-continental, gerada diretamente pela ação do gelo, em regiões onde teriam sido interpretados tilitos verdadeiros correspondentes a associação de fácies de diamictitos e de um ambiente pró-glacial entrelaçado controlado por elevadas descargas de água de degelo, correspondente a segunda associação de fácies (arenitos com estratificação cruzada, cruzada cavalgante e plano paralela e pelitos). Esta segunda conteria características típicas de processos relacionados a fluxos efêmeros: abundância de estratificação plano-paralela em regime de fluxo superior, unimodal, baixa dispersão de paleocorrentes, ausência de macroformas, canais, elevada razão espessura profundidade. Os autores sugerem que embora haja mais semelhanças do que diferenças entre planícies entrelaçadas glaciais e não glaciais a interdigitação lateral entre as duas associações de fácies pode ser atribuída a avanços e recuos da geleira (Martins-Neto & Hercos, 2002).

Esta interpretação contrapõe aos trabalhos de (Isotta *et al.*, 1969; Rocha Campos & Hasuí, 1981; Karfunkel & Hoppe, 1988; D'Agrella-Filho *et al.*, 1990; Uhlein *et al.*, 1995, 1999) que interpretaram os depósitos glaciogênicos do Grupo Macaúbas como uma geleira com movimentação para leste, colocando maior complexidade na forma de dispersão, que teria se dado por meio de vários depocentros. Martins-Neto *et al.* (1997) interpretou que a configuração atual das sub-bacias preservadas nos domínios cratônicos e transicionais representam estruturas secundárias do *rift* principal e do depocentro da bacia Macaúbas-Salinas, enquanto que a Serra de Grão Mogol teria atuado como ombreira do *rift*, provável fonte de sedimentos glaciais.

Formação Bebedouro

As primeiras referências da Formação Bebedouro remontam ao início do século XX quando Derby (1905) descrevia rochas conglomeráticas na localidade homônima, próxima a cidade de Itaeté (Figura 2.3). Posteriormente, com os estudos de Oliveira & Leonardos (1940) no vale do Rio Paraguaçu, depósitos semelhantes foram correlacionados a estes conglomerados e interpretados como glaciais da Formação Bebedouro, assim denominada pela primeira vez na literatura. Trabalhos diversos de caráter regional se seguiram nesta unidade fornecendo contribuições dos pontos de vista estratigráfico e sedimentológico (*e.g.* Brito-Neves, 1967; Inda & Barbosa, 1978; Rocha Campos & Hasuí, 1981; Guimarães, 1996).

A partir de estudos em conglomerados situados no sinclinal Salitre, Brito Neves *et al.* (1980) interpretaram o contato basal como discordante e erosivo em relação ao Supergrupo Espinhaço e gradacional no topo com a Formação Salitre. Através da comparação entre as associações de fácies e o posicionamento estratigráfico estes mesmos autores sugeriram uma correlação entre a Formação Bebedouro e as Séries Jequitaí e Samburá (Minas Gerais), sugerindo um nome em comum para as unidades. Somente a partir da década de 70 com o encerramento das etapas de mapeamento escala 1:250.000 no Estado da Bahia, foi possível adotar uma nova subdivisão estratigráfica utilizada até hoje. Nesta carta estratigráfica foram dispostas, da base para o topo, as unidades do Pré-Espinhaço, Supergrupo Espinhaço e Supergrupo São Francisco. Este último é representado na Bahia pelo Grupo Una, constituído pelas Formações Bebedouro (base) e Salitre (topo).

De acordo com a referência mais recente de Guimarães (1996), os depósitos da Formação Bebedouro são identificados na região central da Bahia (Chapada Diamantina) e interpretados como glaciogênicos. Segundo este autor, estes depósitos estão distribuídos em afloramentos com espessuras nunca superiores a 20 m e são lateralmente descontínuos, compostos por três associações de fácies: (1) diamictitos polimíticos, sustentados pela matriz de composição arcossiana a quartzo arenítica; 2) quartzo arenitos e arcóseos, com presença ou não de seixos; e 3) pelitos com ou sem clastos caídos. O autor sugere ainda que a gênese destes depósitos esteja relacionada à existência de ambientes glácio-marinhos, divididos em quatro sub-ambientes: glacial eólico, contato de geleira, pró-glacial e de derretimento de *icebergs*, representados por arenitos, quartzo arenitos, arenitos líticos, grauvaques. A abundante ocorrência de siltitos com clastos caídos situados acima e abaixo de diamictitos na estratigrafia regional embasa a interpretação de influência glacial na sedimentação.

Figura 2.3. Mapa geológico da região central da Bahia, destacando as principais áreas de estudo da Formação Bebedouro e as rochas do embasamento próximo (Mapa modificado de Inda & Barbosa (1978) e Guimarães (1996))

2.1.3 Geocronologia das coberturas plataformais do Cráton

Formação Jequitaí e Grupo Macaúbas

A idade para a deposição da Formação Jequitaí ainda é muito discutida, porém idades obtidas a partir de zircões detríticos dos diamictitos, são sugestivas de deposição máxima em torno de 900 Ma (Buchwaldt *et al.*, 1999). Entretanto Toulkeridis *et al.* (1999) obtiveram a partir da mesma rocha uma população de zircões maiores, anédricos, com idades entre 1.7 -1.8 Ga. Um trabalho mais recente sugere idades entre 700 e 800 Ma para a deposição destes depósitos (Santos *et al.*, 2000).

Datações U-Pb SHRIMP em zircões detríticos de arenitos das Formações Duas Barras e da matriz de diamictitos da Formação Serra do Catuni, oriundos da região de Couto de Magalhães de Minas e de Caraçatiba, à leste de Jequitaí, permitiram a definição de novas idades máximas de sedimentação para estas unidades do Grupo Macaúbas (Babinski *et al.*, 2007). Os resultados posicionam a deposição de unidades inferiores ao Grupo Macaúbas há menos de 900 Ma e conduzem à idades entre 900 e 2700 Ma para as prováveis rochas-fontes. Os autores sugerem que as áreas fontes mais antigas estariam situadas internamente ao Cráton do São Francisco, enquanto que as mais jovens estariam relacionadas às rochas sedimentares mais jovens dos Grupos Zadiniano e Mayumbiano do Supergrupo Oeste Congo (contraparte do orógeno Aracuaí).

Formação Bebedouro

O banco de dados geocronológicos para esta Formação é escasso e muito controverso. Os primeiros trabalhos que envolvem métodos radiométricos foram realizados por Brito-Neves *et al.* (1980) e (Macedo & Bonhomme, 1981). Nestas publicações foram aplicados três métodos: Rb/Sr, Sr/Sr e K-Ar em argilas obtidas a partir de níveis inter-estratais dos conglomerados da área Salitre. O primeiro método forneceu uma isócrona de 940 ± 42 Ma, 921 ± 64 Ma e $900,8 \pm 14,9$. Os autores sugeriram a partir destes dados idades diagenéticas e de sedimentação para a Formação Bebedouro, respectivamente, em torno de 900 Ma e 1.0 Ga. Os resultados fornecidos a partir do método K-Ar em argilas obtidas na área próxima à Lajes do Batata condiciona um diagrama isocrônico alinhado em 890 Ma. As datações radiométricas através dos métodos Sr/Sr, K/Ar e Rb/Sr apontaram para diagênese precoce e tardia da Formação Bebedouro idades, respectivamente, em torno de 960 ± 31 Ma e 896 ± 30 Ma. Através do mesmo método, Macedo & Bonhomme (1984) obtiveram idades em torno de 667 ± 30 Ma para fácies pelítica da mesma formação, amostrada na margem

