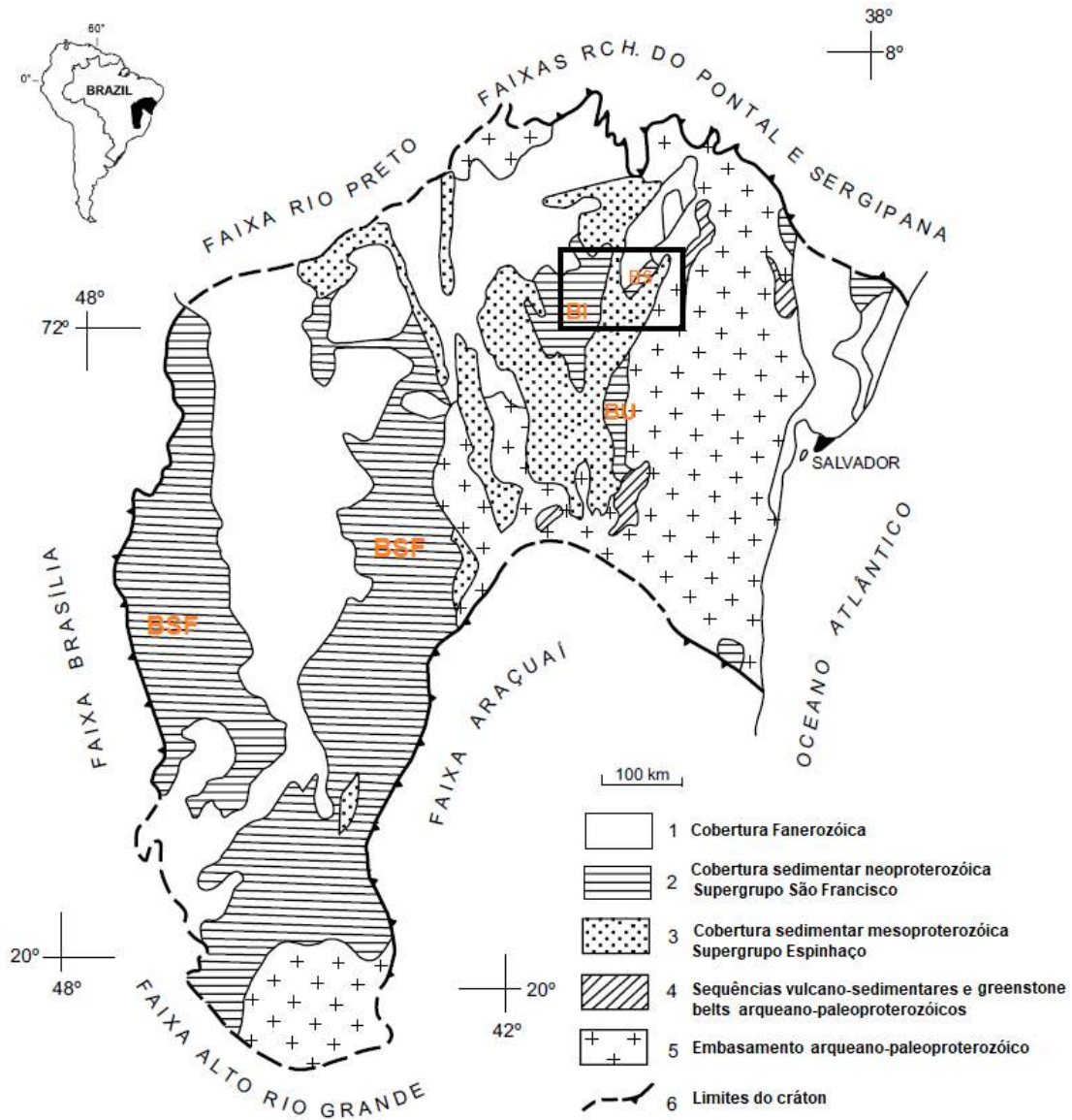


Figura 12 - O Cráton do São Francisco e as seqüências carbonáticas neoproterozoicas



Legenda: Esboço geológico do cráton do São Francisco exibindo a distribuição das seqüências carbonáticas, correlacionáveis entre as bacias de São Francisco (BSF), Irecê (BI), Salitre (BS) e a pequena Una-Utinga (BU). O retângulo no mapa refere-se aos limites da Folha Jacobina SC.24-Y-C.

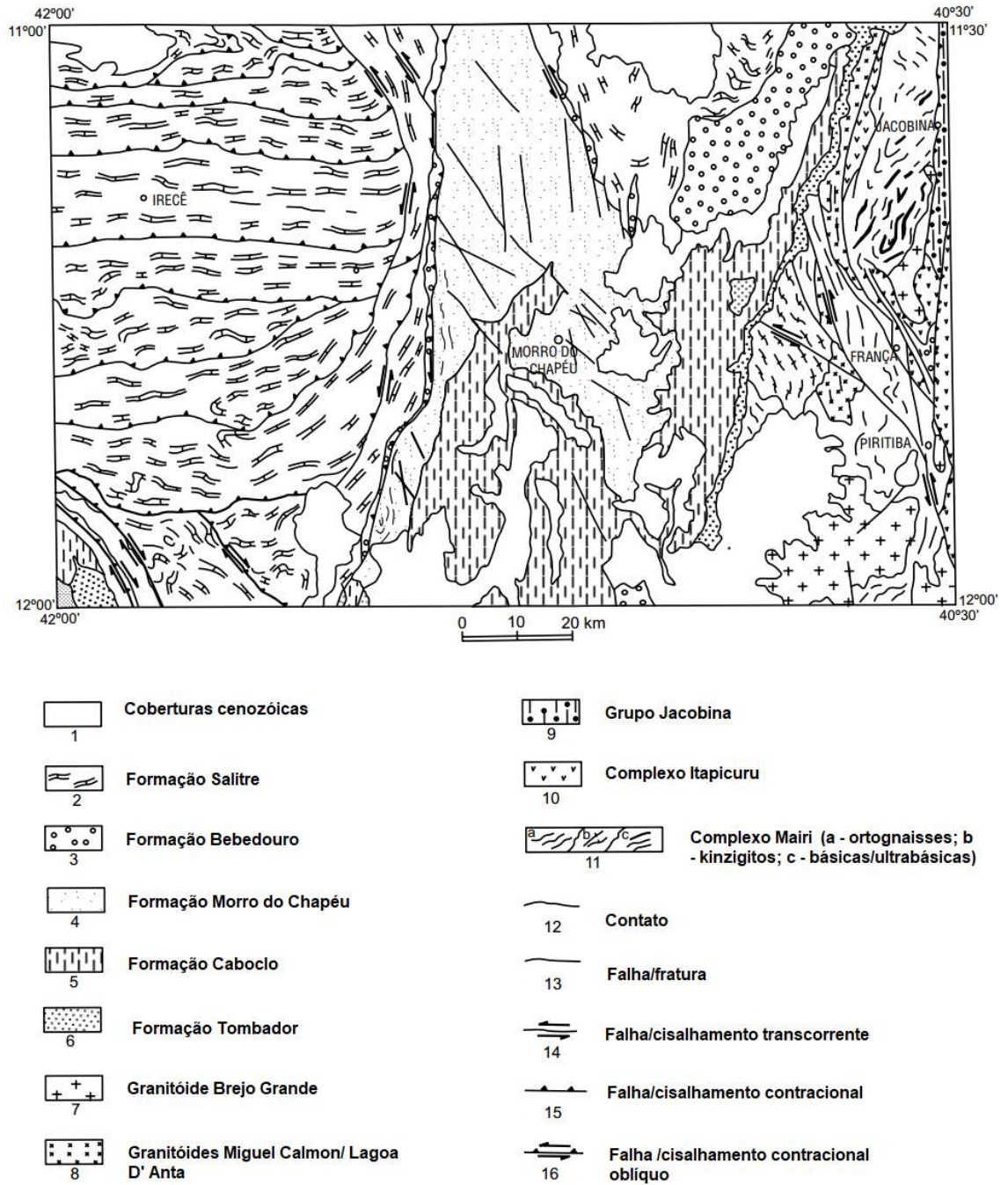
Fonte: Modificado de SAMPAIO *et al.*, 2001.

(Figura 12). Nas bacias de margem passiva, nas bordas do cráton, se empilharam igualmente sequências mistas que vieram a ser intensamente deformadas juntamente com as partes colidentes no decorrer da orogenia brasileira/pan-africana, constituindo-se nos cinturões de dobramento que limitam o cráton. A megassequência mais nova (siliciclástica e vulcanoclástica) não é observada na Bahia (MISI *et al.*, 2007; AZMY *et al.*, 2007). Esses autores referem-se ainda à ocorrência de dois ciclos marinhos transgressivo-regressivos que podem ser reconhecidos nas megassequências carbonáticas (Figura 11).

Assim, as sequências carbonáticas da Formação Salitre nas bacias de Irecê e Una-Utinga são correlacionáveis às sequências carbonáticas do Grupo Bambuí, na Bacia de São Francisco, de acordo com Azmy *et al.* (2001), todas depositadas em zonas tectonicamente estáveis. A Figura 13 exhibe o mapa geológico em que se observa a distribuição das sucessões carbonáticas pertencentes à Formação Salitre nas bacias de Irecê e Salitre, que estão compreendidas no limite da Folha Jacobina SC.24-V-C. A coluna estratigráfica para o Supergrupo São Francisco, na Chapada Diamantina, é apresentada na Figura 14 (CRUZ; ALKMIM, 2006; CRUZ; ALKMIM, 2007).

Datações geocronológicas Rb-Sr e K-Ar indicam idade de 760 Ma para a Formação Salitre (MACEDO; BONHOMME, 1984). Posteriormente, Toulkeridis *et al.* (1999) obtiveram idades Rb-Sr de 700 Ma para amostras de estromatólitos fosfáticos e calcários negros e/ou dolomíticos da Unidade B1 (descrita por Misi e Veizer (1998)) da Formação Salitre, à leste da Bacia de Irecê, e com isso, sugerem que os diamictitos da Formação Bebedouro se correlacionam ao evento glacial Esturtiano, assim como reafirmaram essa proposição Misi *et al.* (2007). Acrescenta-se que esses resultados são comparáveis à idade Pb-Pb de 740 Ma \pm 22 Ma de deposição determinada por Babinski, Vieira e Trindade (2007) em amostras de carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), correlacionados, portanto, à Formação Salitre. Porém, Kuchenbecker (2011) encontrou idades entre 620 e 680 Ma com base nas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para porção basal dos carbonatos do Grupo Bambuí, em Arcos, a sudoeste de Minas Gerais, portanto, idade mais jovem que as normalmente encontradas para o Grupo Bambuí. Esses valores corresponderiam então a depósitos pós evento glacial Marinoano (admitindo-se a perspectiva das panglaciações neoproterozoicas), conforme argumenta esse autor, apesar de alertar que a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{S}$, para ter validade como ferramenta de datação, requer dois pressupostos: a certeza de que os dados representam depósitos primários e que se correlacionem corretamente com curvas globais. Esses resultados, aliados aos dados paleomagnéticos, evidenciam uma ampla distribuição espacial de um episódio glacial no Cráton do São Francisco (evento glacial Esturtiano), tenha sido ele um único evento duradouro ou uma série de intervalos glaciais, em baixas a médias latitudes (BABINSKI; VIEIRA; TRINDADE, 2007; TOHVER; D'AGRELLA-FILHO; TRINDADE, 2006). Um único evento glacial, entre avanços e recuos de gelo, foi a proposta mencionada por Guimarães (1996) para a acumulação dos sedimentos da Formação Bebedouro.

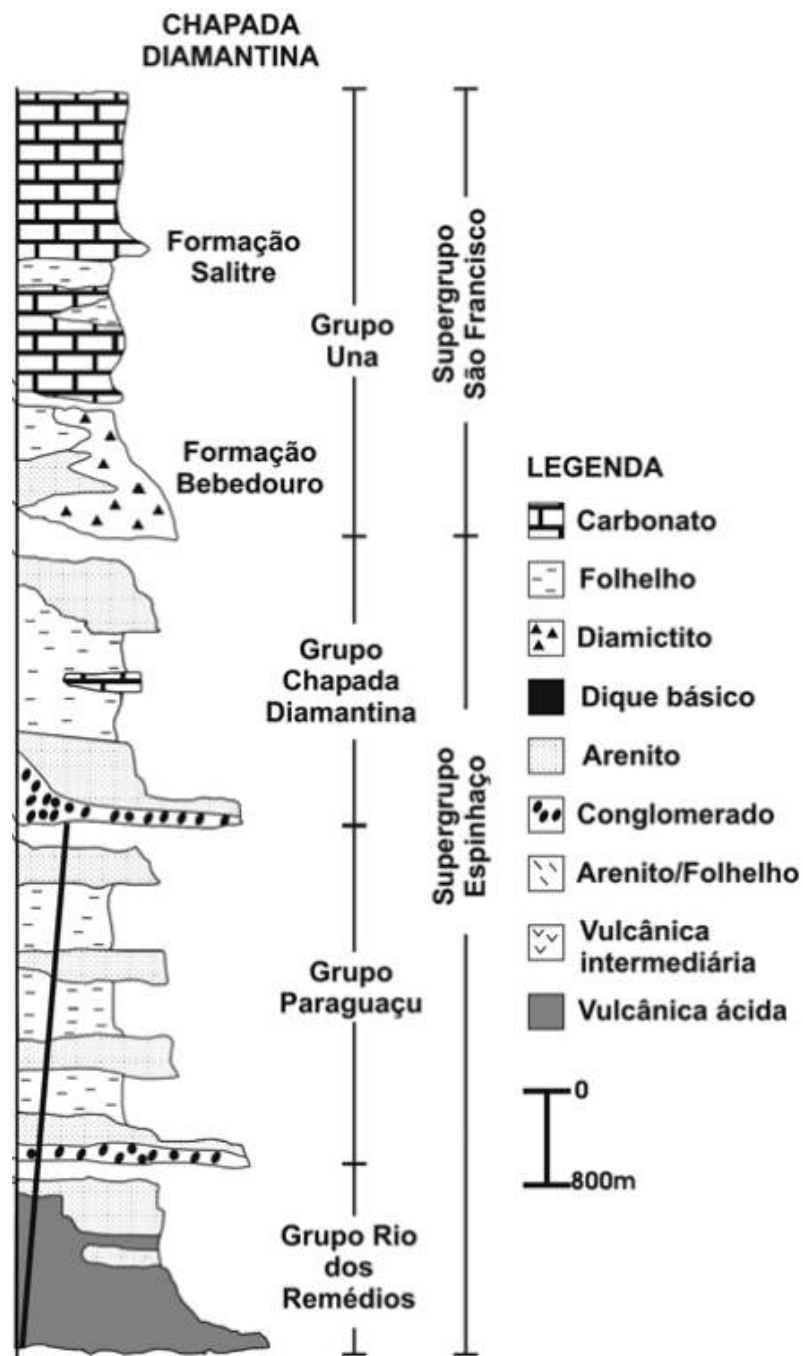
Figura 13 - Mapa geológico da Folha Jacobina (SC.24-Y-C) simplificado



Legenda: Mapa geológico da Folha Jacobina simplificado.

