

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas *Campus* de Rio Claro

FILIPE GIOVANINI VAREJÃO

**ESTRATIGRAFIA DO ANDAR ALAGOAS NA SUB-BACIA DO TUCANO
NORTE, BAHIA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine
Co-orientador: Prof. Dr. Lucas V. Warren

Rio Claro – SP
2016

551.7 Varejão, Filipe Giovanini
V292e Estratigrafia do Andar Alagoas na sub-bacia do Tucano
Norte, Bahia / Filipe Giovanini Varejão. - Rio Claro, 2016
96 f. : il., figs., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Mario Luis Assine
Coorientador: Lucas Verissimo Warren

1. Geologia estratigráfica. 2. Sequências deposicionais. 3.
Sedimentação mista. 4. Microbialitos. 5. Aptiano. 6. Serra do
Tonã. I. Título.

FILIPPE GIOVANINI VAREJÃO

**ESTRATIGRAFIA DO ANDAR ALAGOAS NA SUB-BACIA DO TUCANO
NORTE, BAHIA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Mario Luis Assine

Prof. Dr. Almério Barros França

Prof. Dr. Bernardo Taváres Freitas

Rio Claro, SP 12 de abril de 2016

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Mario Luis Assine, grande amigo e professor, por tentar me fazer entender o significado de proli(x)o. Pelas ótimas ideias e sugestões que sempre permearam este trabalho, e por sempre me incentivar com novos trabalhos e desafios.

Ao Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren, formador de cientistas, pela amizade e por ser sempre um cara à frente. Agradeço também pelas discussões, muitas vezes na companhia de boa cerveja e conversa, que sempre em muito contribuem para meu aprendizado.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Estudos Estratigráficos, em especial as geólogas e futuras mestres Patricia Colombo Mescolotti e Michele Andriolli Custódio, pelo companheirismo e discussões durante todos esses anos de trabalho.

À minha grande companheira Mariza Gomes Rodrigues, pelo recente, porém fundamental, apoio em todos os momentos bons e também nos mais difíceis, que vêm contribuindo de forma indescritível em todos os aspectos da minha vida.

Aos professores Fernanda Quaglio, Virgínio Henrique Neumann, Marcello Simões, Thomas Fairchild, Andre Marconatto, Mauricio dos Santos, Bernardo Taváres Freitas, Renato Paes de Almeida, José Alexandre de J. Perinotto, Almério Barros França, e aos geólogos e mestres Juliana Okubo e Bruno César Araújo, pela sempre solícita ajuda e boas discussões.

Ao convênio PETROBRÁS / UNESP / FUNDUNESP (0050.0023165.06.4 SAP nº 46.00321584 – CCP nº 1850/10), projeto “Análise Estratigráfica do Andar Alagoas nas Bacias do Araripe, Tucano/Jatobá, Paranaíba e Sanfranciscana” pela oportunidade de aprendizagem e apoio aos trabalhos desenvolvidos.

Ao UNESPetro pelo fornecimento do espaço e equipamentos fundamentais na realização desta dissertação.

Ao Laboratório de Isótopos Estáveis – Labise – pelas análises isotópicas de carbono e oxigênio.

Ao Programa de Formação de Recursos Humanos em Geociências e Ciências Ambientais Aplicadas ao Petróleo – PRH 05/UNESP, ao PFRH/Petrobrás e ao PRH/ANP – FINEP/MCT, pelo apoio acadêmico e financeiro, indispensáveis à realização desta dissertação de mestrado.