leste da área Irecê. Este resultado foi interpretado como diagênese tardia. Outra idade, identificada na mesma fácies, situa a diagênese tardia destas rochas em torno de 570 ± 07 Ma. O estudo bioestratigráfico (em estromatólitos) conduzido por Srivastava (1982, 1986) auxiliou no posicionamento cronoestratigráfico observado através das relações de campo e de datações radiométricas, situando os carbonatos da Formação Salitre no período Rifeano superior a Vendiano. Recentemente, Toulkeridis *et al.* (1999) obtiveram idades distintas a partir dos métodos K/Ar e Rb/Sr aplicados em rochas da Formação Salitre sobreposta a unidade Bebedouro. Através da análise de material radiogênico em cloritas e ilitas pelo método K/Ar os autores obtiveram idades em torno de 500 Ma, interpretadas como resultado de eventos pós-deposicionais. Entretanto resultados em torno de 700 Ma obtidos a partir do método Rb/Sr em cloritas autigênicas também da Formação Salitre fornecem a idade deposicional mínima para esta unidade. Isto pode implicar, segundo os autores, no posicionamento da Formação Bebedouro junto ao evento glacial *Sturtian*. Estudos mais recentes sugerem que a deposição dos sedimentos da Formação Bebedouro esteja vinculada com o evento *Sturtian*, baseados principalmente na obtenção de idades U-Pb (*Shrimp*) em zircões detríticos desta unidade, próximo à localidade de Lajes do Batata, localizada na área Salitre (Babinski *et al.*, 2004). Interpretações favoráveis a esta apresentam como base isócronas Pb-Pb em torno de 714 ± 22 Ma obtidas a partir de pelitos da Formação Salitre superposta (Trindade *et al.*, 2004) e ferramentas de correlação geoquímica com as rochas do Grupo Macaúbas, base do Grupo Bambuí, localizado na porção meridional do cráton (Misi & Veizer, 1998). A idade para deposição do Grupo Bambuí foi proposta com base numa isócrona Pb-Pb de 740 ± 22 Ma (Babinski *et al.*, 1999, 2007) obtida nas fácies aragoníticas da Formação Sete Lagoas (base da unidade) e por meio da datação de zircões detríticos cujo grupo de idade média mais jovem está em torno de 983 ± 10 Ma, obtidos a partir de quartzitos da Formação Chapada do Acauã, localizados na Faixa Araçuaí (Pedrosa-Soares & Wiedmann-Leonardos, 2000).

2.1.4 Proveniência dos depósitos glaciogênicos

De maneira geral foram realizados pouco estudos de proveniência nos depósitos glaciogênicos do Cráton do São Francisco (Sofner, 1973; Montes, 1977; Buchwaldt *et al.*, 1999; Babinski *et al.*, 2004).

Na porção Setentrional do Cráton, onde afloram os depósitos da Formação Bebedouro, apenas dois trabalhos utilizaram a análise de proveniência com intuito de inferir sua área-fonte (Sofner, 1973; Montes, 1977). Estes autores basearam seus estudos na estimativa

visual de clastos de diamictitos da área Salitre, sugerindo uma área-fonte de sedimentos localizada à nordeste, próxima à Serra de Jacobina.

Outras inferências do ponto de vista da análise de proveniência foram apresentadas no trabalho de Guimarães (1996). O autor sugeriu, com base na comparação sucinta entre os clastos de alguns diamictitos e os litotipos de ocorrência regional, algumas prováveis áreas fontes de sedimento para esta unidade. A identificação de clastos de quartzito verde em todas as ocorrências poderia implicar em áreas fontes localizadas nos Complexos Itapicuru ou no Grupo Chapada Diamantina, do Supergrupo Espinhaço. Os clastos de arenitos, carbonatos e *chert* poderiam ser oriundos do Grupo Chapada Diamantina. Enquanto que os granitóides intrusivos, xistos, rochas básicas derivariam das unidades pré-Espinhaço, situadas à leste da área de ocorrência.

Nas porções meridional e noroeste do Cráton há poucos estudos relacionando a análise de proveniência com contagem de clastos, como ferramenta de correlação com sua área-fonte. Até então foram aplicadas apenas técnicas analíticas geocronológicas com base na obtenção de idades de zircões detríticos.

No vale do Rio Preto, setor ocidental da Faixa Araçuaí, situado à leste de Jequitaiá, ocorrem xistos verdes de filiação basáltica, cuja idade e posição estratigráfica foram motivo de controvérsia, pois os autores dividiram-se naqueles que os atribuíram ao Grupo Macaúbas (Gradim *et al.*, 2005; Babinski *et al.*, 2005) e naqueles que os correlacionaram ao Supergrupo Espinhaço inferior (Grossi-Sad *et al.*, 1997; Almeida-Abreu & Renger, 2002). Entretanto, estudos detalhados demonstraram que os xistos verdes representam derrames basálticos submarinos, relacionados à deposição da Formação Chapada do Acauã, do Grupo Macaúbas (Gradim *et al.*, 2005). Os dados geoquímicos indicam que os protólitos dos xistos verdes evoluíram em ambiente continental intraplaca. Idades-modelo Sm-Nd (1,52 Ga) obtidas para estes xistos sugerem que os protólitos sejam mais novos que o magmatismo do *rift* Espinhaço. Segundo (Gradim *et al.*, 2005; Babinski *et al.*, 2005) idades mais antigas obtidas a partir de zircões detríticos indicam grãos herdados do embasamento arqueano paleoproterozóico e de rochas magmáticas do *rift* Espinhaço. Os cristais mais jovens limitam a idade máxima dos protólitos dos xistos verdes em 1,16 Ga, confirmada pela idade modelo Sm-Nd. A combinação destes dados com análises de paleocorrente indica que o transporte do gelo responsável pela deposição do Grupo Macaúbas foi de leste para oeste, confirmado pelas rochas-fontes (Espinhaço, enxame de diques) que supriram a 'bacia Jequitaiá' (Machado *et al.*, 1989; Martins-Neto, 1998).

Capítulo 3

3.1. Análise de fácies e de associações de fácies do Grupo Una

Este capítulo representa um artigo sobre análise de fácies e associações de fácies, do Grupo Una, intitulado: Transição glacial-pós-glacial Neoproterozóica no Grupo Una, Cráton do São Francisco, Brasil.

3.1.1 Introdução

A ocorrência de depósitos glaciais neoproterozóicos em todos os continentes deu origem a modelos de glaciação extrema para o período. A passagem abrupta entre os depósitos glaciais e as espessas sucessões carbonáticas sobrejacentes, registradas em diversos crátons do mundo (*e.g.* Hoffman *et al.*, 1998; Hoffman & Schrag, 2002; Leather *et al.*, 2002; Allen & Brasier, 2004; Halverson *et al.*, 2005; Arnaud & Eyles, 2006; Eyles & Januszczyk, 2007), tem sido utilizada como evidência de mudanças climáticas rápidas, possivelmente envolvendo dois eventos glaciais durante o Neoproterozóico.

Nesse contexto, o Grupo Una compreende uma sucessão de diamictitos (Formação Bebedouro) sobreposto por dolomitos e calcários (Formação Salitre) que afloram na porção setentrional do Cráton do São Francisco. Estas sucessões são lateralmente correlacionáveis à Formação Jequitaí e ao Grupo Bambuí, na porção meridional do Cráton (Almeida *et al.*, 1977; Karfunkel & Hoppe, 1988). Estas unidades são correlacionadas ao evento glacial *Sturtian* e a sua posterior deglaciação (Babinski *et al.*, 2007).

A presente contribuição apresenta a descrição e interpretação de sistemas deposicionais das Formações Bebedouro (unidade inferior) e Salitre (unidade superior), com ênfase no intervalo deposicional entre as mesmas. Pela primeira vez é apresentada a descrição de

grande exposição contínua do contato entre os diamictitos e os carbonatos, com mais de 1000 m de extensão lateral, permitindo caracterizar a geometria e fazer inferências acerca das relações temporais do contato e da variação lateral de fácies da unidade glaciogênica (Formação Bebedouro). Também pela primeira vez são descritas, na base da Formação Salitre, estruturas consideradas por (Hoffman & Schrag, 2002; Allen & Brasier, 2004) como diagnósticas e exclusivas das capas carbonáticas pós-glaciais.

3.1.2 Contexto Geológico

O Cráton do São Francisco, localizado na região nordeste do Brasil, compreende um bloco estável, preservado dos eventos orogênicos que culminaram com a estruturação das faixas de dobramento Brasileiras e Pan-Africanas, na configuração do Gondwana Oeste (Alkmim & Martins-Neto, 2001), ao final do proterozóico (Almeida *et al.*, 1977) (Figura 3.1).