Fonte: SAMPAIO *et al.*, 2001.

Figura 14 - Coluna estratigráfica



Legenda: Coluna estratigráfica para o Supergrupo São Francisco.

Fonte: Modificado de Cruz e Alkmim, 2006 e Cruz e Alkmim, 2007.

6.1.2 Contexto tectônico-estratigráfico da área de estudo

A área de estudo situa-se na informalmente chamada Bacia Salitre, na porção norte do Cráton do São Francisco, a nordeste da Bacia de Irecê. Tanto a Bacia de Irecê quanto as pequenas bacias Salitre, Una-Utinga e Ituaçu representam coberturas neoproterozoicas intracratônicas descontínuas documentadas pelo Grupo Una que, juntamente com o Grupo Bambuí, na Bacia São Francisco, recobrem 60% do Cráton do São Francisco (SIAL *et al.*, 2016), correspondendo a uma área de cerca de 300.000 Km² (MISI; KYLE, 1994), com espessura superior a 1000 (MISI, 1993; MISI; VEIZER, 1998). A Figura 12 ilustra a distribuição das sequências carbonáticas pertencentes ao Grupo Bambuí (na Bacia de São Francisco) e ao Grupo Una (nas Bacias Salitre, Irecê, Una-Utinga e Ituaçu) no Cráton do São Francisco. Essas quatro bacias isoladas são constituídas por rochas siliciclásticas da Formação Bebedouro, sobrepostas por uma sequência carbonática marinha, englobada na Formação Salitre. Ambas as formações compreendem o Grupo Una, pertencente ao Supergrupo São Francisco. O Grupo Una, segmentado nessas bacias, possivelmente representou os depósitos de uma única bacia intracratônica (GUIMARÃES *et al.*, 2011).

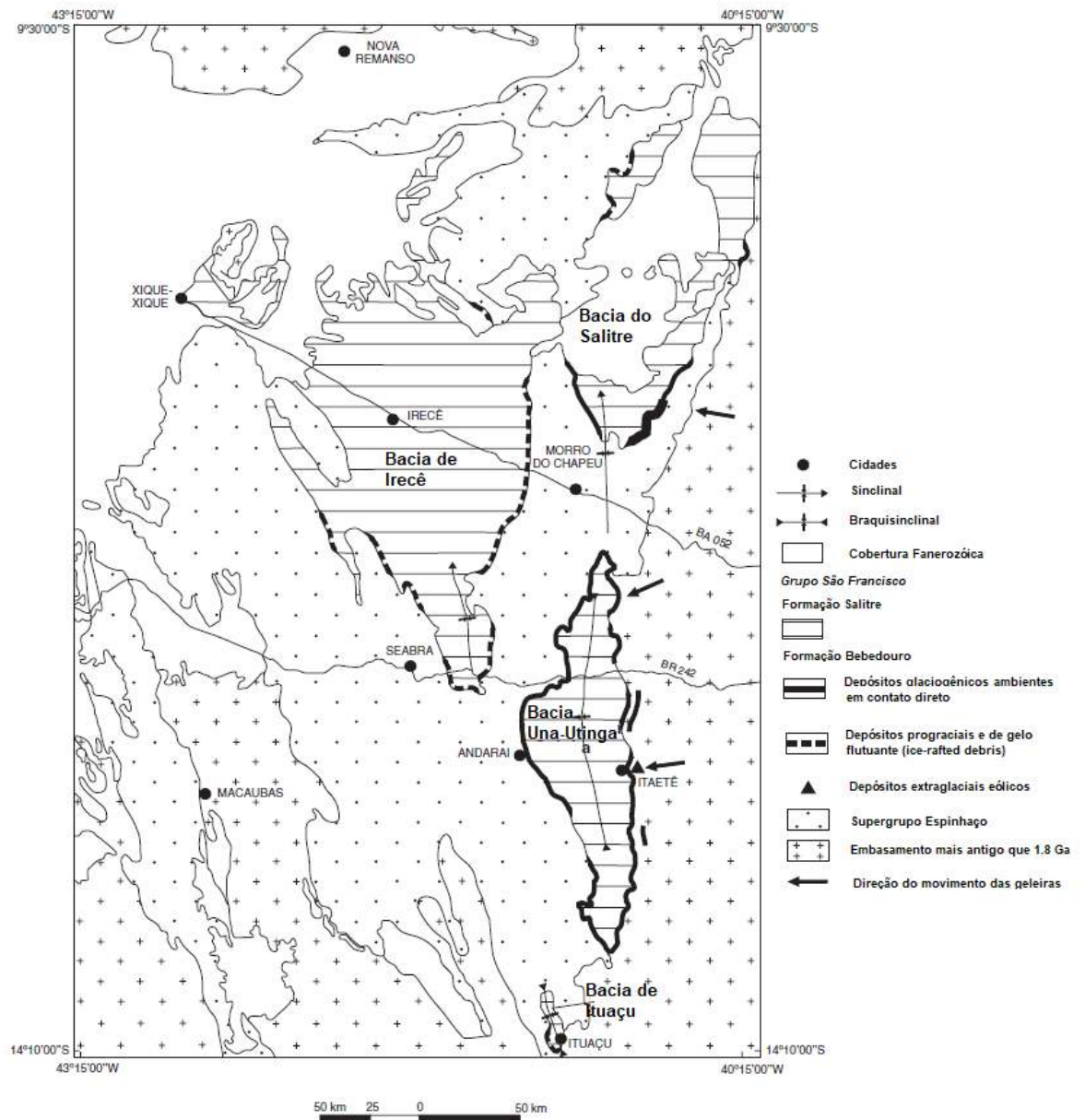
6.1.2.1 Formação Bebedouro

As rochas da Formação Bebedouro são considerados de origem glácio-marinha por Guimarães (1996) e Guimarães *et al.* (2011), depositadas por processos de fluxos de detritos subaquáticos, correntes de turbidez, degelo de *icebergs* e localmente por influência eólica. Aflorem descontinuamente em estreitas faixas N-S, que alcançam cerca de 400 Km de extensão e área de cerca de 40.000 Km² (maior que 60.000 Km², segundo Karfunkel e Hoppe (1988)) nas bordas das bacias neoproterozoicas na Bahia, intermitentemente (Figura 15), mas provavelmente tenham se originado de uma única bacia durante os eventos contemporâneos de quebra de Rodínia e aglutinação de blocos do Gondwana Ocidental (GUIMARÃES *et al.*, 2011). Os sedimentos dessa formação são constituídos por diamictitos, arenitos e folhelhos.

As evidências para a origem glacial da Formação Bebedouro residem:

- a) na presença de fragmentos erráticos (*dropstones*) de dimensões variadas (com até 1m, conforme Montes, Montes e Dardenne (1981)), principalmente sobre ritmitos da base da formação;
- b) (na variada litologia dos seixos e blocos constituintes sem arredondamento, apresentando, alguns, ligeiras ranhuras (KARFUNKEL; HOPPE, 1988));
- c) na forma dos clastos, por vezes em cunha, pentagonais ou triangulares, esse

Figura 15 - Distribuição da Formação Bebedouro na região central da Bahia



Legenda: Mapa geológico da região central da Bahia exibindo a distribuição da Formação Bebedouro em faixas entornas das bacias Salitre, Irecê, Una-Utinga e Ituaçu.

Fonte: Modificado de Guimarães *et al.*, 2011.

último formato com orientação preferencial E-W, observado na localidade de Lajes do Batata;

- d) na ocorrência de estrias e sulcos em rochas sotopostas, pertencentes à Formação Morro do Chapéu, como num pavimento de silexito na localidade de Tabua, de acordo com Montes, Montes e Dardenne (1981)¹⁰.

Minerais imaturos, que compõem a matriz dos diamictitos, como feldspatos não alterados, também sugerem pouco transporte e rápido soterramento em ambiente de clima frio (MONTES; GRAVENOR; MONTES, 1985). Por outro lado, Montes, Montes e Dardenne (1981) interpretam a origem dessa unidade como associada a processos glácio-continentais, diferentemente do entendimento oferecido por Guimarães (1996) de que esses depósitos são glácio-marinhos plataformais.

A Formação Bebedouro possui espessura variável entre 1 e 16 m (ou maior que 70 m, de acordo Karfunkel e Hoppe (1988), sendo as maiores, encontradas em canais escavados sobre a Formação Morro do Chapéu, sotoposta a ela, nas bacias de Irecê e Salitre (MONTES; GRAVENOR; MONTES, 1985). Guimarães *et al.* (2011) referem-se à espessura máxima de 200 m para essa unidade.

Figueiredo *et al.* (2009), em estudo concernente à proveniência dos clastos dos diamictitos da Formação Bebedouro mostram a predominância de filitos e xistos entre os clastos na região norte da Bacia Salitre, que é atribuída à proximidade com a área-fonte que é o Complexo Metamórfico Jacobina, a menos de 10 Km de distância. Na Bacia Una-Utinga, os sedimentos da Formação Bebedouro recobrem gnaisses e granitos do embasamento do cráton, litologias essas que são prevalentes entre os clastos dos diamictitos Bebedouro nessa bacia. Na Bacia de Irecê, ainda de acordo com Figueiredo *et al.* (2009), predominam, nos diamictitos, clastos de carbonatos oolíticos mesoproterozoicos do Supergrupo Espinhaço. A Formação Bebedouro repousa discordantemente sobre esses carbonatos mesoproterozoicos.

Independentemente dos diferentes litotipos que compõem os clastos encontrados nas bacias Salitre, Irecê e Una-Utinga, a sua origem provável é de uma paleorelevo à leste da área de ocorrência da Formação Bebedouro (MONTES; GRAVENOR; MONTES, 1985; FIGUEIREDO *et al.*, 2009). No que concerne às frações menores, entretanto, não é possível identificar em nenhuma das três bacias a origem da fonte supridora dos sedimentos, possivelmente devido ao maior retrabalhamento e mistura posteriores pelos processos marinhos sobre os distintos fluxos conduzidos por gelo (FIGUEIREDO *et al.*, 2009).

Guimarães (1996) sugere que os detritos se disseminavam para norte e para sul a partir da região de Lajes do Batata e Iramaia, localidades onde se concentram as fácies mais grossas

¹⁰ Montes, Gravenor e Montes (1985) relatam a existência de um afloramento estriado (sem informações da sua localidade), acrescentando que ele foi, porém, obliterado pela ação do intemperismo. Vale recordar do trabalho de Schermerhorn (1974) em que ele pondera que sulcos em pavimento e rochas estriadas não são aspectos diagnósticos diferenciais de glaciação.

da Formação Bebedouro.

A idade obtida pelos métodos K–Ar e Rb–Sr para a Formação Bebedouro é da ordem de 900 Ma (MACEDO; BONHOMME, 1984), correlacionando-se à Formação Jequitaí, base do Grupo Bambuí, na Bacia do São Francisco. Datação em zircão detrítico de sedimentos da Formação Bebedouro forneceu idade máxima de deposição de 874 ± 9 Ma, validando a idade correspondente ao evento Esturtiana¹¹ desses depósitos (FIGUEIREDO *et al.*, 2009). Cita-se também uma datação em cristais de zircão detríticos coletados dos diamictitos da Formação Serra do Catuni, base do Grupo Macaúbas, encontrados na borda leste do Cráton do São Francisco. A Formação Serra do Catuni (correlata à Formação Jequitaí), porém, foi submetida ao episódio tectônico Brasileiro/Pan-Africano que formou o cinturão orogênico Araçuaí. Com base na geocronologia U-Pb, a idade máxima limite para a sedimentação dessa formação é 950 Ma (CUKROV; ALVARENGA; UHLEIN, 2005; PEDROSA-SOARES; CORDANI; NUTMAN, 2000). Diamictitos mais jovens, correspondendo ao evento glacial Marinoano, são encontrados na América do Sul apenas no Cráton do Amazonas e no Cinturão Paraguaio em sua borda oeste (ALVARENGA; TROMPETTE, 1992; MISI *et al.*, 2007). Sobre esses diamictitos, atribuídos ao evento Marinoano (Formação Puga), repousam carbonatos que contêm fósseis de metazoários representantes da fauna ediacarana. Entre esses fósseis, citam-se os metazoários *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*, que permitem posicionar a sequência carbonática no fim do Neoproterozóico (ALVARENGA; TROMPETTE, 1992; ALVARENGA; SANTOS; DANTAS, 2004). Esses vestígios de vida mais complexa não foram encontrados na Bacia Salitre. Relata-se, porém, a descoberta de *Cloudina* sp, um fóssil guia do Ediacarano, no Cráton do São Francisco, nos arredores de Januária (MG), em carbonatos da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) (WARREN *et al.*, 2014).

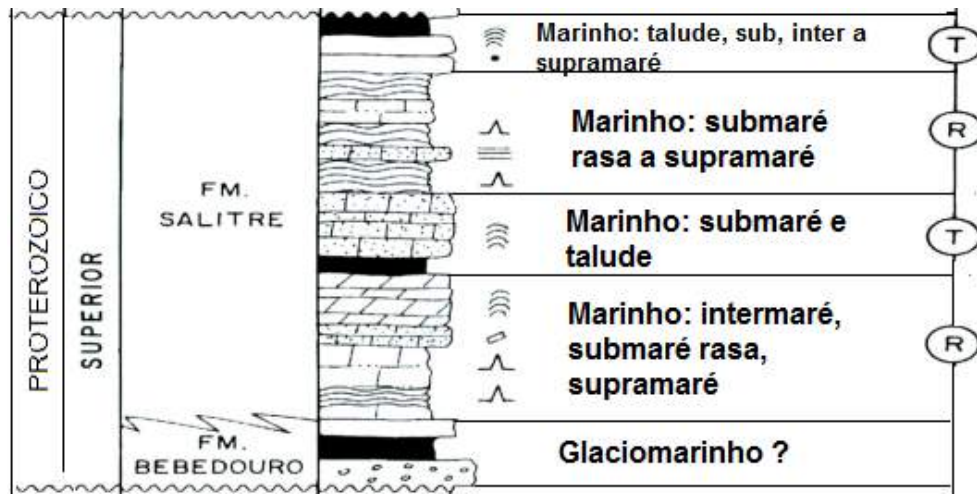
6.1.2.2 Formação Salitre

O alvo desse estudo são os carbonatos da Formação Salitre, que representam sedimentação em mar raso, epicontinental, segundo Misi (1976 *apud* Misi (1993)), em uma extensa plataforma, do tipo rampa carbonática, conforme Dominguez (1992 *apud* Misi (1993)), implantada com o fim de um evento glacial. Souza, Brito e Silva (1993) propõem uma coluna estratigráfica para o Grupo Una, conforme se vê na Figura 16.


