RESUMO

As bacias cretáceas do Nordeste do Brasil, como as do Tucano, Araripe e Grajaú, tiveram sua gênese associada ao processo de abertura do oceano Atlântico Sul. Os depósitos aptianos das bacias do Araripe e Grajaú são comumente correlacionados aos depósitos que originaram as grandes acumulações de hidrocarbonetos do pré-sal. Na Bacia do Tucano essa sucessão também se encontra preservada e constitui importante registro desta fase da evolução da margem atlântica sul-americana. A Serra do Tonã é uma feição geomorfológica em forma de mesa que se destaca do relevo dissecado com mergulho suave característico da bacia. Esta conformação se deve à existência de duas camadas carbonáticas posicionadas na base e no topo da mesa que são responsáveis por sustentar o relevo. Os dois intervalos carbonáticos, de caráter único na bacia, são separados por sucessões siliciclásticas que compõem a Formação Marizal e apesar de constituir registro ímpar de sedimentação mista siliciclástico-carbonática, não foram devidamente estudados quanto a seus aspectos sedimentológicos e estratigráficos. A análise pormenorizada da sucessão mista da Serra do Tonã permitiu a identificação de duas sequências deposicionais com padrão de afinamento textural em direção ao topo e limitadas por discordâncias regionais. A Sequência Depositional 1 (SD1) assenta-se em discordância sobre os sedimentos da fase rifte e é marcada por arenitos e conglomerados aluviais da porção inferior da Formação Marizal, com indicadores de paleofluxo com rumo sul/sudeste. A SD1 apresenta padrão de afinamento textural para o topo. Arenitos intercalam-se com lamitos e siltitos até o contato desses com carbonatos microbiais, bioclásticos e *mudstones*. Estes depósitos são interpretados como associados a ambiente lacustre raso de elevada salinidade. Sobrepostos aos carbonatos encontra-se espessa camada de folhelhos lacustres, que em sua porção superior apresenta evidências de exposição subaérea, com desenvolvimento de feições típicas de paleossolos formados em zonas vadasas. Uma importante desconformidade define o limite entre as duas sequências, sendo que a Sequência Depositional 2 (SD2) inicia com arenitos conglomeráticos fluviais sobrepostos aos paleossolos, apresentando indicadores de paleofluxo para sul. A sucessão apresenta padrão textural de afinamento granulométrico em direção ao topo, com arenitos sobrepostos por lamitos intercalados a arenitos, em ciclos de afinamento textural marcados pelo aumento da razão areia/argila. Estes sedimentos são interpretados como oriundos de deposição em barras de desembocadura e de baías interdistributário. Carbonatos e folhelhos perfazem fácies de águas relativamente mais profundas e são sucedidos por delgadas intercalações de microbialitos e *mudstones*, associados a águas mais rasas. Análise taxonômica de ostracodes e estudos isotópicos dos carbonatos da SD2 têm sido usados na correlação com a Formação Crato da Bacia do Araripe. As sequências aptianas da Serra do Tonã apresentam características litológicas, paleofluxo fluvial e sucessão estratigráfica muito semelhante às sequências reconhecidas na porção inferior do registro aptiano da Bacia do Araripe. Tal correlação entre ambas as bacias permite a interpretação de uma paleodrenagem continental fluindo para sul/sudeste associada ao desenvolvimento de corpos lacustres de salinidade elevada.

Palavras-chave: sequências deposicionais; sedimentação mista; microbialitos; Aptiano; Serra do Tonã.

ABSTRACT

The Northeast Brazilian Cretaceous Basins as Tucano, Araripe and Grajaú had their origin in the breakup events responsible for the opening of the South Atlantic Ocean. Aptian deposits of Araripe and Grajaú basins are commonly related to hydrocarbon-rich accumulation in the Santos and Campos basins. In the Tucano Basin the pre-salt succession is also present and constitutes an important register of this phase in the South-American Atlantic Margin. The Serra do Tonã Plateau is a geomorphological feature called *mesa* that highlights in the dissected relief of the Tucano Basin. The table morphology is preserved because of two carbonate-rich intervals, one in the base, and another one in the top of the plateau. These two carbonate intervals are unique in the basin, and are separated by thick siliciclastic successions named Marizal Formation. Despite the exceptional preservation of the carbonate-siliciclastic, little attention has been given to its sedimentology and stratigraphy. Two fining upward depositional sequences separated by regional unconformities were identified in the mixed carbonate-siliciclastic succession of the Serra do Tonã Plateau. The Depositional Sequence 1 (DS1) initiate after an erosive period that marks the end of the rift phase. The DS1 is marked by alluvial sandstones and conglomerates from the lower portion of the Marizal Formation, with paleocurrent data indicating south-southeast transport. In the top of DS1 the sandstones texturally fines upward and are interbedded with shales up to their contact with microbial and bioclastic carbonates, and mudstones. These deposits are interpreted as associated with shallow lakes of elevated salinity. Above the carbonates there is a thick layer of lacustrine shales. In the upper portion of the shales there is evidence of subaerial exposure, with development of features typical of evaporitic paleossols. A disconformity defines the limit between the two sequences. The Depositional Sequence 2 (DS2) begins with fluvial conglomeratic sandstones above paleossols. Paleocurrent suggests flux southwards. The succession has a fining upward textural pattern, with shales interlayered with sandstones in cycles of elevated sand/clay ratio, in a context of mouth bars and interdistributary bays. Carbonates and shales of DS2 are interpreted as deposited in deeper waters, characterizing a transgressive tract. The microbialites in the upper portion of the carbonate interval are interpreted as shallow deposits, suggesting a regressive stack pattern. Ostracode taxonomy and isotopic signature of the top interval of DS2 have been used to correlate these carbonates with those of Crato Formation in the Araripe Basin. The aptian sequences from Serra do Tonã presents lithological characteristics, fluvial paleoflux and stratigraphical succession very similar to those of the Santana Group in the Araripe Basin. The correlation between both basins allows an interpretation of a continental palaeodrainage flowing towards south-southeast, associated with the development of lacustrine bodies of elevated salinity.