A sucessão glacial neoproterozóica aflorante na porção Setentrional do Cráton ocorre na base do Grupo Una, que apresenta uma área aflorante superior a 13250 km² e é lateralmente equivalente ao Supergrupo São Francisco, localizado nas porções noroeste e meridional do cráton (Brito-Neves, 1968; Dardenne, 1978). Alguns autores interpretam que o Supergrupo São Francisco e o Grupo Una teriam sido depositados em bacias distintas, em resposta a formação de um aulacógeno que teria dividido o Cráton (*e.g.* Trompette *et al.*, 1992; Cruz & Alkmim, 2006). Entretanto, estudos de correlação estratigráfica entre estas unidades demonstraram que há continuidade lateral de fácies glaciais e carbonáticas, sugerindo que todas as sucessões neoproterozóicas depositadas sobre o Cráton do São Francisco integraram uma mesma bacia deposicional (*e.g.* Almeida *et al.*, 1977; Martins-Neto *et al.*, 2001). Martins-Neto *et al.* (2001) interpretou esta bacia como um antepaís da Orogenia Brasileira. Outros autores (*e.g.* Inda & Barbosa, 1978; Brito-Neves *et al.*, 1980; Dominguez, 1993, 1996) a interpretam como uma bacia cratônica de regime distensional, relacionada a um processo de *rifting* abortado, em decorrência da implantação de uma margem passiva em sua porção meridional.

O Grupo Una ocorre ao longo de três áreas distintas: Salitre (1 e 2) (Brito-Neves, 1967), Irecê (3) (Guimarães, 1996), e Una-Utinga (4) (Kegel, 1969), que configuram sinclinais separados por anticlinais nos quais afloram rochas Mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço subjacente.

A intensa deformação imposta às sucessões marginais ao Cráton em decorrência dos eventos colisionais ocorridos no final do Proterozóico (Almeida *et al.*, 1977; Alkmim &

Martins-Neto, 2001), não são observadas na unidade de estudo. Esta encontra-se incipientemente metamorfsada e apresenta dobras abertas com orientação de eixos N-S.

O embasamento do Grupo Una compreende sucessões de rochas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço e terrenos Arqueanos compostos por núcleos TTG, gnaisses e sucessões vulcano-sedimentares, retrabalhadas durante eventos orogênicos paleoproterozóicos (*e.g.* Teixeira & Figueiredo, 1991; Barbosa & Sabaté, 2003).

Figura 3.1. Mapa de localização geral das áreas de estudo, destacando as rochas do embasamento próximas e as principais estruturas tectônicas. Modificado do mapa geológico escala 1:1.000.000 do Estado da Bahia (Inda & Barbosa, 1978) e de Alkmim & Martins-Neto (2001).

3.1.3 Estratigrafia e correlação regional

Os depósitos Neoproterozóicos do Cráton do São Francisco são caracterizados por sucessões descontínuas. Compõem diamictitos e rochas siliciclásticas inferiores a 70 m de espessura, sobrepostos por sucessões carbonáticas, com raras ocorrências siliciclásticas perfazendo até 3.000 m de espessura (Alkmim & Martins-Neto, 2001), dispostos em ciclos regressivos-transgressivos. Seções estratigráficas semelhantes são identificadas em todas as regiões da bacia, que ocupa uma área total de afloramentos superior a 300.000 km².

Os diamictitos ocorrem em uma área com aproximadamente 900 km de comprimento (N-S) e 400 km de largura (E-W), com denominações locais distintas: Formação Jequitaí na porção sul do cráton (Uhlein *et al.*, 1998, 1999; Martins-Neto *et al.*, 1999; Cukrov *et al.*, 2005), Grupo Macaúbas na faixa de dobramentos Araçuaí (Uhlein *et al.*, 1998, 1999) e a noroeste do cráton (Dardenne, 1978) e Formação Bebedouro na região nordeste do cráton (Oliveira & Leonardos, 1940). As rochas da Formação Jequitaí foram atribuídas a um ambiente deposicional glácio-continental (Isotta *et al.*, 1969; Karfunkel & Hoppe, 1988; Martins-Neto *et al.*, 1999; Cukrov *et al.*, 2005), enquanto que os diamictitos do Grupo Macaúbas e da Formação Bebedouro têm sido interpretados como glácio-marinhos (*e.g.* Sofner, 1973; Montes, 1977; Karfunkel & Hoppe, 1988; Dominguez, 1993; Guimarães, 1996; Uhlein *et al.*, 1998, 1999).

A Formação Bebedouro é composta por diamictitos polimíticos, siltitos laminados, pelitos com ou sem clastos caídos e arenitos seixosos (*e.g.* Sofner, 1973; Karfunkel & Hoppe, 1988; Dominguez, 1993; Guimarães, 1996), cuja espessura varia entre 1 e 70 m (Rocha Campos & Hasuí, 1981).

A sucessão carbonática e de rochas siliciclásticas sobrejacente recebe o nome de Grupo Bambuí à oeste e ao sul do Bloco do Paramirim (Dardenne, 1978) e de Formação Salitre à leste do mesmo (Misi, 1979). O Grupo Bambuí compreende cinco formações, caracterizadas pela alternância de rochas carbonáticas e rochas pelíticas (Dardenne, 1978), enquanto que a Formação Salitre é composta principalmente por carbonatos. Esta formação está dividida nas unidades Nova América (inferior) e Jussara (superior) (Dominguez, 1993), ambas depositadas em ambientes de rampa carbonática influenciada por marés e ondas (Barbosa *et al.*, 1992; Dominguez, 1993), representantes de dois ciclos transgressivo-regressivos (Leão & Dominguez, 1992). Os ciclos transgressivos compõem as associações de fácies de infra-maré e supra-maré (Leão & Dominguez, 1992; Dominguez, 1993) e incluem estromatólitos colunares (Srivastava, 1982, 1986), esteiras algais, estratificações do tipo *wavy linsen*, calcarenitos oolíticos com estratificação cruzada e estruturas *tepee*. Os ciclos regres-

sivos compõem as associações de fácies de talude, nas quais predominam ritmitos claros e escuros de calcilutitos e calcarenitos, frequentemente associados a estruturas do tipo *slump*, à leste da ocorrência de Irecê, onde a formação atinge sua máxima espessura, em torno de 1.000 m (Misi, 1993).

3.1.4 Métodos

A análise de fácies e associações de fácies deste trabalho foi baseada na proposta de Anderson *et al.* (1984), Eyles *et al.* (1985) e Reading (1986). A codificação das fácies foi calcada no trabalho de Eyles *et al.* (1983) e o modelo deposicional na proposta de Anderson & Ashley (1991) e Reading (1986). Os resultados obtidos a partir destas análises estão sumarizados em tabelas contendo as fácies, associações de fácies e processos deposicionais interpretados. A partir do levantamento de 21 seções colunares de detalhe e 3 seções panorâmicas com reconhecimento de geometrias deposicionais (Miall, 1978), são apresentados novos dados e interpretações da Formação Bebedouro, que podem contribuir para a reconstrução paleoambiental e para testar os modelos sobre padrões de degelo sugeridos para o período (Hoffman *et al.*, 1998).

3.1.5 O Grupo Una

Os depósitos associados às formações Bebedouro e Salitre apresentam grande distribuição em área (Figura 3.1). Entretanto, em geral, os afloramentos de ambas unidades são lateralmente descontínuos e de pequenas dimensões. Estes depósitos afloram em três regiões, aqui subdivididas em áreas numeradas de um a cinco. Desta forma, o sinclinal Salitre foi dividido em duas áreas (1 e 2), assim como o sinclinal Irecê nas áreas (3 e 4), e o sinclinal Una-Utinga na área (5).

Nas áreas 1 e 2, onde foram levantadas 11 seções colunares, as formações estudadas apresentam espessuras aflorantes que variam entre 2 e 15 m para a Formação Bebedouro e 1 a 20 m para a Formação Salitre, que regionalmente pode atingir até 1000m. As principais características da Formação Bebedouro nesta região são a continuidade lateral e a presença de maior variedade de fácies sedimentares, podendo ser identificados com frequência diamictitos polimíticos, arenitos seixosos e siltitos arenosos.