O contato com a Formação Bebedouro, sotoposta, é considerado discordante erosivo por Guimarães (1996), tendo em vista algumas evidências do caráter transgressivo da Formação Salitre, a qual se encontra não só sobre a Formação Bebedouro, como também sobre as

¹¹ O evento Esturtiano foi definido na Austrália em diamictitos ricos em ferro, sendo sua idade radiométrica calculada entre 804 e 650 Ma (MISI *et al.*, 2007).

Figura 16 - Coluna estratigráfica do Grupo Una



LEGENDA

	Siltito, argilito		Calcarenito		Oólito, peloide e oncolito
	Arenito		Calcissiltito		Estromatólito colunar
	Conglomerado		Dolomito		Tepee
	Diamictito		Laminito microbiano		Intraclasto
					Interdigitação
					Discordância
					Fácies transgressiva
					Fácies regressiva

Legenda: Coluna estratigráfica do Grupo Una, destacando os ambientes deposicionais das unidades que constituem a Formação Salitre.

Fonte: Modificado de Souza, Brito e Silva, 1993.

rochas siliciclásticas mesoproterozoicas do Grupo Chapada Diamantina e ainda sobre rochas do embasamento, como ocorre a sul, na Bacia Una-Utinga, indicando a expansão da sedimentação marinha.

A Formação Salitre foi, na região da Bacia de Irecê, subdividida em seis sequências litológicas por Misi (1979) *apud* BOMFIM *et al.* (1985):

- a) C - Dolomitos e calcários dolomíticos vermelhos;
- b) B - Calcários cinza claro laminados, às vezes dolomíticos;
- c) B1 - Dolarenitos, dololutitos, sílex;
- d) A - Metargilitos calcíferos cinza escuro ou cinza avermelhado com pirita;
- e) A1 - Calcilutitos pretos, calcários oolíticos e pisolíticos;
- f) A2 - argilitos, siltitos, margas intercalados com calcilutitos cinza escuro.

Posteriormente, Misi e Kyle (1994) separam a sequência marinha da Formação Salitre na Bacia de Irecê em três sequências deposicionais:

- a) basal (unidades B e B1): marinha rasa, constituída de carbonatos laminados, carbonatos dolomíticos e siltitos com gradação ascendente para dolomitos e dolomitos com chert. Estruturas de ressecamento, laminações microbianas (estromatólitos) e nódulos de calcita/quartzo ou de pseudomorfos de sulfatos são frequentes;
- b) intermediária (unidade A), sobreposta às unidades anteriores, consiste de carbonatos argilosos, folhelhos e siltitos intercalados com lentes de grainstones;
- c) superior (unidade A1), é composta por carbonatos pretos ricos em matéria orgânica, muitas vezes com oolitos e pisolitos, com estratificação cruzada.

Uma nova subdivisão para a Formação Salitre foi apresentada por Misi e Veizer (1998) que estabeleceram cinco unidades informais da base para o topo: C, B, B1, A e A1. As unidades B–B1 e A–A1 representam dois ciclos transgressivo-regressivos.

A unidade C, basal, também conhecida como “dolomito de capa”, é constituída por dolomitos argilosos avermelhados que recobrem os diamictitos da Formação Bebedouro. Possuem continuidade lateral na porção leste da Bacia de Irecê e ocorrência lenticular na borda oeste (TORQUATO; MISI, 1977), exibindo espessura bastante variável (entre 0 e 60 m), conforme Sanches (1997). Na Bacia de São Francisco, dolomitos cor de rosa também ocorrem sobre diamictitos pertencentes à Formação Macaúbas (MISI; VEIZER, 1998). Em diversos continentes, fácies semelhantes cobrindo diamictitos glaciogênicos, chamadas de “dolomito de capa”, são caracterizadas por assinatura isotópica negativa de carbono, tendência também observada na

Bacia de Irecê por TORQUATO e MISI (1977), que encontraram valores entre -2,9 e -6,4 ‰. Esses dados aliados aos dados isotópicos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) entre -5.3 e -10.7 ‰ sugerem um ambiente de deposição lacustre (TORQUATO; MISI, 1977), opinião também compartilhada por Montes, Montes e Dardenne (1981). Alguns autores referem-se a essa unidade como sendo o topo da Formação Bebedouro, como Misi e Silva (1996) *apud* Sanches (1997).

A unidade B, com espessura entre 100 a 200 m, e continuidade lateral, compreende uma sucessão rítmica de camadas centimétricas de calcários por vezes dolomíticos e folhelhos, intercalados com calcário preto oolítico, características de águas relativamente profundas, em ambiente de submaré a intermaré. O topo dessa unidade indica tendência regressiva, sendo representado pela unidade B1, sobrejacente, composta por dolomitos silicosos avermelhados, dolomitos oolíticos e estromatólitos colunares e laminares, exibindo típicas estruturas de exposição sub-aérea e abundantes minerais sulfetados (de Fe, Zn, Pb), caracterizando ambiente de intermaré a supramaré (MISI; KYLE, 1994). Na unidade B1, as fácies dolomíticas que hospedam os estromatólitos colunares fosfáticos apresentam $\delta^{13}\text{C}$ entre -1,76 e + 0,19 ‰ (MISI; KYLE, 1994).

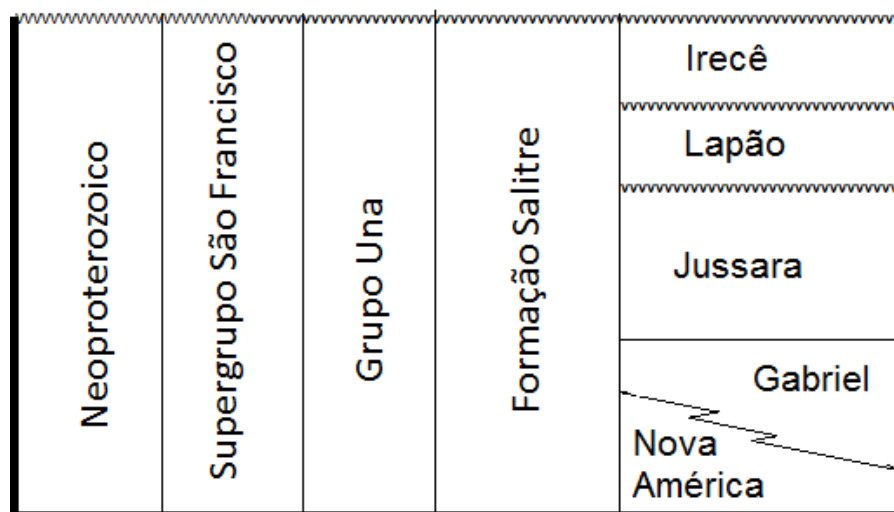
As unidades B e B1 representam tipicamente uma sequência de raseamento. Na base da unidade B1, encontram-se estromatólitos colunares e laminares fosfáticos, sendo os primeiros caracterizados, em geral, por possuírem cerca de 10 cm de altura por 3,0 cm de diâmetro, ocorrendo em camadas com espessura variando de centimétrica a métrica (até 10 m) e continuidade lateral de centenas de metros, em ambiente interpretado como de alta energia, variando de intermaré inferior a submaré superior. Os estromatólitos não colunares também apresentam considerável continuidade lateral, porém menor conteúdo em fosfatos (MISI; KYLE, 1994). Essas mineralizações presentes na unidade B1 ocorrem também na Bacia de São Francisco, permitindo assim correlacionar ambas as bacias (MISI; VEIZER, 1998).

As unidades A e A1 caracterizam um ciclo completo transgressivo-regressivo. A unidade A, com espessura entre 0 e 100 m, representa deposição em ambiente marinho com maior profundidade da lâmina d'água, constituindo-se de siltitos, argilitos calcíferos e margas, que marcam o início de um novo ciclo transgressivo. A unidade A1 é composta por calcários oolíticos ricos em matéria orgânica com espessura maior que 150 m em algumas localidades, como a norte da cidade de Irecê. Representa um ciclo regressivo, indicando um ambiente mais raso de sedimentação, com alguma energia. TORQUATO e MISI (1977) referem-se a um desvio positivo para o $\delta^{13}\text{C}$ variando entre +4,4 e +7,5 ‰ no topo do segundo ciclo transgressivo-regressivo (A1).

BOMFIM *et al.* (1985) apresentaram uma outra subdivisão da Formação Salitre, apresentando quatro unidades informais conforme mostra a Figura 17.

A Unidade Nova América, de acordo com BOMFIM *et al.* (1985), é constituída de principalmente por carbonatos finos laminados e secundariamente calcarenitos com oncolitos, intraclastos e peloides, com estruturas sedimentares características de ambiente de inter a supramaré: laminações cruzadas, *teepee* e brechas. De acordo ainda com esses autores, os la-

Figura 17 - Subdivisão da Formação Salitre



Legenda: Subdivisão da Formação Salitre apresentada pelo Projeto Irecê, da CPRM.
 Fonte: Modificado de BOMFIM *et al.*, 1985.

minitos microbianos (chamados de “algálicos”) são igualmente recorrentes, identificados por finas laminações formadas por superfícies irregulares (“sinuosas”), se intercalando por vezes a tempestitos. Microbialitos dômicos são também descritos nessa unidade. As características litológicas e sedimentares levaram os autores a concluir que a sucessão em questão formou-se em ambiente de planície de maré. Uma subdivisão da unidade também foi apresentada pelos autores (cf. pg 28-31 em BOMFIM *et al.* (1985)). Essa unidade em algumas localidades passa lateralmente para a Unidade Gabriel.

A Unidade Gabriel por vezes aparece sotoposta à unidade Jussara, à Unidade Irecê e à Formação Caatinga. Essa unidade é composta por carbonatos finos de coloração rosa a cinza, com corpos dolomíticos e laminitos microbianos. As estruturas sedimentares revelam ambiente de deposição de águas rasas: “laminações paralelas e cruzadas, intraclastos, marcas de onda simétricas, estratificação lenticular, *bird's eyes* e fendas de dessecação” (BOMFIM *et al.*, 1985). Microscopicamente, esses carbonatos possuem matriz micrítica, com peloides, intraclastos e ooides. Os autores também referem-se à presença de terrígenos, como grãos de microclina. As estruturas sedimentares distinguidas são compatíveis com ambiente de planície de maré: supramaré (gretas de dessecação); intermaré e submaré (as demais estruturas).

A Unidade Jussara em algumas localidades é sobreposta pela Unidade Irecê e, em outras, por coberturas residuais. Encontra-se sobre a Unidade Gabriel ou Nova América. É constituída de intercalações de carbonatos finos e mais grossos, cinza escuro a preto. Estruturas sedimentares e composição indicam deposição em ambiente raso: planícies de maré e sub-ambientes associados. Registram-se estromatolitos colunares de pequeno porte, indicativo de sub-ambiente de borda de plataforma do ambiente de planície de maré (BOMFIM *et al.*, 1985). Os carbona-

tos mais grossos são calcarenitos oncolíticos, oolíticos ou intraclásticos. Os oolitos e oncolitos têm seu núcleo substituído por calcita espática ou por sílica. Os mais finos (calcilutitos) são constituídos por peloides e, em menor frequência, por intraclastos e oncolitos, apresentando estruturas *bird's eyes*. Nessa unidade, também identificou-se uma subunidade (cf. pag 40-41 de BOMFIM *et al.* (1985)).

A Unidade Lapão está sotoposta à Unidade Irecê e sobreposta discordantemente à Unidade Nova América. É constituída de dolomitos finos a mais grossos, cinza a cinza azulado, maciços, associados a laminitos microbianos e/ou estromatolitos colunares de pequeno porte. Microscopicamente, os dolomitos são oncolíticos, oolíticos e peloidais, com evidências de neomorfização. Essa unidade também foi caracterizada como de origem em ambiente de águas rasas: intermaré e supramaré.

A Unidade Irecê corresponde ao topo da Formação Salitre, jazendo sobre a Unidade Nova América, Gabriel ou Lapão. Predominam calcários finos laminados (calcilutitos a calcarenitos peloidais), escuros, com laminação plano-paralela, que se intercalam com terrígenos: margas, siltitos ou argilitos calcíferos, arenitos e, localmente, sílex. Para essa unidade, foi sugerido ambiente de deposição de águas profundas (proximal e distal), abaixo do nível de onda.

Datações geocronológicas Rb-Sr e K-Ar indicam idade de 760 Ma para a Formação Salitre (MACEDO; BONHOMME, 1984). Posteriormente, Toulkeridis *et al.* (1999) obtiveram idades Rb-Sr de 700 Ma para amostras de estromatólitos fosfáticos e calcários negros e/ou dolomíticos da Unidade B1 (descrita por Misi e Veizer (1998)) da Formação Salitre, à leste da Bacia de Irecê, e com isso, sugerem que os diamictitos da Formação Bebedouro se correlacionam ao evento glacial Esturtiano, assim como reafirmaram essa proposição Misi *et al.* (2007). Acrescenta-se que esses resultados são comparáveis à idade Pb-Pb de 740 Ma \pm 22 Ma de deposição determinada por Babinski, Vieira e Trindade (2007) em amostras de carbonatos de capa da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), correlacionados, portanto, à Formação Salitre. Porém, Kuchenbecker (2011) encontrou idades entre 620 e 680 Ma com base nas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para porção basal dos carbonatos do Grupo Bambuí, em Arcos, a sudoeste de Minas Gerais, portanto, idade mais jovem que as normalmente encontradas para o Grupo Bambuí. Esses valores corresponderiam então a depósitos pós evento glacial Marinoano (admitindo-se a perspectiva das panglaciações neoproterozoicas), conforme argumenta esse autor, apesar de alertar que a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{S}$, para ter validade como ferramenta de datação, requer dois pressupostos: a certeza de que os dados representam depósitos primários e que se correlacionem corretamente com curvas globais. Esses resultados, aliados aos dados paleomagnéticos, evidenciam uma ampla distribuição espacial de um episódio glacial Esturtiano no Cráton do São Francisco, tenha sido ele um único evento duradouro ou uma série de intervalos glaciais, em baixas a médias latitudes (BABINSKI; VIEIRA; TRINDADE, 2007; TOHVER; D'AGRELLA-FILHO; TRINDADE, 2006). Um único evento glacial, entre avanços e recuos de gelo, foi a proposta mencionada por Guimarães (1996) para a acumulação dos sedimentos da Formação Bebedouro.