Keywords: depositional sequences; mixed sedimentation; microbialites; Aptian; Serra do Tonã.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
ÍNDICE	iv
ÍNDICE DE FIGURAS	v
ÍNDICE DE TABELAS	vi
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	4
3. MÉTODOS E MEIOS	5
3.1 Mapeamento geológico	5
3.2 Análise de fácies	6
3.3 Levantamento de perfis verticais	7
3.4 Descrição de testemunhos de sondagem	7
3.5 Análise de paleocorrentes	8
3.6 Análise petrográfica de carbonatos	8
3.7 Microscopia eletrônica de varredura	9
3.8 Microfluorescência de raio-X	9
3.9 Análise de isótopos estáveis	10
3.10 Estratigrafia de Sequências	11
4. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA	13
4.1 Bacia do Tucano	13
4.2 O registro aptiano-albiano das bacias do RTJ	16
5. FÁCIES SEDIMENTARES	20
5.1 Fácies Siliciclásticas	26
5.2 Microfácies carbonáticas	35
6. CARBONATOS DA SERRA DO TONÃ	45
6.1 Carbonato inferior	45
6.2 Carbonato superior	54
7. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	62
7.1 Barras e canais entrelaçados – AF1	62
7.2 Barras de desembocadura – AF2	63
7.3 Baía interdistributários – AF3	64
7.4 Lacustre proximal - AF4	64
7.5 Lacustre distal – AF5	65
7.6 Paleossolos – AF6	66
8. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS	67
8.1 Sequência deposicional 1 (SD1)	67
8.2 Sequência deposicional 2 (SD2)	71
9. CORRELAÇÕES E INTERPRETAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS	74
10. CONCLUSÃO	79
REFERÊNCIAS	81
ANEXO 1	93
ANEXO 2	96