Na área 3 a Formação Bebedouro é representada por pelitos maciços à laminados com espessuras inferiores à 4 m, e estão restritos a afloramentos pouco contínuos. Foram levantadas 4 seções colunares da Formação Salitre, que é lateralmente mais expressiva, compre-

endendo depósitos de calcilutitos e calcarenitos com até 40 m de espessura.

Na área 4 a Formação Bebedouro está restrita a um intervalo de diamictitos, inferior a 2 m de espessura, no trecho entre os municípios de Iraquara e Lençóis. A Formação Salitre predomina nesta região, onde apresenta afloramentos com espessuras de até 40 m.

Na área 5 a Formação Bebedouro é lateralmente pouco contínua, tendo como principais localidades de afloramentos os municípios de Itaeté, Iramaia, Ibiquera e Andaraí. Foi possível o levantamento de 4 seções colunares, sendo que uma destas apresenta a maior espessura associada a esta unidade identificada na região, atingindo 60 m entre os municípios de Iramaia e Itaeté. A fácies predominante nesta seção é a de pelitos laminados, com evidência de poucas dezenas de metros de pelitos com clastos esparsos. Os diamictitos são oligomíticos, não ultrapassam 2 m de espessura e são bastante descontínuos lateralmente. A Formação Salitre é menos evidente, com raros afloramentos que podem atingir até 15 m próximo aos municípios de Ibiquera e Itaeté, única localidade onde seu contato com a Formação Bebedouro é observado.

3.1.6 Fácies sedimentares

A análise de fácies baseou-se essencialmente na descrição de afloramentos e no levantamento de seções colunares de detalhe. As descrições das fácies foram ordenadas conforme aspectos granulométricos e litológicos em: **Diamictitos**, **Arenitos**, **Pelitos**, **Dolomitos** e **Calcários**. Estruturas sedimentares primárias e subdivisões granulométricas mais detalhadas foram utilizadas para definir cada fácies sedimentar desses grupos maiores. As interpretações dos processos sedimentares atuantes durante a formação de cada fácies estão sumarizados na tabela (3.1).

Diamictitos

Dentre todas as fácies descritas os diamictitos são os mais representativos na distribuição em área, compreendendo todas as localidades deste estudo. Esses contêm variações regionais de cores, de distribuição granulométrica de clastos e de estruturas sedimentares. Com base nestes aspectos foram separados em duas fácies: (*Dmm* - *Diamictitos maciços*) e (*Dml* - *Diamictitos laminados*).

Dmm - Diamictitos maciços

Diamictitos maciços, de matriz arenosa fina a média, pouco siltosa, com cores que variam desde cinza esverdeado a roxo, de acordo com a proporção de óxidos de ferro e carbonato. O arcabouço da rocha pode variar regionalmente em relação a três aspectos: composição, fração granulométrica dos clastos e espessura. Na área 5, a fácies apresenta clastos quase exclusivamente de granitóides e gnaisses, podendo assumir caráter polimítico nas demais regiões, onde ocorrem com maior frequência calhaus e matacões de quartzitos, leucogranitos, biotita granitos, gnaisses/migmatitos, calcários e metarenitos, e de forma subordinada litotipos de: metaconglomerados, silixitos, metabásicas, xistos, filitos, granitos porfiríticos e granitóides milonitizados. A fácies apresenta camadas tabulares com espessuras que variam entre 1 e 8 m, com continuidade lateral variável, podendo atingir até 1000 m. É comum apresentar contato brusco no topo, com dolomitos maciços (Dm) ou com laminação plano-paralela (Dh) e transicional com arenitos e pelitos laminados (Pl). O contato basal desta fácies é brusco com arenitos maciços (Sm) e laminados (Sh) e gradacional com pelitos laminados (Pl). Em um único afloramento da área 5, a fácies apresenta não-conformidade basal, de contato irregular com granitóides do embasamento.

Interpretação

Os diamictitos maciços (*Dmm*) podem ser interpretados em termos de processos de “chuva” de detritos, localizados em regiões sob a banquisa de gelo, ou influenciado por processos de derretimento de *icebergs*.

Dml - Diamictitos laminados

Diamictitos pobres em seixos, de estrutura laminada, matriz arenosa fina e siltosa, de cor cinza-esverdeada quando alterada e roxa quando fresca, apresentando um aspecto de recristalizada. Os clastos do arcabouço são esparsos e em sua maioria pouco arredondados a sub-angulosos, freqüentes na fração de grânulos, com alguns seixos e raros matacões. Estes são compostos nas áreas 1, 2 e 4, principalmente, por granitóides, gnaisses/migmatitos e quartzitos. A fácies pode ocorrer como gradação para o topo dos diamictitos maciços (*Dmm*), fazendo contato brusco com dolomitos maciços (Dm). Por vezes, está preservada, em contato brusco com arenitos laminados (Sh), sendo intrudida por diques clásticos. Os diques estão dispostos de forma ortogonal, são sub-verticais e podem atingir até 0,5m de

comprimento e 10 cm de largura, atravessando toda a espessura da fácies, que no local não é superior a 0,5m. Estes contornam os calhaus e matacões de granitóides presentes no arcabouço. A geometria da fácies é tabular, com espessura pouco variável, de no máximo 2.5 m e continuidade lateral de 1000 m na área 2 onde está em contato brusco no topo e na base com arenitos maciços finos a grossos (Sm).

Interpretação

Os diamictitos laminados (*Dml*) apresentam como processo deposicional principal a decantação de silte e argila, com contribuição secundária de detritos oriundos do degelo da banquisa ou de *icebergs*.

Arenitos

Os arenitos constituem cinco fácies, cada qual caracterizada por granulação e estruturas sedimentares distintas. Os depósitos arenosos foram agrupados em: *Sm - Arenitos maciços finos a grossos com seixos esparsos*, *Sh - Arenitos grossos laminados*, *St - Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada*, *Shf - Arenitos finos laminados*, *Scr - Arenitos finos com laminação cruzada cavalgante*.

Sm - Arenitos maciços finos a grossos com seixos esparsos

Arenitos maciços, finos à grossos, localmente com grânulos e seixos esparsos de granitóides e quartzo de veio, que são em geral, sub-angulosos a arredondados com até 1.5 cm de diâmetro. Constituem-se por camadas com espessura entre 0.3 e 3.5 m. Podem apresentar geometria lenticular ou tabular com continuidade lateral de até 5 m. A fácies pode estar localmente organizada em ciclos granodecrescentes com arenitos laminados (Sh) e seixosos (Sm) na base e pelitos laminados (Pl), no topo. O contato basal com arenitos e pelitos pode ser erosivo, enquanto que no topo é plano e horizontal. Localmente ocorrem na forma de lentes de areia de até 15 cm de espessura, com continuidade lateral de aproximadamente 5,0 m e diques clásticos. Estes diques têm até 5 cm de espessura, 0,80 m de extensão em profundidade na camada que atinge até 1 m. Apresentam-se em duas famílias distintas pelo ângulo de mergulho, uma sub-vertical e outra com mergulhos moderados, ambas com direção NE - SW. Os diques podem ocorrer intercalados por dois níveis de diamictitos ou associados às estruturas de sobrecarga na base. A injeção deste dique, que apresenta 0.70 m de largura e atinge 1 m de comprimento se dá em pelitos laminados do

topo.

Interpretação

Os arenitos maciços, finos a grossos com seixos esparsos (*Sm*) foram interpretados como decorrentes de fluxos gravitacionais, provavelmente relacionados a porção distal de leques de contato com gelo.

Sh - Arenitos grossos laminados

Arenitos grossos laminados, moderadamente selecionados. Predomina a laminação plano-paralela, com seixos esparsos, com rara ocorrência de estratificação cruzada tabular associada, formando uma série com 10 cm de espessura, que pode estar organizada em ciclos granodecrescentes, compondo camadas tabulares de 20 cm de arenitos maciços a seixosos (*Sm*), sobrepostos por pelitos no topo. Apresentam continuidade lateral de poucos metros e espessuras máximas de 2 m.

Interpretação

Os arenitos grossos laminados (*Sh*) apresentam como processos de transporte e deposição a ação de fluxos trativos, associados a correntes sub-aquáticas.

St- Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada

Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada, por vezes com granulação grossa ou com grânulos e seixos esparsos de granitóides de até 3 cm. Apresenta geometria tabular no topo com dolomitos e arenitos laminados e contato basal erosivo com demais arenitos e diamictitos. Podem ocorrer associados a esta fácies intraclastos de argila de até 1 cm de comprimento. Apresentam continuidade lateral de até 1 m, compondo camadas tabulares de 0,5 m.

Interpretação

Os arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada (*St*) apresentam como processos de transporte a ação de fluxos trativos sub-aquáticos, com consequente migração de dunas.

Shf - Arenitos finos laminados

Arenitos finos, siltosos, laminados, de cor cinza esverdeada. A laminação predominante observada é plano-paralela. Associam-se lateralmente a arenitos finos com laminação cruzada de baixo ângulo. A laminação é preservada e bem marcada pela alternância de níveis claros de até 2 mm de arenitos finos e níveis de cor preta de arenitos siltosos não superiores a 0.5 mm. Pode atingir até 4 m de espessura, sendo porém comum camadas contínuas normalmente inferiores a 1 m de espessura. É freqüente a intercalação desta fácies com arenitos grossos maciços com seixos esparsos (Sm).

Interpretação

Os arenitos finos laminados (*Shf*) foram depositados provavelmente pela ação de fluxos trativos sob regime de fluxo superior.

Scr - Arenitos finos com laminação cruzada cavalgante

Arenitos finos com laminação cruzada cavalgante predominante e raras laminações cruzadas de baixo ângulo. A fácies apresentam-se em camadas de até 1.5 m de espessura, lateralmente descontínuas. Ocorre sobreposta à espessa sucessão de pelitos com clastos esparsos (P-d), pelitos laminados (Pl) e transicionam lateralmente para arenitos maciços (Sm).

Interpretação

Os arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (*Scr*) foram interpretados como resultado da deposição simultânea por tração e decantação, associada a migração e sobreposição de marcas onduladas sob regime de fluxo superior.

Pelitos

Os pelitos ocorrem com menor freqüência em área do que os arenitos e diamictitos, porém apresentam a maior espessura dentre todas as fácies descritas. Estes foram separados em três fácies distintas: *P-d - Pelitos laminados com clastos esparsos*, *Pm - Pelitos maciços* e *Pl - Pelitos laminados*.

Pm - Pelitos maciços

Pelitos de cor roxa ou preta, com estrutura predominantemente maciça e de sobrecarga subordinada. Apresentam-se em camadas tabulares com espessuras variando entre 3 cm e 4 m. Constituem o topo de ciclos granodecrescentes de arenitos maciços com seixos esparsos e arenitos com laminação plano-paralela (Sh). A maior expressão vertical da fácies apresenta 40 m, onde sobrepõe 2 m de pelitos com clastos esparsos (P-d). Na seção FSA 11 (área 2) a fácies apresenta espessuras entre 0.7 e 20 m, e está em contato basal brusco com diamictitos. Aí apresentam continuidade lateral de até 1000 m, onde passam lateralmente para pelitos laminados (Pl) e pelitos com clastos esparsos (P-d), sobrepostos, em contato discordante aos quartzitos do Supergrupo Espinhaço.

Interpretação

Os pelitos maciços (*Pm*) foram depositados por processos predominantemente de decantação de silte e argila, com rara evidência de fluidificação.

Pl - Pelitos laminados

Pelitos laminados, pouco arenosos, esverdeados. Predomina nesta fácies a laminação plano-paralela que por vezes torna-se pouco evidente. Apresenta localmente aspecto empastilhado devido ao intenso fraturamento oblíquo ao acamamento original. A fácies encontram-se em camadas tabulares com espessuras de até 4 m. O contato na base e no topo com as demais fácies é sempre plano.

Interpretação

Os pelitos laminados (*Pl*) foram depositados sob a atuação de processos predominantemente de decantação de silte e argila, com deposição subordinada de areia.

P-d - Pelitos laminados com clastos esparsos

Predominam siltitos argilosos, com laminação plano-paralela, localmente ondulada. Diferenciam-se dos demais pelitos pela presença de clastos esparsos sub-arredondados a arredondados, desde seixos a matacões, cuja composição predominante é de granitóides e quartzitos. Apresentam deformação da laminação por compactação diferencial no entorno

dos seixos, que é evidente na maioria das ocorrências. Apresentam-se em camadas tabulares com espessuras variando entre 0.7 e 20 m. O contato basal com as demais fácies pode ser irregular ou plano, enquanto que no topo apresenta geralmente contato transicional para os pelitos laminados (Pl), com gradual desaparecimento de clastos para o topo. Apresenta continuidade lateral variável, que pode transicionar entre pelitos maciços (Pm) a laminados pouco arenosos com seixos esparsos (Pl). A transição lateral de fácies pode ocorrer em intervalos desde 200 m até 3 km de distância nas seções VER04, VER01 e FSA12 (área 2). Podem ocorrer estruturas de sobrecarga e diques clásticos subordinados. A fácies ocorre, em geral, na base das seções, em contato discordante com o Supergrupo Espinhaço.

Interpretação

Os pelitos laminados com clastos esparsos (*P-d*) apresentam como principal processo deposicional a decantação de silte e argila, com eventual contribuição de grânulos, seixos e matacões, advindos do degelo basal da banquisa ou de *icebergs*.

Dolomitos

Os dolomitos apresentam a menor espessura dentre todas as fácies, contudo estão distribuídos em quase todas as áreas. Foram descritas quatro fácies: *Dm* - *Dolomitos maciços*, *Dh* - *Dolomitos com laminação plano-paralela*, *Da* - *Dolomitos com pseudomorfo de aragonita* e *Dcr* - *Dolomitos com laminação cruzada cavalgante*.

Dm - Dolomitos maciços

Esta fácies é composta por dolomitos maciços, de cor bege quando frescos e marrom quando intemperizados. Apresentam-se em camadas de até 0.5 m de espessura e geometria tabular com continuidade lateral de poucas centenas de metros. Quando evidente, o contato com diamictitos da base e dolomitos do topo é sempre horizontal, contudo discordante na base e transicional no topo.

Interpretação

Os dolomitos maciços (*Dm*) apresentam como principal processo deposicional a decantação de lama carbonática.

Dh - Dolomitos com laminação plano-paralela

Esta fácies é composta por dolomitos com laminação plano-paralela, de ampla ocorrência na sucessão dolomítica. A laminação é ressaltada pela alteração intempérica, sendo de difícil observação em rocha fresca. Localmente ocorre laminação cruzada de baixo ângulo (menos de 5°) em séries centimétricas em meio às sucessões de alguns metros de espessura de dolomitos laminados (Dh). Ocorrem em contato gradacional sobre os dolomitos maciços (Dm) e pode variar entre 1 e 2 m de espessura na seção FSA 20, localizada na área mais ao norte (Salitre 1).

Interpretação

Os dolomitos com laminação plano-paralela (*Dh*) foram depositados principalmente por deposição de carbonato na fração areia fina, sob a ação de ondas.

Da - Dolomitos com pseudomorfos de aragonita

Os dolomitos com pseudomorfos de aragonita ocorrem localmente, em meio às sucessões de dolomitos laminados (Dh), logo acima do contato basal da Formação Salitre sobre diamictitos da Formação Bebedouro. A fácies é constituída principalmente por pseudomorfos de aragonita caracterizados por leques compostos por calcita espática com bifurcações para o topo a partir de um ponto de nucleação, com 1 a 12 cm de comprimento. Por vezes, a laminação original da rocha encontra-se obliterada devido à presença desses leques, com deformação da laminação, que apresenta inflexão suave no sentido do crescimento da aragonita.

Interpretação

Os dolomitos com pseudomorfos de aragonita (*Da*) foram depositados a partir de processos de precipitação química, concomitante com decantação de lama carbonática.

Dcr - Dolomitos com laminação cruzada cavalgante

Os dolomitos apresentam laminação cruzada cavalgante, com ângulo de cavalgamento crítico a supercrítico, preservando formas de leito com comprimento de onda de 3.5 cm e 1 cm de amplitude. Localmente, marcas onduladas são preservadas pelo recobrimento de

pelito vermelho. A fácies apresenta-se em camadas tabulares com até 2 m de espessura e ocorrência restrita às áreas 2 e 4.