6.1.3 Arcabouço estrutural da Bacia do Salitre

A Bacia do Salitre apresenta em comum com a de Una-Utinga em comum a prevalência de um padrão estrutural NW-SE, a mesma direção de ruptura que se observa regionalmente. Já na Bacia de Irecê, são reconhecidos dois sistemas de deformação considerados como consequência dos esforços compressoriais que afetaram as margens do cráton atribuídos ao ciclo Brasileiro, sistemas esses não necessariamente correspondentes a dois eventos distintos. O primeiro sistema (pouco desenvolvido) é caracterizado por dobramentos e empurrões com eixo NNW-SSE com vergência para leste, o mesmo sistema que se observa regionalmente; o segundo é responsável por dobras e falhas com eixo E-W e vergência para sul, com altos mergulhos para norte. O último possui caráter epidérmico, abrangendo principalmente os carbonatos do segmento norte do Grupo Una. Na Bacia de Irecê, a W-SW da Bacia do Salitre, a sua estruturação E-W confinada no Sinclinal de Irecê contrasta marcadamente com a orientação NNW-SSE das estruturas adjacentes (a mesma orientação do Sinclinal), de acordo com Kuchenbecker, Reis e Fragoso (2013). Esses autores propõem a hipótese da ocorrência de um esforço único no sentido de N para S (predominando o regime de deformação plástica), atribuindo às restrições impostas inerentes à geometria da bacia em V (feição que criaria um ambiente de confinamento) a geração dos padrões de dobramentos distintos (ortogonais). Esse sistema de deformações com eixo E-W, tão evidente e predominante na Bacia de Irecê, não é assim tão facilmente verificado na Bacia Salitre, a qual se relaciona com o Sinclinal de Campinas, depressão estrutural essa que, segundo Neves, Pedreira Lima *et al.* (2008), possibilitou a melhor preservação da cobertura sedimentar contra os diversos processos de denudação desde o Neoproterozoico. Esses autores acrescentam ainda que os sedimentos baciais não só ocuparam os baixos estruturais (como os sinclinais de Irecê e Campinas), como também se aproveitaram de depressões erosivas de idade pré-Criogeniana, muito embora ressaltem que áreas mais altas do relevo então existentes da Chapada Diamantina não tenham sido empecilho para a sedimentação marinha durante aumentos do nível de base. Gomes (2005) indica a reativação, sin- e pós-deposicional, de estruturas herdadas do embasamento no ciclo tectônico Brasileiro/Pan-Africano.

7 AQUISIÇÃO DE DADOS E MÉTODOS DE ANÁLISE

7.1 Levantamento de campo

A área de estudo - a Bacia do Salitre - foi objeto de um levantamento fruto do projeto conjunto do DEPA – UERJ e Cenpes – Petrobras, realizado entre 2011 e 2014 por meio de campanhas de campo com finalidades específicas realizadas. No levantamento de abril de 2012, descreveram-se 80 pontos (Figura 18) em que foram identificadas fácies e associações de fácies usadas para a interpretação dos paleoambientes.

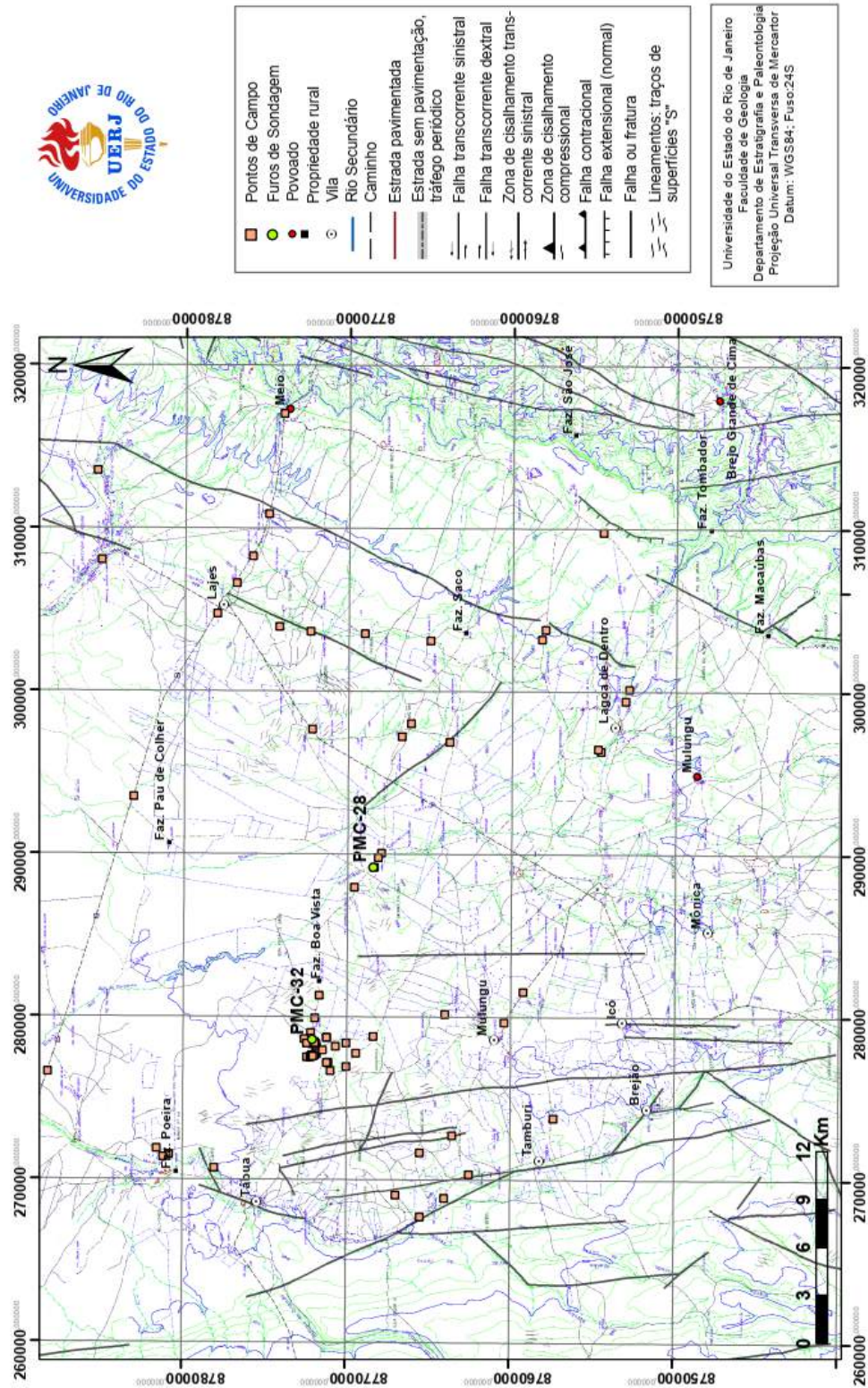
7.2 Furos de sondagem

Em novembro de 2014, foram perfurados dois poços pelo DEPA – UERJ e Cenpes – Petrobras nas proximidades da Fazenda Arrecife, com recuperação de testemunhos ao longo de toda a profundidade perfurada (Figura 18).

O poço denominado 1-MC-1-BA foi até a profundidade de 112 m, quando se alcançou a Formação Bebedouro. A outra perfuração, que dista 12 Km da primeira, 1-MC-2-BA, chegou a 182 m dentro da Formação Salitre, sem atingir a Formação Bebedouro. Os dois testemunhos foram descritos, e, de cada um, foram retiradas subamostras em profundidades variadas, escolhidas quando da sua descrição sedimentológica para a realização de análises geoquímicas quantitativas e isotópicas, feitas no Laboratório de Químioestratigrafia e Geoquímica Orgânica (LGQM) da UERJ.

Foram levantados dados referentes ao teor de elementos menores, porcentagem em peso de carbono orgânico total (COT), enxofre e resíduo inorgânico (RI), além das razões isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Tabela 1).

Figura 18 - Localização dos pontos do levantamento de campo e principais estruturas



Legenda: Localização dos pontos de campo no mapa topográfico com as principais estruturas regionais. Os pontos destacados – PMC-28 e PMC-32 – são os mais próximos dos poços perfurados (em verde) em outra campanha de campo.
 Fonte: Modificado de Pereira, E., 2014 (não publicado).

Tabela 1 - Análises geoquímicas e isotópicas

Poço	Sr	V	Zn	Ba	Cu	Ni	Mo	Ce	La	Y	Cr	RI	COT	S	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1-MC-1-BA	s	s	s	s	s	s	s	s	n	n	n	s	s	s	s	s
1-MC-2-BA	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s	s

Legenda: Análises geoquímicas e isotópicas realizadas (s) nas amostras; “n”, ensaio não realizado.

Fonte: A autora, 2018.

A composição isotópica dos carbonatos foi determinada pelo equipamento *Kiel IV Carbonate Devise* acoplado ao espectrômetro de massa *Delta V Plus - IRMS*, no LGQM–UERJ.

As amostras são acidificadas com ácido fosfórico anidro de forma a que ocorra a liberação de CO₂. Nessa etapa, H₂O e gases não condensáveis também são liberados. Todo o gás CO₂ é retido por meio de uma armadilha de nitrogênio líquido a -190°C, enquanto os gases não condensáveis e a água são removidos do CO₂ sob alto vácuo. Em seguida, o CO₂ é retirado dessa armadilha criogênica, onde permanecerá armazenada a água, sendo transferido para uma segunda armadilha (microvolume) também a -190°C. O microvolume é aquecido a 30°C permitindo assim a transporte do gás CO₂ por meio de um capilar de aço inoxidável ao Espectrômetro de Massa de Relação Isotópica (IRMS) onde é feita a medição de δ¹³C e δ¹⁸O. No espectrômetro de massas, as razões isotópicas ¹³C/¹²C e ¹⁸O/¹⁶O são medidas após a determinação pelo equipamento da proporção entre as massas dos íons.

Os resultados obtidos são comparados com um padrão internacional de carbonato da Carolina do Sul (EUA): o Vienna Pee Dee Belemnite (PDB). Esses valores são indicados pelo parâmetro δ:

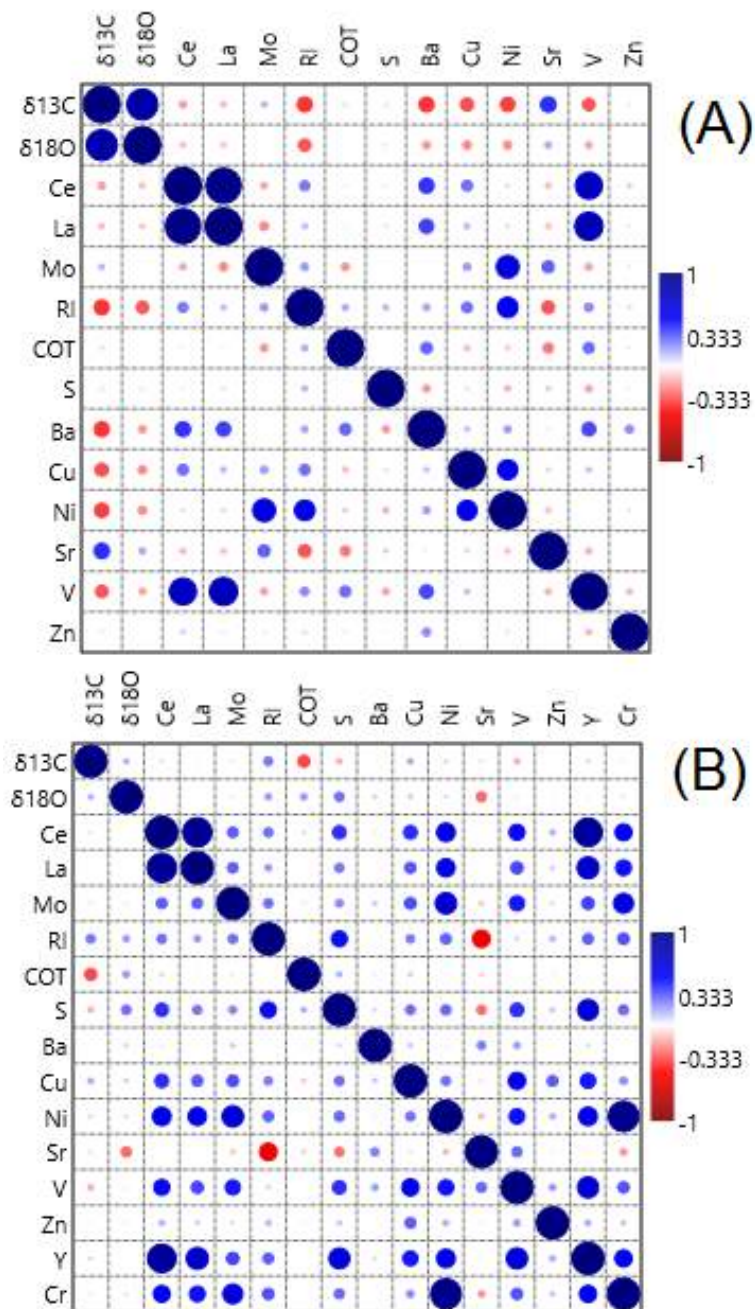
$$\delta = \frac{R_{amostra} - R_{padro}}{R_{padro}} \times 1000, \quad (9)$$

expressos em parte por mil (‰) que representa a composição isotópica do carbono e do oxigênio, onde R corresponde aos valores da razão ¹³C/¹²C e ¹⁸O/¹⁶O. A precisão da análise é de 0,04 ‰ para o δ¹³C e 0,08 ‰ para o δ¹⁸O.

O comportamento do conjunto de dados geoquímicos e isotópicos adquiridos foi obtido por meio de análise estatística de correlação linear entre as observações de cada variável, chamada coeficiente de correlação linear (r), conhecido também como coeficiente de correlação de Pearson. Esse coeficiente mede o grau de relacionamento linear entre as observações emparelhadas X e Y de uma dada amostra, variando no intervalo de $-1 \leq r \leq 1$, de forma que quanto mais próximo de -1, maior é a correlação linear inversa; quanto mais próximo de 1, maior é a correlação linear normal; e se a relação se aproxima de zero, significa que a correlação é fraca. A Figura 19 ilustra o grau de correlação linear entre as variáveis analisadas nos poços 1-MC-1-Ba e 1-MC-2-Ba. A classificação do grau de correlação de Pearson estabelecida para esse estudo foi a seguinte:

- a) valor > |0,8| ⇒ correlação forte;
- b) valor > |0,6| e < |0,8| ⇒ correlação moderada;
- c) valor > |0,4| e < |0,6| ⇒ correlação fraca;
- d) valor < |0,4| ⇒ correlação muito fraca ou sem correlação.