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Sistema de riftes do Recôncavo-Tucano-Jatobá.	2
Figura 2 – Modelo digital do terreno da Serra do Tonã.	3
Figura 3 – Mapa de pontos da Bacia Tucano Norte.	6
Figura 4 – Posição do sistema de riftes das bacias do RTJ com relação às províncias tectônicas do Brasil.	14
Figura 5 – Seção geológica da sub-bacia Tucano Norte.	15
Figura 6 – Mapa geológico da região da Serra do Tonã.	20
Figura 7 – Perfil vertical composto Salgado do Melão.	21
Figura 8 – Perfil vertical Cachoeira Socavão.	22
Figura 9 – Perfil vertical São Saité.	23
Figura 10 – Testemunho 2-TN-SM-BA.	24
Figura 11 - Testemunho 2-TN-ST-3A-BA.	25
Figura 12 - Conglomerado com estratificação cruzada acanalada.	26
Figura 13 – Arenito com estratificação cruzada acanalada.	28
Figura 14 – Fácies siliciclásticas arenosas da Serra do Tonã.	29
Figura 15 – Arenito com estratificação cruzada sigmoide.	31
Figura 16 – Arenito com laminação cruzada (<i>ripples</i>).	32
Figura 17 – Fácies Heterolíticas.	33
Figura 18 – Finos.	34
Figura 19 – Laminito ondulado.	36
Figura 20 – Imagens em MEV da fácies laminito ondulado.	37
Figura 21 – Fotomicrografias de exemplares da fácies laminito nodular.	38
Figura 22 – Imagens de MEV da fácies laminito nodular.	39
Figura 23 – Fácies <i>rudstone</i>	40
Figura 24 – Fácies <i>wackestone</i> com ostracodes.	41
Figura 25 – Ostracoditos interlaminados com folhelho negro.	42
Figura 26 – Fácies <i>mudstone</i> laminado.	43
Figura 27 – Fácies <i>mudstone</i> maciço.	44
Figura 28 – Ciclos de afogamento do sistema lacustre.	47
Figura 29 – Fotomicrografias de lâminas petrográficas do intervalo carbonático inferior observadas sob luz transmitida (não polarizada) e com catodoluminescência.	49
Figura 30 – Mapa de composição elementar da amostra SM-3 elaborado a partir de análise em microfluorescência de raio-X.	50
Figura 31 – Mapa de composição elementar da amostra SM-6A elaborado a partir de análise em microfluorescência de raio-X.	51
Figura 32 – Mapa de composição elementar da amostra SM-6B elaborado a partir de análise em microfluorescência de raio-X.	51
Figura 33 – Curva de variação isotópica de carbono e oxigênio em amostras selecionadas do intervalo carbonático inferior no testemunho 2-TN-SM-BA.	53
Figura 34 – Assinaturas isotópicas de carbono com relação aos diferentes tipos de materiais encontrados na natureza.	54
Figura 35 – Fotomicrografias de lâminas petrográficas do intervalo carbonático do intervalo superior observadas sob luz transmitida (não polarizada) e com catodoluminescência.	56
Figura 36 – Mapa de composição elementar da amostra A10 elaborado a partir de análise com microfluorescência de raios-X.	57

Figura 37 – Mapa de composição elementar da amostra A15 elaborado a partir de análise com microfluorescência de raio-X.	58
Figura 38 – Perfis verticais levantados em campo por Rolim (1984).	59
Figura 39 – Curva de variação de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em amostras selecionadas do intervalo carbonático superior no testemunho 2-TN-ST-3a-BA.	61
Figura 40 – Sequências deposicionais aptianas da Bacia do Tucano.	68
Figura 41 – Sucessão carbonática-siliciclástica da SD1.	70
Figura 42 – Fácies carbonáticas da SD2.	73
Figura 43 – Correlação do perfil vertical levantado no Rio da Batateira, Bacia do Araripe e o perfil composto de Salgado do Melão e testemunho 2-TN-ST-BA, Bacia do Tucano.	75
Figura 44 – Paleocorrentes aptianas das bacias de Tucano, Jatobá e Araripe.	78

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Composição elementar ydas amostras selecionadas do intervalo carbonático inferior.	49
Tabela 2 - Composição elementar das amostras selecionadas do intervalo carbonático superior.	57
Tabela 3 – Análise química dos calcários da Serra do Tonã realizada por Rolim (1984).	58

1. INTRODUÇÃO

O rifteamento de Gondwana originou bacias sedimentares cretáceas constituídas basicamente por megassequências rifte (continentais) e drifte (marinhas), separadas por uma megassequência pós-rifte transicional evaporítica de idade neoaptiana (Chang *et al.*, 1988, 1992). Embora considerada produto de sedimentação em bacia *sag* gerada por subsidência tectônica, vários trabalhos têm apresentado evidências de continuidade da tectônica rifte durante a deposição da sequência transicional (eg. Karner *et al.*, 2003; Chaboreau *et al.*, 2013; Figueiredo *et al.*, 2015).

O sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), situado no Nordeste do Brasil, integra o conjunto de bacias geradas no evento de ruptura de Gondwana (Figura 1). As bacias do RTJ apresentam espesso registro continental em meio-grábens assimétricos orientados na direção norte-sul, com inversão de depocentros associada a falhas de transferência de direção WNW (Karner *et al.*, 1992; Magnavita *et al.*, 1994).