Interpretação

Os dolomitos com laminação cruzada cavalgante (*Dcr*) foram depositados a partir de processos de precipitação química, concomitante com decantação de lama carbonática e tração com migração de marcas onduladas em regime de fluxo superior.

Calcários

Os calcários afloram em todas as áreas de estudo, tendo sido identificadas três fácies: *Ch* - *Calcários com laminação plano-paralela*, *Ccr* - *Calcários com laminação cruzada cavalgante* e *Cs* - *Calcários com laminação deformada por slumps*.

Ch - Calcários com laminação plano-paralela

Calcários com laminação predominantemente plano-paralela e raros truncamentos de baixo ângulo. São formados por níveis centimétricos de calcarenitos de cor cinza ou vermelha (0.5 - 10 cm) e de calcilutitos pretos (0.1 - 0.5 cm). Estes estão organizados em camadas com espessuras que podem variar entre 1 e 50 cm, apresentam geometria tabular, que pode atingir continuidade lateral de até 1000 m. Podem ser observadas nesta fácies estruturas como estromatólitos colunares com até 0.6 m de altura e 1.5 m de comprimento lateral. A fácies apresenta espessuras que podem variar entre 10 e 30 m, sendo a maior identificada na área 3. É comum sua associação em contato reto, horizontal com os dolomitos subjacentes.

Interpretação

Os calcários com laminação plano-paralela (*Ch*) foram depositados a partir da deposição de carbonato na fração areia, sob a atuação de ondas.

Ccr- Calcários com laminação cruzada cavalgante

Calcários com laminação cruzada cavalgante subcrítica, que podem apresentar 2.5 cm de comprimento de onda e 1.0 cm de amplitude. Localmente, a forma de leito está preservada, com a intercalação entre calcarenitos recobertos por calcilutitos pretos.

Interpretação

Os calcários com laminação cruzada cavalgante (*Ccr*) foram depositados a partir da deposição simultânea por tração e decantação, associadas a migração de marcas onduladas sob regime de fluxo superior.

Cs - Calcários com laminação deformada por slumps

Calcários com laminação plano-paralela ou cruzada cavalgante, deformadas por *slumps*. A laminação apresenta-se contorcida e, por vezes, rompida, formando dobras suaves a apertadas de até 80 cm.

Interpretação

Os calcários com laminação deformada por *slumps* (*Cs*) foram depositados a partir da deposição simultânea por tração e decantação, com escorregamentos de sedimentos.

<i>Sigla</i>	<i>Descrição das fácies</i>	<i>Estruturas presentes</i>	<i>Processos de transporte e deposição</i>	<i>Associação de fácies</i>
Dmm	Diamictitos maciços	Maciços, sem orientação de clastos, oligomíticos a polimíticos, ricos em clastos, dispostos em camadas tabulares com grande continuidade lateral	Depósitos de chuva de detritos sob banquisa ou por degelo de <i>icebergs</i>	Transicional marinha influenciada por banquisas e/ou icebergs
Dml	Diamictitos laminados	Laminação plano-paralela incipiente, pobres em clastos, polimíticos, dispostos em camadas tabulares com grande continuidade lateral	Decantação de finos na plataforma continental, com contribuição de detritos de degelo de banquisa ou <i>icebergs</i>	
Sm	Arenitos maciços, finos a grossos, localmente com seixos esparsos	Aspecto maciço, localmente organizados em ciclos granodecrescentes	Fluxo gravitacional, possivelmente relacionado a leques de contato com gelo	
Sh	Arenitos grossos laminados	Laminação plano-paralela, localmente organizado em ciclos granodecrescentes	Fluxos trativos em correntes subaquáticas	
St	Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada	Estratificação cruzada acanalada de base irregular, com intraclastos de argila e seixos de granitoides	Migração de dunas subaquáticas de cristas sinuosas	
Shf	Arenitos finos laminados	Laminação plano-paralela, com laminação cruzada de baixo ângulo subordinada	Tração, sob regime de fluxo superior	Marinha de plataforma continental
Scr	Arenitos finos com laminação cruzada cavalgante	Laminação cruzada cavalgante, pode apresentar base irregular e granodecrescência	Deposição simultânea por tração e decantação, associada a migração de marcas onduladas em regime de fluxo inferior	
P-d	Pelitos laminados com clastos esparsos	Laminação plano-paralela, localmente ondulada, com feições de compactação diferencial no entorno dos clastos	Decantação de finos em plataforma continental, com contribuição ocasional de clastos de degelo de banquisa ou <i>icebergs</i>	
Scr	Arenitos finos com laminação cruzada cavalgante	Laminação cruzada cavalgante, pode apresentar base irregular e granodecrescência	Deposição simultânea por tração e decantação, associada a migração de marcas onduladas em regime de fluxo inferior	
Sm	Arenitos maciços, finos a grossos, localmente com seixos esparsos	Aspecto maciço, localmente organizados em ciclos granodecrescentes	Fluxo gravitacional, possivelmente relacionado a leques de contato com gelo	
Pm	Pelitos maciços	Aspecto maciço, com estruturas de escape de fluidos subordinadas	Decantação, com fluidificação subordinada	Plataforma carbonática rasa influenciada por ondas
Pl	Pelitos laminados	Laminação plano-paralela, com aspecto maciço subordinado	Decantação de finos em plataforma continental	
Dm	Dolomitos maciços	Aspecto maciço	Decantação de lama carbonática	
Dh	Dolomitos com laminação plano-paralela	Laminação plano-paralela predominante, com truncamentos de baixo ângulo associados	Deposição de carbonato na fração areia, sob ação de ondas	
Da	Dolomitos com pseudomorfos de aragonita	Laminação plano-paralela cortada por leques de calcita espática com bifurcações para o topo	Precipitação química concomitante com decantação de lama carbonática	
Dcr	Dolomitos com laminação cruzada cavalgante	Laminação cruzada cavalgante, crítica e supercrítica	Deposição simultânea por tração e decantação, associada a migração de marcas onduladas em regime de fluxo inferior	Rampa carbonática influenciada por escorregamentos
Ch	Calcários com laminação plano-paralela	Laminação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo subordinados	Deposição de carbonato na fração areia, sob ação de ondas	
Ccr	Calcários com laminação cruzada cavalgante	Laminação cruzada cavalgante subcrítica	Deposição simultânea por tração e decantação, associada a migração de marcas onduladas em regime de fluxo inferior	
Cs	Calcários com laminação deformada por <i>slumps</i>	laminação plano-paralela ou cruzada deformada por <i>slumps</i>	Escorregamento de sedimentos depositados em rampa inclinada	

Tabela 3.1. Tabela resumida com as fácies e associações de fácies sedimentares das Formações Bebedouro e Salitre nas áreas de estudo.

3.1.7 Associações de Fácies

Foram reconhecidas quatro associações de fácies no Grupo Una: (1) *Transicional marinha influenciada por banquisas e/ou icebergs*, (2) *Marinha de plataforma continental*, (3) *Plataforma carbonática rasa influenciada por ondas* e (4) *Rampa carbonática influenciada por escorregamentos*.

Descrição da Associação (1) *Transicional marinha influenciada por banquisas e/ou icebergs*

A associação transicional marinha apresenta maior espessura e continuidade lateral nas áreas 1 e 2 ao norte (Figuras 3.2 e 3.3), sendo restrita à afloramentos isolados nas áreas 4 e 5. Ao todo, compreende oito fácies sedimentares: *Dmm* - *Diamictitos maciços*, *Dml* - *Diamictitos laminados*, *Sm* - *Arenitos maciços, finos a grossos com seixos esparsos*, *Sh* - *Arenitos grossos laminados*, *St* - *arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada*, *Shf* - *Arenitos finos laminados*, *Scr* - *Arenitos finos com laminação cruzada cavalgante* e *P-d* - *Pelitos laminados com clastos esparsos* (Figura 3.6)..

Na área 1, a associação está em contato basal discordante com anfibolitos do Complexo Metamórfico Jacobina e apresenta a maior sucessão vertical contínua de diamictitos entre todas as áreas, que é composta por diamictitos maciços (*Dmm*) e laminados (*Dml*). Estes alternam camadas de 1.5 m de espessura e atingem um total de 8 m (Figura 3.3), sobrepostos por arenitos laminados (*Sh*) e com estratificação cruzada acanalada (*St*) em contato não evidente com dolomitos (*Dm*, *Dh*) no topo.