Figura 19 - Correlação de Pearson entre as variáveis analisadas nos poços 1-MC-1-BA e 1-MC-2-BA



Legenda: Correlação de Pearson para as variáveis analisadas nos poços 1-MC-1-BA (A) e 1-MC-2-BA (B). O resultado a se considerar é o que se encontra na parte inferior da diagonal principal, a qual representa o valor 1 (da correlação de uma variável por si mesma). O tamanho dos círculos indica o grau de correlação linear entre as variáveis. As cores azul e vermelho significam correlação positiva (normal) e negativa (inversa), respectivamente.

Fonte: A autora, 2018.

As tabelas com os valores das correlações de Pearson entre as variáveis para os dois poços encontram-se no Apêndice A.

Salienta-se que foram feitos previamente testes de normalidade para todos os parâmetros analisados, sendo os gráficos com os coeficientes de correlação ao padrão de distribuição normal apresentados no Apêndice A. Para as análises estatísticas, usou-se o programa PAST – *PAleontological STatistics Software Package for Education and data Analysis*.

7.3 Plugues

Numa campanha de campo específica para aquisição de dados em microbialitos, foram feitas 22 sondagens de até cerca de 80 cm de profundidade na Fazenda Arrecife, no entorno do tanque onde se encontra o Sítio geológico-paleontológico, com ajuda de uma plugadeira portátil com diâmetros de 1”, 1,5” e 2”, com o objetivo de realizar análises mais detalhadas nas variadas organoestruturas encontradas. Entre essas amostras de sondagem, oito foram selecionadas para este trabalho: FAR1, FAR5, FAR6, FAR7, FAR10, FAR19, FAR20 e FAR21 (a sigla “FAR” significa Fazenda Arrecife). A Figura 20 mostra a posição dos plugues empregados nesse estudo.

A seleção dos pontos visou à representatividade das geometrias que puderam ser reconhecidas em campo, bem como da variedade das mesoestruturas (escala de mão) que constituem as bioermas¹². Assim, a locação dos pontos se deu com base no seguinte critério: abranger morfotipos e mesoestruturas distintos mapeados em campo, bem como a variedade paleoambiental, retirando-se amostras dentro das estruturas e nos canais entre elas (Figura 21). É possível que essas bioermas estejam ligadas em profundidade formando biostromas.

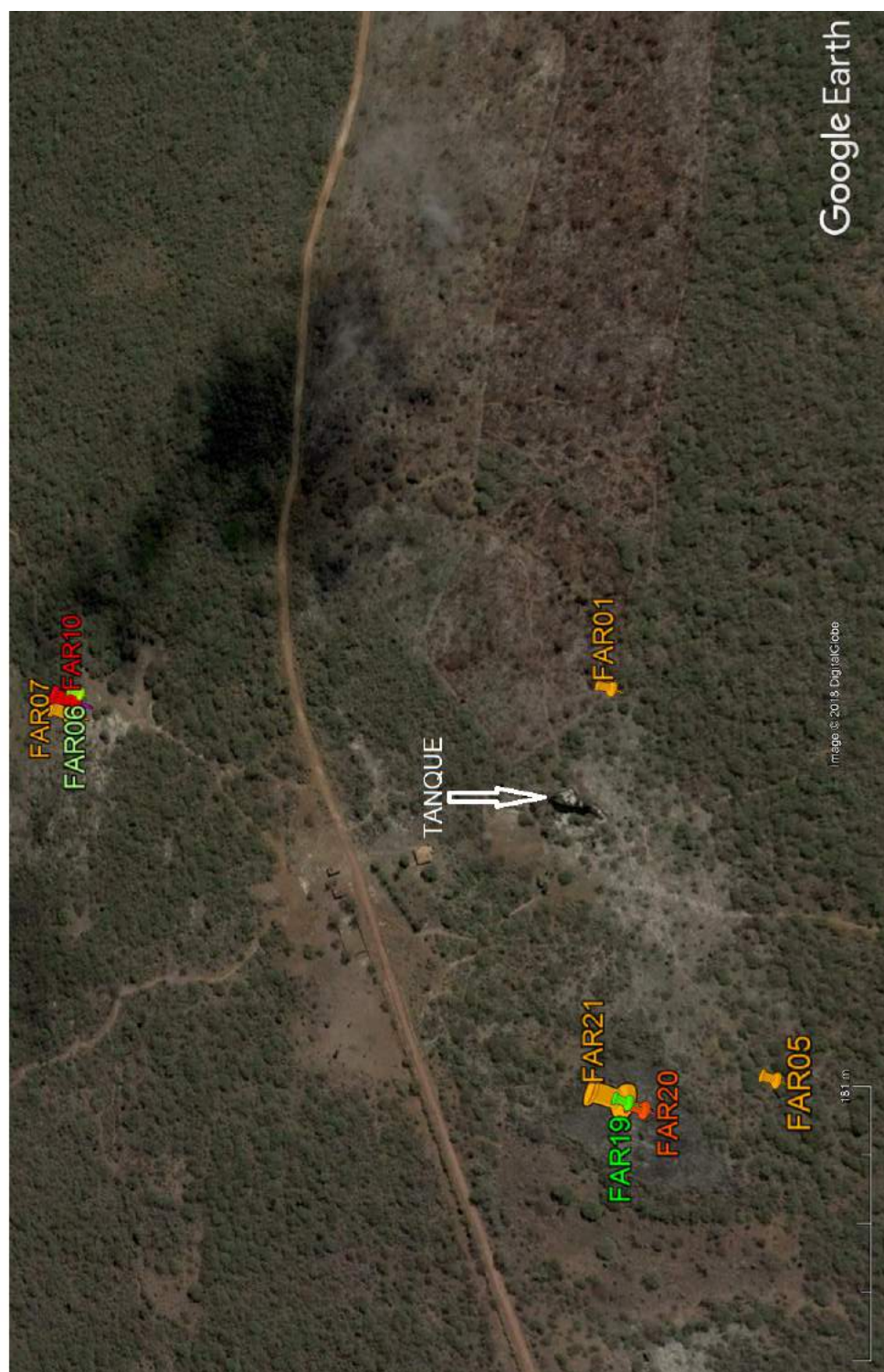
Algumas amostras de trombolitos foram retiradas com base na identificação da mesoestrutura característica em afloramento em seção transversal. Mas, em geral, essa caracterização só foi possível após a sondagem, de posse da amostra de mão, pois são raros os afloramentos com cortes longitudinais (paralelo à direção de crescimento das estruturas). Em geral, são observadas em campo apenas as seções transversais à direção de crescimento das estruturas (Figura 22).

Descrição dos pontos de sondagem selecionados:

- a) o plugue FAR1 foi retirado do centro de uma cabeça estromatolítica, como exibido na Figura 23. Possui 74,1 cm de comprimento e 1,44” de diâmetro. Nesse plugue, fizeram-se três lâminas delgadas (CD1, CD2 e CD3). A profundidade onde foram feitas as lâminas norteou a posição em que se retiraram fragmentos

¹² Forma externa e o relevo que adquire o corpo resultante do empilhamento de sucessivas interfaces de crescimento.

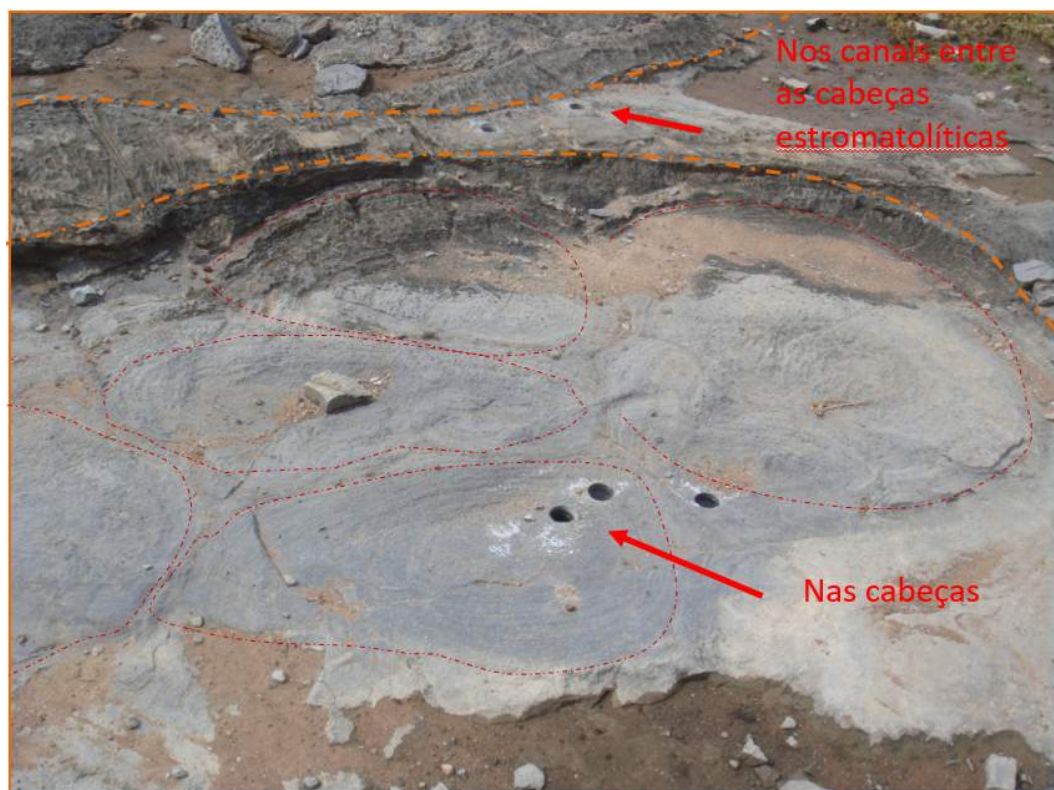
Figura 20 - Localização dos plugues usados neste estudo



Legenda: Localização dos plugues selecionados para as análises neste estudo. A seta branca indica a posição dos estromatólitos do Geossítio.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 21 - Critério de seleção do local de amostragem



Legenda: Sondagens feitas com plugadeira portátil. Estratégia de coleta priorizando os diferentes ambientes locais de sedimentação: no centro das estruturas, nas bordas e nos canais de circulação, conforme indicado pela seta. As linhas pontilhadas cor de abóbora delimitam duas construções estromatolíticas dômicas enquanto as linhas pontilhadas vermelhas demarcam as estruturas menores que formam uma grande “cabeça” estromatolítica. Entre as organoestruturas, encontram-se os sedimentos dos canais de circulação.

Fonte: A autora, 2018.

de amostra para as análises;

- b) O plugue FAR5 foi retirado do centro de uma cabeça estromatolítica (Figura 24). Possui 40 cm de comprimento e 1” de diâmetro. Nesse plugue, foram feitas três lâminas petrográficas: CD4, CD5 e CD6, que foram guias para a retirada de fragmentos da amostra para todas as análises posteriores;
- c) o plugue FAR6 tem 54 cm de comprimento e 1” de diâmetro, e foi feito em um afloramento de trombolitos no lado oposto à sede da Fazenda Arrecife (a norte), local em que se verificou o desenvolvimento de feições cársticas. Foram feitas 3 lâminas delgadas desse plugue: CD6 (no topo), CD7 (no meio do plugue) e CD8 (na base). A Figura 25 mostra o local da sondagem;
- d) o plugue FAR7 tem 32 cm de comprimento e 1” de diâmetro. Foi retirado de uma área que representa paleocanais de circulação entre as cabeças estromatolíticas. Desse plugue, foram confeccionadas duas lâminas delgadas - no topo (CD9) e na base (CD10) -, posições essas as mesmas em que se retiraram fragmentos para outras análises. Nesse ponto de amostragem, na borda dos estromatólitos colunares que formam grandes colônias dômicas, verificou-se a presença de outro morfotipo de estromatólito colunar, este de dimensões centimétricas. A Figura 26 exhibe o local da sondagem;
- e) a sondagem FAR10 tem 46,6 cm de profundidade e 2” de diâmetro. O furo foi feito sobre estromatolito, conforme mostra a Figura 27. Foram confeccionadas três lâminas petrográficas: CD11, CD12 e CD13, e nas posições em que se fizeram as lâminas, foram retirados fragmentos da amostra para as outras análises;
- f) a sondagem FAR19 foi feita num afloramento de trombolito, num local em que se verifica processo de carstificação. O furo possui 56 cm de comprimento e 1” de diâmetro (Figura 28). Foi confeccionada a lâmina delgada CD14 (entre 15 e 18 cm), na mesma profundidade do plugue em que se fizeram outros ensaios;
- g) a sondagem FAR20, com 35,7 cm de profundidade e 1” de diâmetro, foi feita num afloramento de trombolito (Figura 29). Foram confeccionadas três lâminas delgadas: CD15, CD16 e CD17, e nessas posições aproximadas, retiraram-se fragmentos de amostra a fim de se poder realizar outras análises;
- h) a sondagem FAR21 teve 36,5 cm de comprimento e 1” de diâmetro e foi executada sobre estromatolitos, dentro de uma fratura no local onde se desenvolve processo de carstificação. A localização do furo pode ser vista na Figura 30.

Figura 22 - Afloramentos na área da Fazenda Arrecife.



Legenda: Fotografias dos afloramentos, que se encontram em geral em corte transversal.
Observam-se grandes estruturas estromatolíticas circulares ou elípticas com até 15 m em seu maior diâmetro.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 23 - Local da sondagem FAR1



Legenda: Local onde se fez a sondagem FAR1, no centro de uma cabeça estromatolítica.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 24 - Local da sondagem FAR5



Legenda: Local onde se fez a sondagem FAR5, no centro de uma cabeça estromatolítica.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 25 - Local da sondagem FAR6



Legenda: Local da sondagem FAR6, sobre pequena elevação formada por trombolitos que recobrem o patamar constituído por grandes cabeças estromatolíticas.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 26 - Local da sondagem FAR7



Legenda: Local onde se fez a sondagem FAR7, entre colônias estromatolíticas.
Superficialmente e dispersos nas bordas das cabeças ocorrem estromatolitos
colunares centimétricos.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 27 - Local da sondagem FAR10



Legenda: Local onde se fez a sondagem FAR10, sobre estromatolitos.
Fonte: A autora, 2018.

Figura 28 - Local da sondagem FAR19



Legenda: Local onde se fez a sondagem FAR19, sobre trombolito.
Fonte: A autora, 2018.

Figura 29 - Local da sondagem FAR20



Legenda: Local da sondagem FAR20, sobre trombolito.
Fonte: A autora, 2018.