Diferentemente das bacias da margem continental, a megassequência drifte não ocorre nas bacias do RTJ, uma vez que após o neoaptiano-eoalbio os eventos distensivos atuantes no rifte cessaram e seu ciclo foi abortado. Apesar disto, a megassequência transicional ocorre em todo o sistema de riftes RTJ, compondo uma sucessão continental de idade neoaptiana denominada Formação Marizal, cuja espessura máxima é de 300 m (Viana *et al.*, 1971). A unidade é constituída essencialmente por arenitos e conglomerados, cuja origem tem sido atribuída a sistemas fluviais e de leques aluviais, com exposições localizadas de terrígenos finos e de carbonatos lacustres (Magnavita *et al.*, 1994; Lima & Vilas Boas, 2000; Figueiredo *et al.*, 2015).

Estratos neoaptianos siliciclástico-carbonáticos ocorrem apenas localmente nas bacias do sistema RTJ (Braun, 1966), como relevos residuais sobre a Formação Marizal, preservados dos eventos erosivos do Cenozoico (Figura 1). Destaca-se a presença de calcários laminados neoaptianos na Bacia do Tucano, correlatos aos da Formação Crato (Braun, 1966), que na Bacia do Araripe formam importante Lagerstätte do Cretáceo do Brasil (Martill *et al.*, 2007a). O conhecimento de sua estratigrafia é, portanto, fundamental para a reconstituição da história geológica e da paleogeografia do interior do Nordeste do Brasil durante o Aptiano.

Na Bacia do Tucano Norte, boas exposições são encontradas na Serra do Tonã, uma mesa de topo plano elevado cerca de 100 m em relação à morfologia no seu entorno, com cerca de 130 km² e bordas escarpadas. Sua sucessão estratigráfica foi estudada por Rolim

(1984), que descreveu carbonatos lacustres presentes no topo, sobrepostos aos arenitos fluviais da Formação Marizal. Além dos calcários presentes no topo do platô, Almeida-Filho *et al.* (2002) constataram também a existência de um outro nível de calcários, separados dos calcários superiores por aproximadamente 80 m de seção de arenitos fluviais.

A área escolhida para este projeto localiza-se na região da Serra do Tonã, incluindo o morro testemunho de São Saité a norte. A região é balizada pelos meridianos 38°35'W e 38°50'W e pelos paralelos 9°S e 9°25'S. A serra situa-se no baixo estrutural de Salgado do Melão, apresentando bordas alçadas e centro com feição circular abatida com orientação N60°W (Figura 2). O principal acesso à área se dá por estrada de terra que liga os municípios de Paulo Afonso e Macururé. O clima é semiárido, vegetação tipo caatinga, com baixa pluviosidade anual (média de precipitação de 583 mm/ano) e temperatura média de 26°C (Almeida-Filho *et al.*, 2002).