No extremo oeste da área 2, localizada 150 km ao sul da área 1, a associação pode atingir até 7.3 m de espessura e 1000 m de exposição lateralmente contínua (Figura 3.2). O contato basal é irregular e aflora localmente, em discordância com quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Sobre estes, a associação apresenta 4 m de pelitos maciços (*Pm*), laminados (*Pl*) e com clastos esparsos (*P-d*) que transicionam entre si por algumas centenas de metros na base da associação. Em contato plano sobre estas fácies ocorrem diamictitos maciços (*Dmm*), com espessuras lateralmente variáveis, entre 1 e 3 m, que transicionam verticalmente para diamictitos laminados (*Dml*) com poucos matacões e abundância de seixos, normalmente intercalados com lentes de arenitos grossos maciços (*Sm*) de até 1 m de espessura e continuidade lateral de até 4 m (Figura 3.3).

Figura 3.2. Fotomosaico e interpretação do afloramento, localizado no extremo oeste da área 2, mostrando o contato plano entre as associações de fácies glacio-marinhas (1 e 2) e carbonáticas do topo (3).

Figura 3.3. Aspectos dos depósitos do Grupo Una nas localidades de Brejões e Tamboril (VER01 e VER02), localizadas na área Salitre 2 e na localidade Salitre 1 (FSA20). O retângulo inferior da esquerda detalha a geometria das fácies de arenitos maciços (Sm) e arenitos laminados (Sh) em meio aos diamictitos (Dmm), próximo ao topo da Formação Bebedouro

O contato no topo é plano e contínuo com a associação (2) *marinha de plataforma continental* (Figura 3.4).

No extremo leste da área 2 podem ocorrer variações de espessura da associação. Em sua base ocorrem diamictitos maciços (Dmm), sobrepostos por arenitos maciços (Sm) e laminados (Sh), com recorrência de diamictitos maciços (Dmm) a laminados (Dml) no topo (Figura 3.3). Nestes diamictitos é comum a presença de diques clásticos, compostos por arenitos maciços (Sm), que contornam os clastos e atravessam os 4 m da fácies.

Figura 3.4. Geometria tabular do Grupo Una, com destaque para a superfície plana do contato entre as unidades glacial (Formação Bebedouro) e pós-glacial (Formação Salitre). A pessoa de escala tem 1.74 m de altura

Figura 3.5. Seções colunares levantadas nos pontos em vermelho, localizadas no extremo oeste da área Salitre 2

Interpretação da Associação (1) *Transicional marinha influenciada por banquisas e/ou icebergs*

A associação de fácies transicional compreende depósitos sedimentares com ampla extensão em área, nos quais estão presentes pelitos com clastos esparsos (P-d), evidência de que a sedimentação na bacia ocorreu sob regime glacial, provavelmente em um contexto deposicional marinho.

A geometria tabular, a pequena espessura e a pouca variação lateral de fácies permitem relacionar a deposição desta associação a processos de ampla extensão lateral, compatíveis com aqueles observados atualmente em ambientes polares e sub-polares glácio-marinhos sob a banquisa (Anderson & Ashley, 1991). Nestes ambientes ocorrem processos erosivos gerados por eventos gravitacionais que predominam durante o desconfinamento proximal no encontro de canais sub-glaciais com águas marinhas abaixo da banquisa. Durante a atuação destes processos, os sedimentos lançados na bacia podem ou não sofrer retrabalhamento por correntes trativas de fundo (Eyles, 1984), que obliteram a geometria original. Como produto da atuação destas correntes são formadas laminações e estratificações, conforme observado nos diamictitos (Dml), arenitos com laminação plano-paralela (Sh), arenitos com estratificação cruzada acanalada (St), identificados na presente associação.

Em áreas adjacentes da bacia, distanciadas de poucos quilômetros, podem ocorrer com frequência chuva de detritos, queda de grãos, seixos e matacões devido ao seu desprendimento a partir de banquisas ou *icebergs*. Estes processos podem resultar da ablação supra-glacial ou do derretimento basal ocorrido no *ice-sheet*, e hoje são identificados na associação de fácies como séries de diamictitos maciços (Dmm), pelitos com clastos esparsos (P-d) e diamictitos laminados pobres em seixos (Dml). A existência de ciclos granodecrescentes de arenitos maciços (Sm), arenitos laminados (Sh) e pelitos com clastos esparsos (P-d) sobrepostos diretamente a estes diamictitos (Dmm), pode indicar a atuação de correntes de turbidez esporádicas, registradas em duas seções na área 5 (Figura 3.6). O progressivo aumento das fácies pelíticas para o topo, acompanhado por diminuição da frequência de arenitos maciços (Sh) e laminados (Sh) sugere diminuição gradativa de fluxos trativos e incremento de decantação e queda de grãos. A presença de espessuras superiores a 20 m de pelitos com clastos esparsos (P-d) é indicativa de intensa decantação e a queda de clastos por desprendimento de *icebergs* é constatada pela presença de areia, silte e argila, associados a grânulos, calhaus e matacões de granitóides e quartzitos dispersos de forma desordenada.

O fato da associação apresentar, em algumas localidades, pelitos com clastos esparsos

(P-d) com estruturas de sobrecarga e diques de injeção sobrepostos por arenitos maciços (Sm) pode indicar que os sedimentos estavam saturados em água e que sofreram reajustes hidroplásticos durante a deposição (Lowe, 1982), o que corrobora o modelo de deposição em um ambiente com predomínio de processos de decantação de lama, com a ação de fluxos gravitacionais esporádicos.

Figura 3.6. Exemplos da associação de fácies 1. Diamictito laminado (Dml) sobreposto por diamictito maciço (Dmm) (A); Diamictito maciço (Dmm) (B); Arenito grosso laminado (Sh) sobreposto por pelitos laminados com clastos esparsos (P-d) (C); Ciclos granodecrescentes de arenitos grossos a seixosos maciços (Sm) e arenitos finos laminados (Sh) (D); Arenito com estratificação cruzada acanalada (St) (E); Arenito fino laminado (Sh) (F).

Nas áreas 4 e 5 a associação está restrita a três afloramentos sem continuidade lateral e com espessura aflorante inferior a 3 m. Compreendem diamictitos predominantemente oligomíticos em contato discordante com granitóides do embasamento (Figura 3.8), logo sobrepostos por ciclos granodecrescentes de arenitos maciços (Sm), laminados (Shf) e pelitos com clastos esparsos (P-d) (Figura 3.6).

Figura 3.7. Seções colunares com orientação NE-SW próximo ao município de Lajes do Batata, extremo leste do sinclinal Salitre (2). A seção FSA 20 foi levantada no mesmo sinclinal, 100 km ao norte.

Figura 3.8. Aspectos da associação de fácies 1 no siclinal Una-Utinga (Área 5).

Figura 3.9. Seções colunares levantadas no extremo oeste do sinclinal Salitre (2) entre Tamboril e Brejões (Figura 3.6)

Descrição da Associação (2) *Marinha de plataforma continental*

A associação marinha de plataforma continental ocorre em todas as áreas. Apesar disso, aflora de maneira muito restrita, com maior expressão vertical na área 5, localizada ao sul da região de estudo. É constituída por quatro fácies: *Pm* - *Pelitos maciços*, *Pl* - *Pelitos laminados*, *Sm* - *Arenitos maciços* e *Scr* - *Arenitos com laminação cruzada cavalgante* (Figura 3.10).

A associação apresenta maior expressão na região 5, podendo atingir até 30 m de espessura (Figura 3.11) e 50 m de continuidade lateral, sobrepondo de maneira gradual a associação de fácies (1) *Transicional marinha*. A passagem entre estas duas associações é marcada pela progressiva diminuição de clastos esparsos em direção ao topo, tornando-se exclusivamente composta por pelitos. Na base, a associação é composta por pelitos maciços (*Pm*), que transicionam para pelitos laminados (*Pl*), com raras lentes de arenitos maciços (*Sm*) de continuidade lateral inferior a 2 m e espessura máxima de 0.3 m. No topo, sobrepostos a estes últimos, são identificados arenitos com laminação cruzada cavalgante (*Scr*) e arenitos maciços (*Sm*) com espessura de 2 m e continuidade lateral de 10 m.