Figura 30 - Local da sondagem FAR21



Legenda: Fotografia do local onde se fez a sondagem FAR21, sobre estromatolito, dentro de fratura gerada por carstificação, imediatamente abaixo de onde se fez a sondagem FAR20.
Fonte: A autora, 2018.

Tabela 2 - Amostras selecionadas para análise petrográfica

Lâmina	Plugue	Classificação
CD1, CD2, CD3	FAR1	ESTROMATOLITO
CD4, CD5	FAR5	ESTROMATOLITO
CD6, CD7, CD8	FAR6	TROMBOLITO
CD9, CD10	FAR7	ENTRE COLÔNIAS
CD11, CD12, CD13	FAR10	ESTROMATOLITO
CD14	FAR19	TROMBOLITO
CD15, CD16, CD17	FAR20	TROMBOLITO
CD18, CD19, CD20	FAR21	ESTROMATOLITO

Legenda: Foram selecionados os plugues que representam os estromatolitos (organoestrutura mais comum), os trombolitos e os sedimentos nos canais de circulação entre as colônias para a confecção das lâminas (sigla CD, refere-se a Chapada Diamantina).

Fonte: A autora, 2018.

7.3.1 Ensaio realizados nos plugues

7.3.1.1 Petrografia

Foram confeccionadas vinte lâminas delgadas no laboratório de laminação do Cenpes – Petrobras referentes a oito plugues, conforme mostra a Tabela 2. O critério para confecção das lâminas foi documentar mudança de fácies (observadas em mesoescala), de maneira a se otimizar o número de lâminas confeccionadas ao se ter um número maior de fácies para estudo; quando não era possível observar mudanças, optou-se por fazer as lâminas delgadas no topo, na parte intermediária e na base de cada plugue.

As classificações das tramas atribuídas a cada ponto de amostragem (estromatolito, trombolito, por exemplo) foram feitas com base no aspecto mesoestrutural, na acepção de Shapiro (2000), que estabelece os critérios que caracterizam as três escalas de observação:

- a) a macroestrutura é dada pela geometria individual do corpo (colunas, domos, por exemplo) que compõe um biostroma. Para ele, então, a macroestrutura corresponde às bioermas;
- b) a mesoestrutura é identificada pela natureza interna de cada macroestrutura (se laminada, grumosa etc), i.e., corresponde aos detalhes que são observáveis em escala de mão;
- c) a microestrutura é descrita pelas características petrográficas.

As lâminas delgadas também foram tingidas com alizarina, procedimento que permite a distinção entre calcita, que reage adquirindo cor vermelha, e a dolomita, que não é reagente.

Antes do tingimento com alizarina, foi feita análise de catodoluminescência (doravante CL) no laboratório do Cenpes, usando-se um microscópio petrográfico (Axio Scope.A1) com câmera acoplada a um módulo de CL CITL Mk5.

A luminescência é a radiação visível emitida por alguns materiais quando bombardeados por um feixe de elétrons num tubo de raio catódico em condições de vácuo. São conhecidos como “centros de luminescência” as armadilhas (do inglês *trap*) de elétrons existentes no interior da zona chamada de lacuna de energia (*band gap*), entre a banda de valência e a banda de condução para onde se movimentam os elétrons excitados. Ao retornarem do estado excitado (na banda de condução) para o estado de equilíbrio (na banda de valência), os elétrons energizados que foram atraídos para essas armadilhas temporariamente, ao deixarem-nas, liberam energia, e parte dela converte-se em fótons – “partículas de luz” (BOGGS; KRINSLEY, 2006). Essas armadilhas eletrônicas são chamadas de centro de luminescência, que são em geral íons ativadores e inibidores que substituem Ca^{+2} e Mg^{+2} em carbonatos, como Mn^{+2} (ativador) e os íons Fe^{+2} e Fe^{+3} , que são inibidores da luminescência, sendo que o Fe^{+3} pode também se comportar como ativador em alguns minerais (BOGGS; KRINSLEY, 2006). O Mn^{+2} por sua vez em altas concentrações inibe a CL. Condições redox das soluções intersticiais estão associadas a fatores geológicos que determinam a luminescência do precipitado. Assim, a cimentação inicial não luminescente em ambiente vadoso resulta de condições oxidantes, assim como um cimento luminescente brilhante decorre de ambiente redutor mais profundo (DIAZ, 2011).

A catodoluminescência é uma técnica em geral empregada para o estudo da evolução diagenética de carbonatos, e, enquanto decorrência do conteúdo de Fe e Mn, pode expressar as condições redox do ambiente que originou o sedimento. Além disso, ela pode também ser útil na identificação de remanescentes fossilíferos não observados na petrografia, bem como na distinção entre calcita e dolomita.

7.3.1.2 Espectro de difração de Raios X – DRX

Para a identificação da composição mineral da amostra, procedeu-se à análise de DRX em todos os intervalos correspondentes às posições em que foram confeccionadas as lâminas delgadas (de CD1 a CD20). Essas análises foram realizadas no LGQM—UERJ. As análises foram realizadas de acordo com as condições que constam da Tabela 3.

Cinco dessas amostras também tiveram identificação de fases minerais por meio espectro de DRX realizada no IMPMC – Sorbonne. São as amostras correspondentes às lâminas delgadas CD2, CD7, CD10, CD12 e CD20 (Tabela 4).

Tabela 3 - Parâmetros de aquisição de DRX no LGQM

Parâmetros	Valores
Varredura	2 θ entre 4° e 100°
Incremento do passo	0,016°
Velocidade	0,007864 graus/s
Fenda para a passagem do feixe de RX	1mm e 1,5mm
Tempo de aquisição	3:15h por amostra

Legenda: Parâmetros para aquisição para identificação das fases minerais por DRX no LGQM nas amostras correspondentes a todos os intervalos em que foram feitas as lâminas delgadas CD1 a CD20.

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 4 - Amostras selecionadas para identificação de fases minerais por difração de raios X

Amostra - LGQM–UERJ	Plugue	Amostra - IMPMC – Sorbonne
CD1, CD2, CD3	FAR1	CD2
CD4, CD5	FAR5	-
CD6, CD7, CD8	FAR6	CD7
CD9, CD10	FAR7	CD10
CD11, CD12, CD13	FAR10	CD12
CD14	FAR19	-
CD15, CD16, CD17	FAR20	-
CD18, CD19, CD20	FAR21	CD20

Legenda: A primeira coluna lista as aquisições feitas no LGQM – UERJ, e a terceira, as aquisições de dados feitas no IMPMC – Sorbonne.

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 5 - Dados do equipamento de microtomografia

Equipamento	Versa XRM-500
Melhor resolução	0,7 μm
Voltagem	30–160 kV
Potência	2–10 W
Câmera CCD	2048 x 2048 pixel
Lentes	0,4X, 4X, 10X, 20 X, 40X
Capacidade de massa máxima	15Kg
Tamanho limite da amostra (D/A)	80/300 mm.

Legenda: Características do microtomógrafo. As lentes são de magnificação ótica e geométrica. D/A = diâmetro/altura

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 6 - Amostras selecionadas para microtomografia

Lâmina	Plugue
CD2	FAR1
CD10	FAR7
CD13	FAR10
CD18, CD20	FAR21

Legenda: Os fragmentos foram retirados dos plugues na posição em que foram confeccionadas as lâminas petrográficas assinaladas na coluna 1.

Fonte: A autora, 2018.

7.3.1.3 Microtomografia de raio X

A aquisição das imagens foi feita no LMPT – UFSC, com o equipamento Versa XRM-500, características conforme a Tabela 5.

As imagens foram tratadas e analisadas pelo software de processamento, de domínio gratuito, ImageJ. Com a ajuda dessa ferramenta, foi possível separar as fases minerais presentes nas amostras e visualizá-las espacialmente, fornecendo assim a arquitetura interna da amostra.

Foram selecionados cinco plugues para esse ensaio, tendo sido analisados fragmentos dos intervalos correspondentes à posição (profundidade) das lâminas delgadas e DRX no IMPMC – Sorbonne (Tabela 6).

Os dados dos parâmetros de aquisição constam da Tabela 7.

Tabela 7 - Dados de aquisição de microtomografia

Dados de aquisição	CD2	CD10	CD13	CD18	CD20	CD20menor	CD20sub
Aquisição (n°)	1	1	1	1	1	1	1
Data de aquisição	16/09/2015	15/09/2015	31/08/2015	04/09/2015	20/07/2015	21/07/2015	22/07/2015
Resolução (pixel)	1,37 μm	1,36 μm	1,4 μm	1,47 μm	22,6 μm	3,89 μm	1,32 μm
Imagem(2D)	952x1004	956x1004	956x1004	956x1004	1004x1024	976x1012	948x1004
Seções 2D (n°)	983	983	984	984	1004	992	983
Lente óptica	10X	10X	10X	10X	0,4X	4X	10X
Fonte	35kV/2,5W	35kV/2,5W	35kV/2,5W	40kV/3W	80kV/7W	50kV/4W	40 kV/3W
Passo angular	0,225°	0,225°	0,225°	0,225°	0,225°	0,225°	0,225°
Tempo exposição	6s	5s	4s	3,5s	1s	1,4s	6s
Projeções (n°)	1601	1601	1601	1601	1601	1601	1601

Legenda: Dados de aquisição fornecidos pelo LMPT-UFSC.

Fonte: A autora, 2018.

As amostras, quando muito pequenas, foram cortadas por ablação à laser, como mostram as Figuras 31, 32, 33, 34, 35.

7.3.1.4 Microscopia eletrônica de varredura – MEV

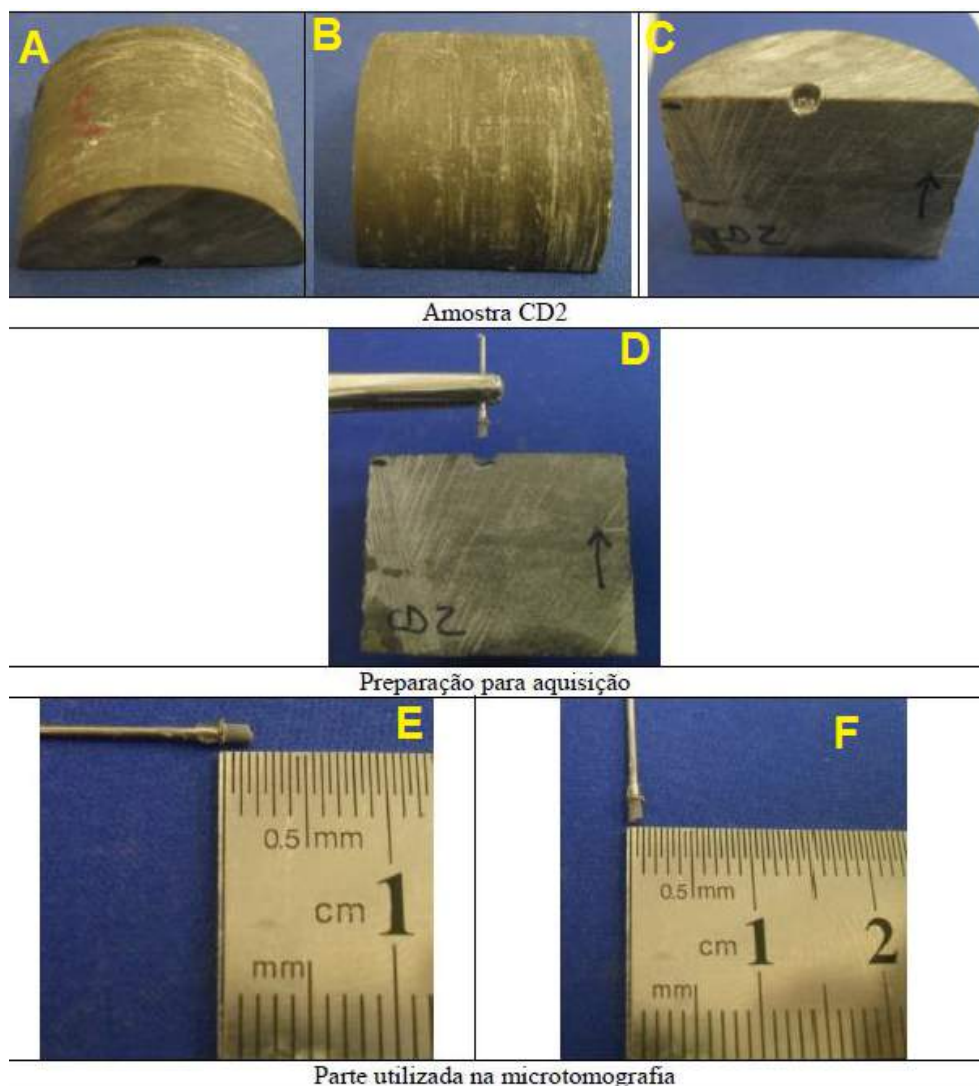
Foram selecionados três plugues para a MEV realizada no IMPMC – Sorbonne, em 2015: FAR1, FAR10 e FAR21. Nesses plugues, foram preparadas seções polidas dos intervalos correspondentes:

- a) à base do plugue FAR21, onde foi feita a lâmina delgada CD20;
- b) à parte mediana do plugue FAR1, na posição aproximada da lâmina petrográfica CD2;
- c) à base do plugue FAR10, equivalente à posição onde se fez a lâmina delgada CD10.

O polimento das amostras foi feito por meio de uma politriz, empregando-se água e um abrasivo à diamante. As amostras foram pressionadas manualmente sobre o disco, cuidando-se para mudar a posição da amostra sobre o disco a fim de evitar que se imprimisse alguma marca de direção do polimento com a rotação da politriz. As etapas do polimento consistiram de:

- a) polimento à água usando-se discos (lixas) discriminados abaixo, por cerca de 15 minutos por cada disco, com granulometria sucessivamente menor, nessa sequência: P240, P 400, P800, P1200, P800/2400;
- b) para o polimento mais fino, empregaram-se os discos indicados, por cerca de 15 a 20 minutos em cada disco, usando-se abrasivos à diamante específicos para cada dimensão granulométrica de cada disco: $6\mu\text{m}$ com líquido diamante $6\mu\text{m}$; $3\mu\text{m}$ com líquido diamante $3\mu\text{m}$; $1\mu\text{m}$ com líquido diamante $1\mu\text{m}$; $\frac{1}{4}\mu\text{m}$ com líquido diamante $\frac{1}{4}\mu\text{m}$. O resultado deve ser uma superfície brilhante, espelhada, sem marcas direcionais da politriz;
- c) em seguida, as amostras foram ser limpas com etanol e, posteriormente, imersas num béquer com etanol, levadas para banho de ultrassom durante cinco minutos. O banho de ultrassom foi feito por duas vezes;
- d) ao fim dessa etapa, usando-se luvas, retirou-se a amostra do béquer, deixando-a secar sobre papel alumínio. Finalmente, toda a amostra foi protegida (embrulhada) por esse papel alumínio para evitar contaminação.