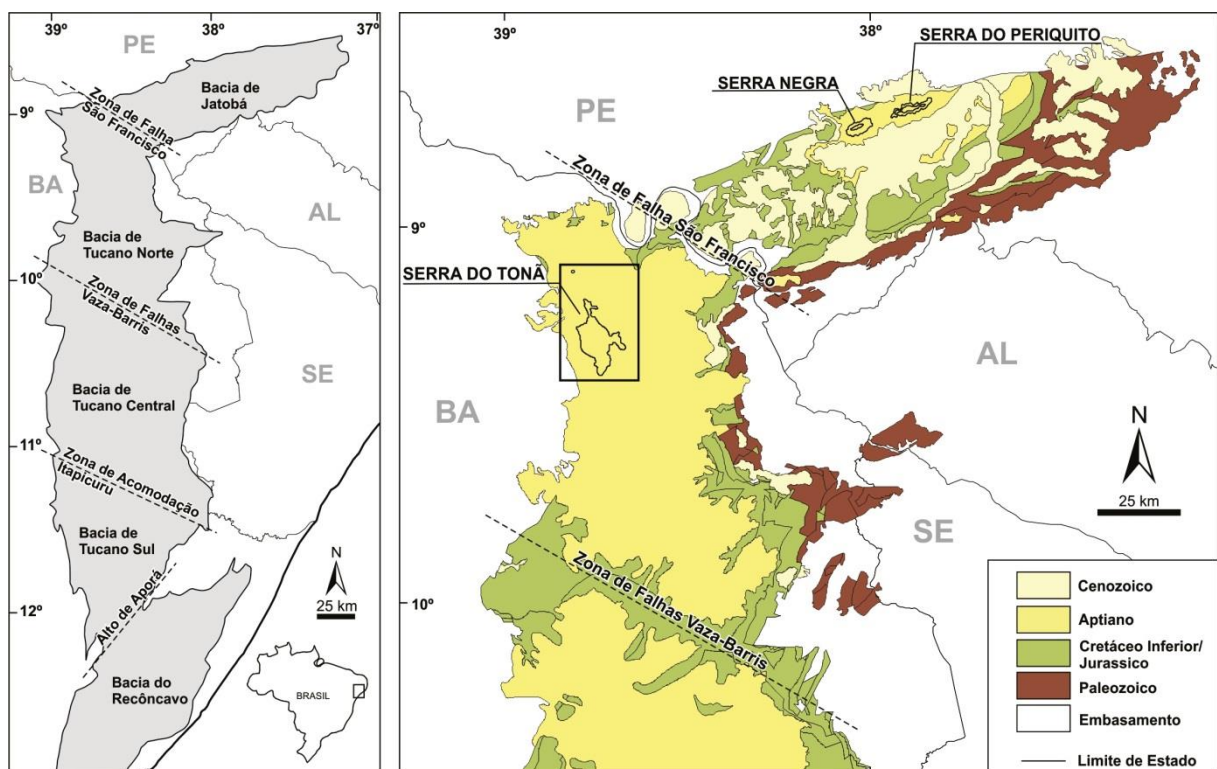


Figura 1 – Sistema de riftes do Recôncavo-Tucano-Jatobá (esquerda) e mapa geológico esquemático com indicação da área estudada (direita).