Nas áreas 2 e 3 a associação está restrita à oeste, onde sobrepõe quartzitos com estratificação cruzada acanalada do Supergrupo Espinhaço, apresenta espessuras inferiores a 10 m e continuidade lateral máxima de 200 m. Da base para o topo ocorrem camadas de arenitos maciços (*Sm*), que variam entre 0.1 e 0.5 m de espessura, intercaladas com pelitos laminados (*Pl*).

Interpretação da Associação (2) *Marinha de plataforma continental*

A associação marinha de plataforma continental corresponde ao intervalo de tempo em que a bacia foi dominada por processos de intensa decantação de lama e menor contribuição de areia, manifestada na forma de espessa sucessão de pelitos maciços (*Pm*) e pelitos laminados (*Pl*), associados com lentes de arenito. A diminuição gradativa dos clastos esparsos em direção ao topo da sucessão de pelitos pode ser interpretada de três formas: (1) a área da bacia em que foram depositados deixou de receber o aporte de clastos por processos de derretimento de gelo, em função da existência de um período interglacial; (2) houve mudança no sentido de deriva de *icebergs*; (3) a associação representa a diluição de correntes de turbidez, que têm sua componente turbulenta depositada sob a forma de espessa sucessão que alterna entre arenitos finos maciços (*Sm*) e pelitos laminados (*Pl*).

O fato destas sucessões turbidíticas recobrirem diamictitos, sobrejacentes a rochas do

embasamento, pode ser interpretado em termos de uma possível retrogradação do sistema deposicional, à medida que havia retração do *ice-sheet* e *rebound* isostático. Isso pode ter condicionado a atuação de processos de transporte comuns em regiões de talude, em ambientes de plataforma continental (hipótese 3), porém a abundância de seixos esparsos em meio a pelitos é forte evidência de influência glacial.

Figura 3.10. Exemplos de fácies da associação 2. Aspecto geométrico lenticular de arenitos maciços (Sm) em meio a espessa sucessão de pelitos laminados (Pl) (A); Detalhe da fácies de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (Scr) no topo da seção FUU20 (B); Pelitos laminados (Pl) na base da associação, sobrepostos a pelitos com clastos esparsos (P-d) (C); Pelitos maciços da seção FSA 14 (D).

Figura 3.11. Seções colunares de orientação N-S, levantadas no sinclinal Una-Utinga (4) ao sul da área de estudo

Descrição da Associação (3) *Plataforma carbonática rasa influenciada por ondas*

A associação de plataforma carbonática rasa influenciada por ondas distribuí-se ao longo das áreas 1, 2 e 5 e pode variar entre 1 e 3 m de espessura. Compreende quatro fácies: dolomitos maciços (Dm), dolomitos laminados (Dl), Dolomitos com pseudomorfos de aragonita (Da) e dolomitos com laminação cruzada cavalgante (Dcr) (Figura 3.12).

A associação é constituída na base por dolomitos maciços (Dm) e dolomitos com pseudomorfos de aragonita (Da), que transicionam lateralmente e para o topo para dolomitos com laminação plano-paralela (Dh) e dolomitos com laminação cruzada cavalgante (Dcr). Apresenta contato basal plano e contínuo com a associação de fácies (1) *Transicional marinha*, evidenciado em exposição com aproximadamente 1000 m de extensão (Figura 3.4). No topo, o contato também é plano com a associação de fácies (4) descrita adiante.

Interpretação da Associação (3) *Plataforma carbonática rasa influenciada por ondas*

A associação de fácies pode ser interpretada como um intervalo de tempo em que algumas áreas da bacia sofreram eventos de saturação em carbonato de cálcio, permitindo a precipitação química de carbonatos. Com base na identificação de dolomitos com laminação plano-paralela (Dh) e de dolomitos com laminação cruzada cavalgante (Dcr), pode-se inferir que o substrato deposicional apresentava áreas onde predominava a atuação de fluxos oscilatórios. No entanto, a transição entre dolomitos maciços (Dm) e laminados (Dh) pode implicar em lento incremento de fluxos combinados à medida que a bacia era preenchida. A presença de dolomitos com leques de pseudomorfos de aragonita (Da) na base da associação, é indicativa de que neste intervalo temporal condições restritas ou substrato abaixo do nível de ação de ondas permitiram a precipitação em águas calmas. À medida que o carbonato precipitava, os cristais cresciam a partir do leito deposicional e ficavam expostos na superfície da água, enquanto seu entorno era preenchido por lama carbonática, que aparece inflexionada na direção dos mesmos.

Figura 3.12. Exemplos de fácies da associação 3. Dolomitos maciços (Dm) e laminados (Dh) (A); Dolomitos com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Dcr) (B); Dolomitos com leques de pseudomorfos de aragonita (Da) (C e D)

Descrição da Associação (4) *Rampa carbonática influenciada por escorregamentos*

A associação de rampa carbonática influenciada por escorregamentos apresenta-se distribuída nas áreas 2, 3 e 5. Constituem as fácies desta associação: calcários com laminação plano-paralela (Ch), calcários com laminação cruzada cavalgante (Ccr) e calcários com laminação deformada por *slumps* (Figura 3.13).

No extremo oeste da área 2 e na área 5, a associação sobrepõe em contato plano a associação de plataforma rasa (3), apresenta a maior continuidade lateral, observada em afloramentos com mais de 1.000 m de extensão, e pode atingir até 15 m de espessura. Nestas áreas a associação é monótona, sendo composta por calcários com laminação plano-paralela (Ch), intercalando níveis de calcilutitos escuros e calcarenitos, com raros truncamentos de baixo ângulo e laminações cruzadas (Ccr).

Na área 3 a associação apresenta-se completa (Figura 3.14), podendo atingir 30 m de espessura aflorante e alguns quilômetros de continuidade lateral. Apesar disso, a relação lateral e vertical com as demais associações não é evidente. Na base ocorrem calcários com laminação plano-paralela (Ch), que podem transicionar para calcários com laminação cruzada cavalgante (Ccr) sobrepostos por *slumps* centimétricos (Cs). Esta sucessão vertical pode se repetir ao longo de aproximadamente 20 m. Neste nível torna-se freqüente a presença de calcários com laminação perturbada por *slumps* horizontais (Cs) de escala métrica. Acima deste nível há recorrência de calcários com laminação plano-paralela (Ch).

Interpretação da Associação (4) *Rampa carbonática influenciada por escorregamentos*

A preservação de calcários laminados com espessuras superiores a 15 m em todas as ocorrências de estudo favorece seu posicionamento em paleoambientes mais profundos, com maior espaço de acomodação quando comparada aos das demais associações de fácies. A base destas sucessões, que apresentam laminações plano-paralelas com cruzadas subordinadas, pode indicar ambientes mais profundos dominados por correntes trativas. No entanto a evidência destas correntes é cíclica, revelada pela alternância entre as fácies de calcarenitos e calcilutitos. Os calcilutitos escuros podem indicar superfícies deposicionais com pouca oxigenação, permitindo a concentração de matéria-orgânica. A identificação de algumas feições como *slumps* junto a estas fácies é sugestivo de regiões da bacia onde são freqüentes instabilizações derivadas de fluxos gravitacionais. O topo das sucessões

marcado por estromatólitos colunares, relacionados a ambientes marinhos dominados por ondas (Dominguez, 1993), pode implicar em progradação do sistema deposicional, com fácies de rampa carbonática sobrepostas a fácies distais de talude.

Figura 3.13. Exemplos de fácies da associação 4. Calcários com laminação plano-paralela, intercalando níveis de calcilutitos e calcarenitos (A); Estrutura de escorregamento sin-sedimentar (B); Gradação entre calcários com laminação plano-paralela (Ch) e calcários com laminação cruzada cavalgante subcrítica (Ccr), com feição centimétrica de escorregamento no topo (C); Estromatólito colunar (D)

Figura 3.14. Seções colunares da associação de fácies (4), levantadas no extremo leste do sinclinal Irecê (3 e 4)