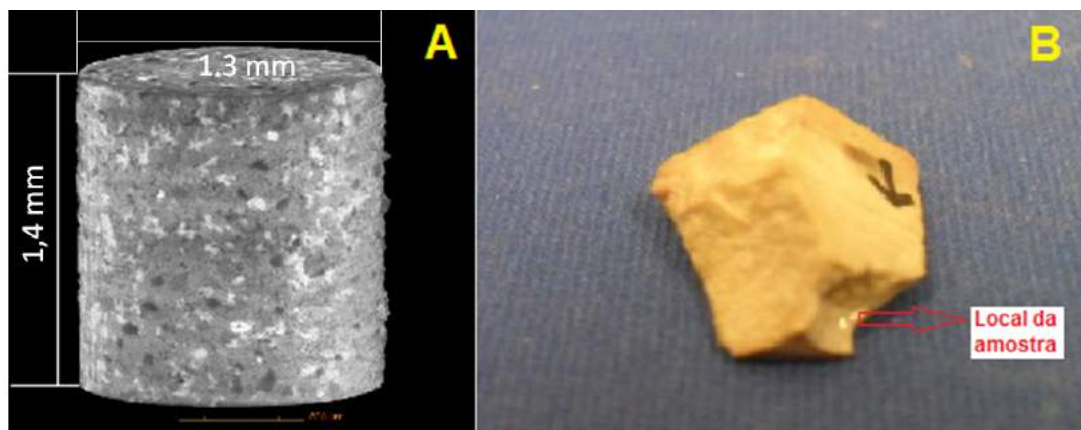
Figura 31 - Preparação da amostra CD2 para microtomografia



Legenda: Fotografias do fragmento de amostra usado para aquisição de imagens microtomográficas. A subamostra usada é um cilindro (E-F), e foi obtida por ablação à laser da amostra exibida nas fotos de A a D. O fragmento analisado tem cerca de 1.5 mm de comprimento por mais ou menos 1 mm de diâmetro.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 32 - Preparação da amostra CD10 para microtomografia



Legenda: (A) A subamostra é um cilindro obtido por ablação à laser da amostra em (B), com cerca de 1,4 mm de comprimento por 1,3 mm de diâmetro.

Fonte: A autora, 2018.

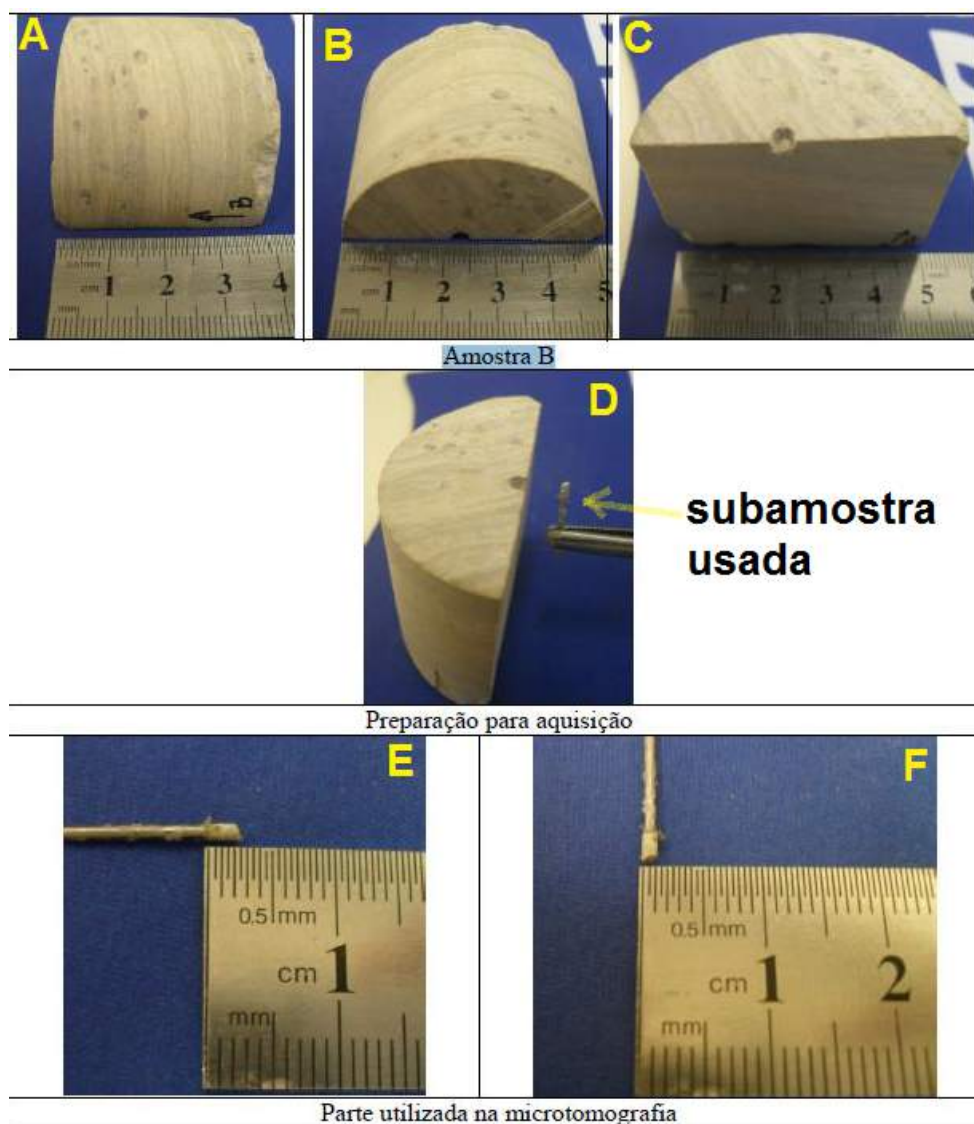
Essas amostras foram metalizadas com platina 3s à 40nA (inferior a 5nm) e analisadas por elétrons retroespalhados.

O plugue FAR21 foi escolhido para maior detalhamento, tendo sido subdividido em 14 segmentos (Figura 36) dos quais 9 foram analisados ao MEV no Cenpes. Essas amostras não foram polidas.

As amostras do FAR21 para análise ao MEV foram obtidas por fragmentação, de modo a oferecer uma superfície fresca e irregular; em seguida, coladas a um suporte condutor de latão e metalizadas com liga de ouro-paládio. A análise foi feita no modo elétrons secundários.

A microanálise dos elementos por energia dispersiva (*EDX – Energy Dispersive X-Ray spectrometry*, na sigla em inglês EDS ou EDX) é pontual e resulta da penetração de feixe de elétrons numa profundidade variável entre 1 a 5 micra. Por conseguinte, não se deve extrapolar a composição obtida pontualmente para todo o volume da partícula analisada. Além disso, essa análise é indicada para amostras planas e polidas (como as que foram feitas no IMPMC – Sorbonne).

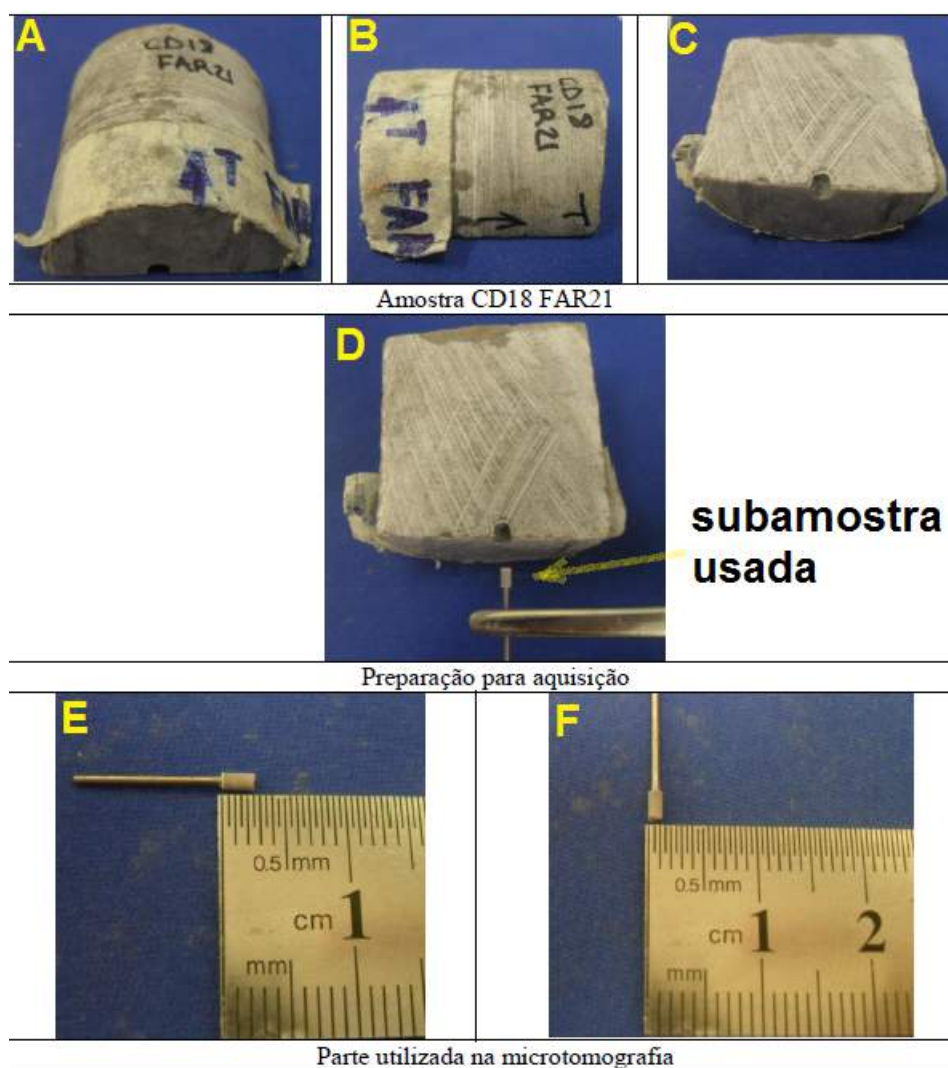
Figura 33 - Preparação da amostra CD13 para microtomografia



Legenda: (A-C) Amostra usada para aquisição de imagens microtomográficas; (D-E) subamostra obtida por ablação à laser: cilindro com cerca de 2,5 mm de comprimento por 1 mm de diâmetro.

Fonte: A autora, 2018.

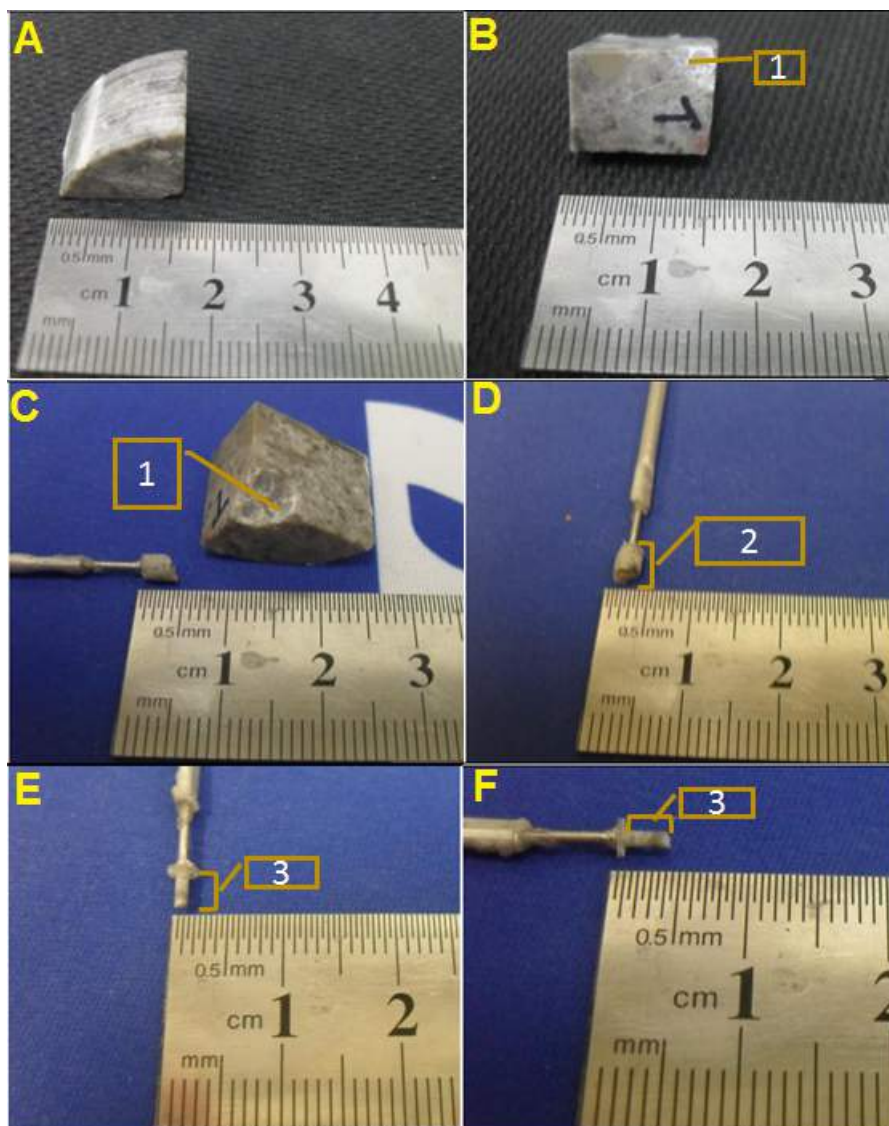
Figura 34 - Preparação da amostra CD18 para microtomografia



Legenda: (A-C) Amostra de onde foi retirada a subamostra, obtida por ablação à laser, para aquisição de imagens microtomográficas; (D-F) subamostra, com cerca de 2,5 mm de comprimento por 1 mm de diâmetro.

Fonte: A autora, 2018.

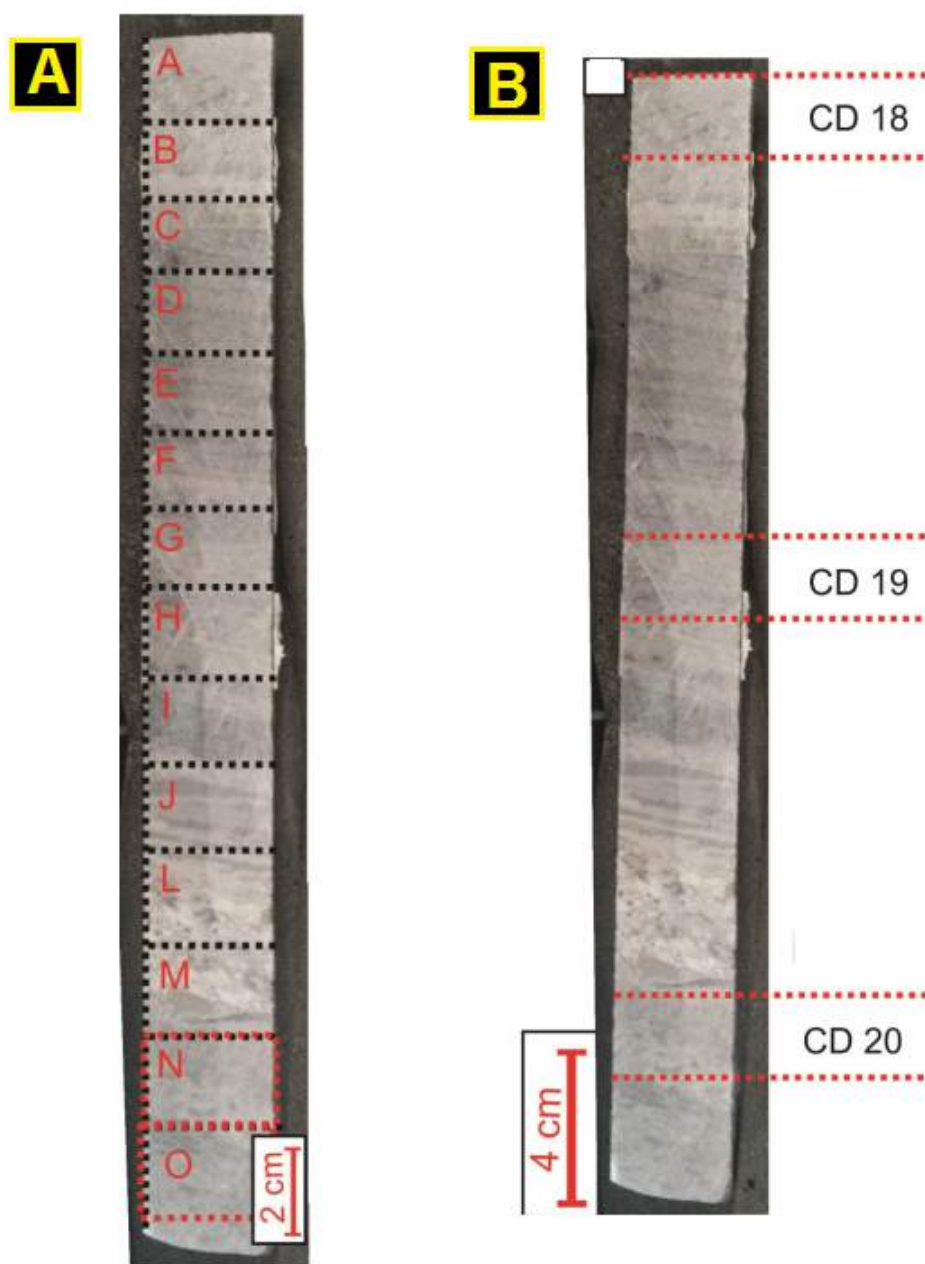
Figura 35 - Preparação da amostra CD20 para microtomografia



Legenda: A amostra CD20 teve aquisição de imagens em três tamanhos de fragmentos. (A) o maior fragmento corresponde a um quadrante do plugue, com cerca 1,5 cm de espessura; (B-C) Local de onde se extraiu a subamostra identificada em (D) pelo número 2; (D) Fragmento identificado pelo número 2, um cilindro de 5 mm altura x 1 mm de diâmetro obtido por ablação à laser no local identificado pelo número 1; (D-E) Cilindro com de cerca de 3mm de comprimento por 1mm de diâmetro, obtido por ablação à laser da subamostra anterior.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 36 - Plugue FAR21 e a posição dos intervalos separados para análise ao MEV



Legenda: (A) Plugue FAR21, correspondente a um estromatolito, foi subdividido em 14 intervalos (letras em vermelho de A a O), sendo 9 analisados ao MEV no laboratório do Cenes (A, C, E, G, H, J, M, N, O); (B) Mesmo plugue com a localização da posição das lâminas petrográficas para comparação.

Fonte: A autora, 2018.

8 ANÁLISE DOS RESULTADOS E DISCUSSÕES

8.1 Análise estratigráfica-estrutural a partir de dados de campo

Abordou-se o estudo sedimentológico e estrutural de seções do Grupo Una, possibilitando atualizar o mapa geológico da CPRM (SAMPAIO *et al.*, 2001) usado como base de dados (Figura 37).

Analisando-se esse mapa e o mapa da Figura 18, percebe-se que as direções das principais estruturas da área (falhas e fraturas de direção NW-SE, a oeste, e NE-SW, a leste) são comuns ao embasamento da Bacia do Salitre, podendo-se inferir que são herdadas do embasamento do cráton, conforme se vê na parte leste do mapa, na Figura 37, em que falhas com direção NE-SW cortam terrenos paleoproterozoicos e arqueanos.

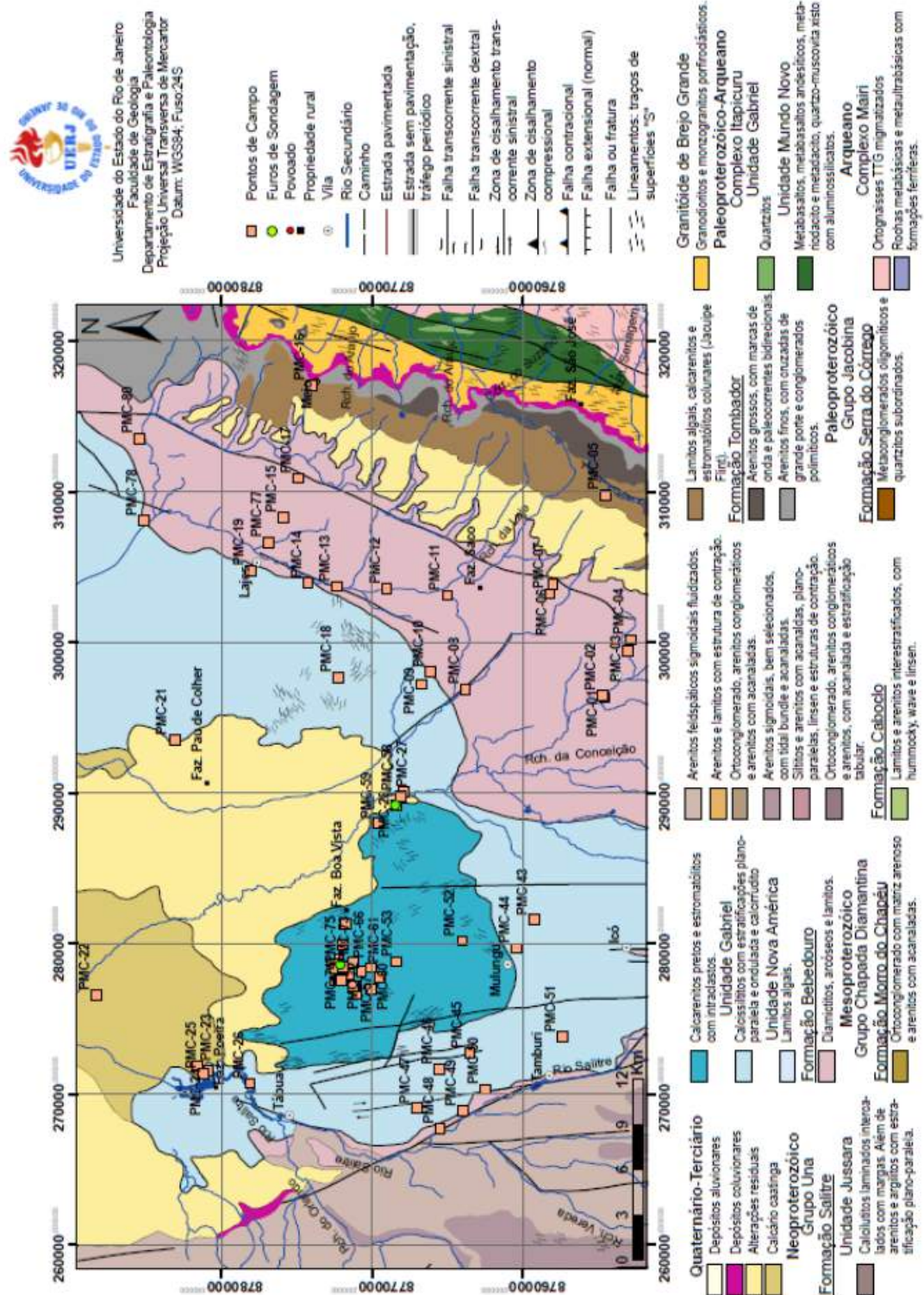
A Formação Bebedouro aflora principalmente na borda leste da bacia, como uma faixa estreita e alongada de direção NE-SW, evidenciando um possível controle tectônico na sedimentação dessa unidade ao longo de uma calha deposicional de direção N70E. No limite oeste da bacia, durante a campanha de campo, diferente do mapa base da CPRM (SAMPAIO *et al.*, 2001), não se identificaram afloramentos dessa unidade nos três pontos descritos próximos a duas falhas que parecem controlar a bacia hidrográfica do Rio Salitre. Destaca-se também deformação plástica importante afetando a Formação Salitre na forma de dobras fechadas com eixos E-W, em suas fácies mais finas, e de basculamentos, nas mais resistentes, conforme mostra a Figura 38, indicando tectônica compressiva de direção N-S que parece ter atuado somente sobre a Formação Salitre.

8.1.1 Formação Bebedouro

Durante o trabalho de mapeamento, foi possível determinar as características deposicionais da Formação Bebedouro, subdividindo-a em três ASF:

- a) ASF-A - conglomerado polimítico suportado por matriz. Os grãos mais comuns são de rochas ígneas, gnáissicas e quartzíticas, com maior abundância da fração seixo, sendo raros os matacões. Raramente organizado, em alguns afloramentos apresentou corpos com gradação normal e marcas de ondulações (*ripples*);
- b) ASF-B - associação heterolítica de fácies dada por intercalação de silito e arenito com granulometria variando de fina a média, exibindo estratificação cruzada por

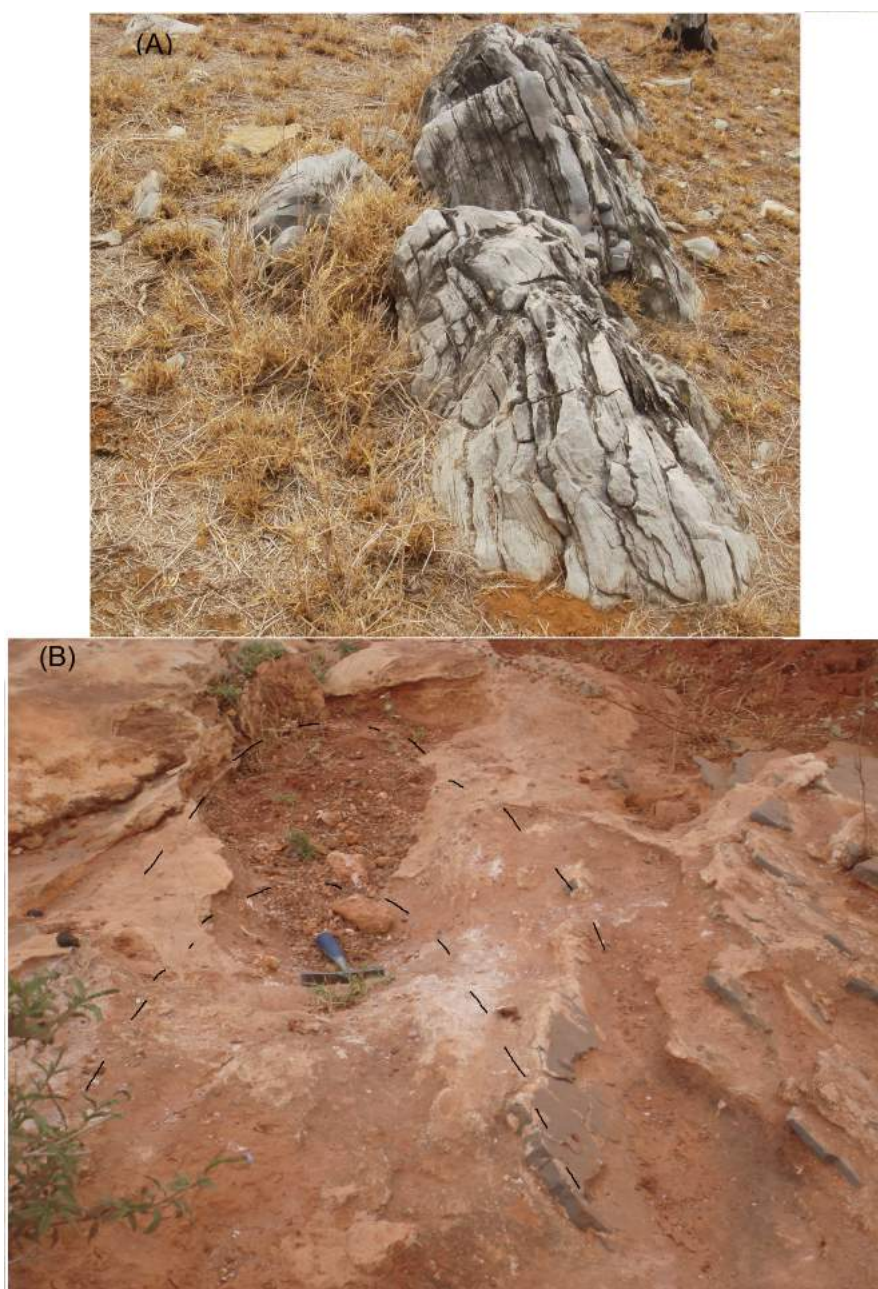
Figura 37 - Mapa geológico da Bacia do Salitre



Legenda: Pontos de campo plotados sobre base de dados da CPRM (Mapa geológico da Folha Jacobina SC-24-Y-C) atualizada. Os dois poços de sondagem perfurados estão plotados em verde.

Fonte: Pereira, E., 2014 (não publicado).

Figura 38 - Dobras fechadas



Legenda: Fotografia das estruturas encontradas no campo. (A) fácies mais resistentes (cabeças estromatolíticas) basculadas; (B) dobras fechadas ocorrem nas fácies mais finas.

Fonte: A autora, 2018.