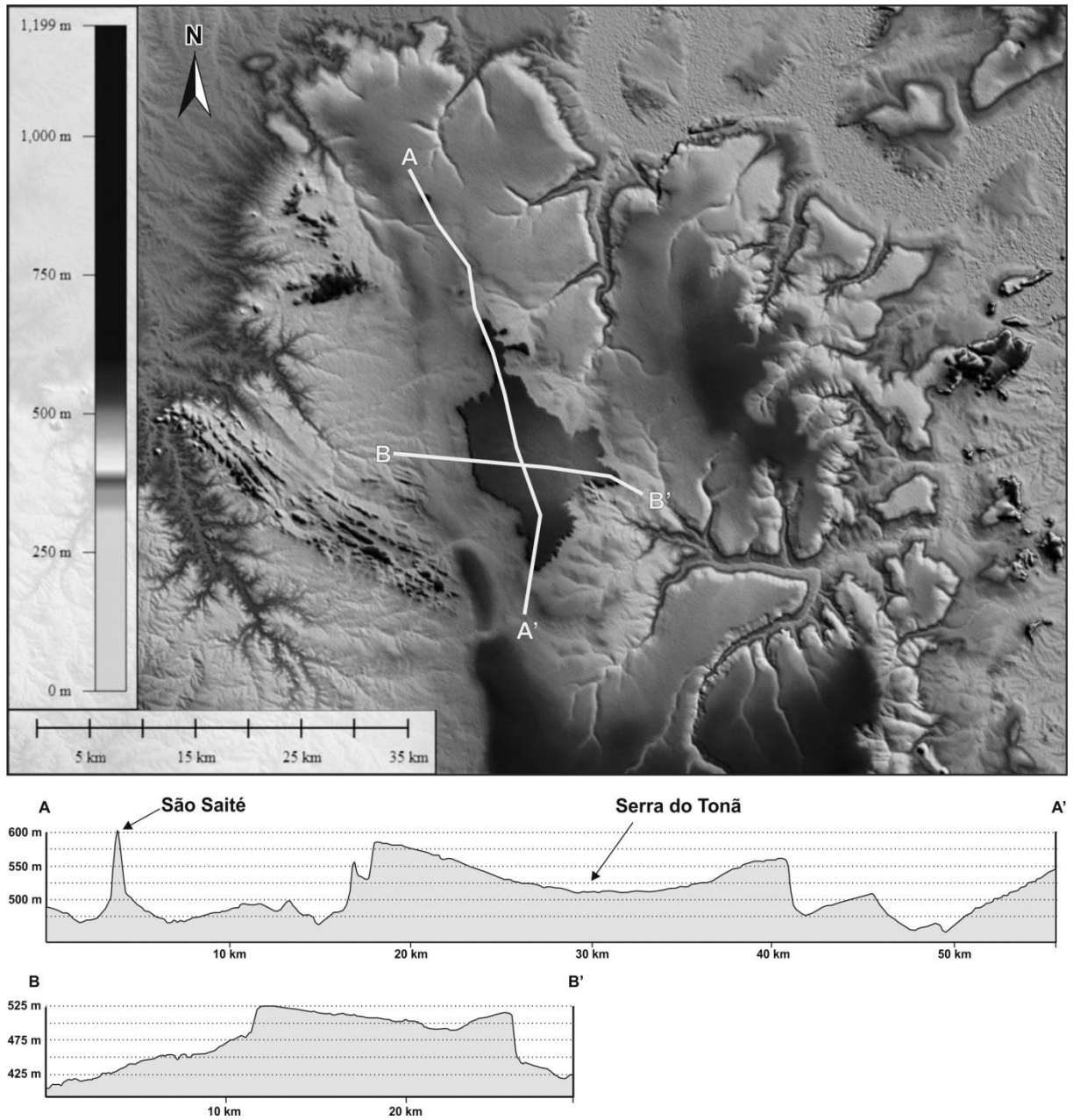


Figura 2 – Modelo digital do terreno (SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*) da Serra do Tonã. Perfis topográficos mostram as bordas alçadas da serra e seu centro abatido.

2. OBJETIVOS

A estratigrafia da Serra do Tonã é de importância paleogeográfica, pois se trata de seção relictada de uma área de deposição carbonática originalmente muito mais extensa. Para elucidar a natureza do registro sedimentar preservado, este trabalho tem por objetivo identificar suas sequências deposicionais, apresentar o arranjo vertical das fácies sedimentares e respectivos ambientes deposicionais, definir elementos paleogeográficos tais como a proveniência sedimentar e o mergulho deposicional, bem como integrar o registro isolado da Serra do Tonã ao contexto paleogeográfico regional do Cretáceo do Nordeste do Brasil.

Partindo-se das interpretações de [Rolim \(1984\)](#) de que os calcários laminados da Serra do Tonã foram formados por processos de precipitação química e das proposições de [Demicco & Hardie \(1994\)](#) de que carbonatos apresentando laminação podem ou não ter origem microbiana, propôs-se testar a hipótese de que os carbonatos da Serra do Tonã tiveram, ao menos em parte, organomineralização mediada biologicamente.

3. MÉTODOS E MEIOS

3.1 Mapeamento geológico

O mapa geológico disponível para a área de estudos foi elaborado pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM, na escala 1:250.000. Neste está representado apenas a porção superior da Serra do Tonã (Formação Crato), sem maiores detalhes da Formação Marizal e de afloramentos em seu entorno.

Outro mapa utilizado foi o elaborado por [Almeida-Filho et al. \(2002\)](#), pela interpretação de imagem de satélite Landsat-5 TM, com composição de bandas de cores R5-G4-B1. Este mapa se baseia nas interpretações de [Rolim \(1984\)](#) e distingue a Formação Marizal da sucessão sedimentar da Serra do Tonã. No entanto, como é baseado apenas em análise por sensoriamento remoto, não existem preocupações com as características sedimentares das rochas e nem com seu significado estratigráfico.

Tendo em vista a inexistência de mapa geológico em escala adequada, foi realizado o mapeamento da área estudada, buscando uma melhor caracterização regional do arcabouço estratigráfico das unidades reconhecidas. Na primeira etapa do mapeamento foram utilizadas imagens de satélite Landsat 7, sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), com a composição das bandas de cores R5-G3-B2, associada a modelo digital de elevação, com resolução espacial de 90 m, elaborado a partir de imagens do radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). A composição realça a morfologia da Serra do Tonã, destacando também as camadas carbonáticas da base e do topo. Aproximadamente 90 afloramentos foram estudados na região da Serra do Tonã e mais 50 afloramentos nas sucessões aptianas da Bacia do Jatobá e Bacia do Tucano Central, para a validação das zonas homólogas interpretadas e inventariamento de afloramentos ([Figura 3](#)).

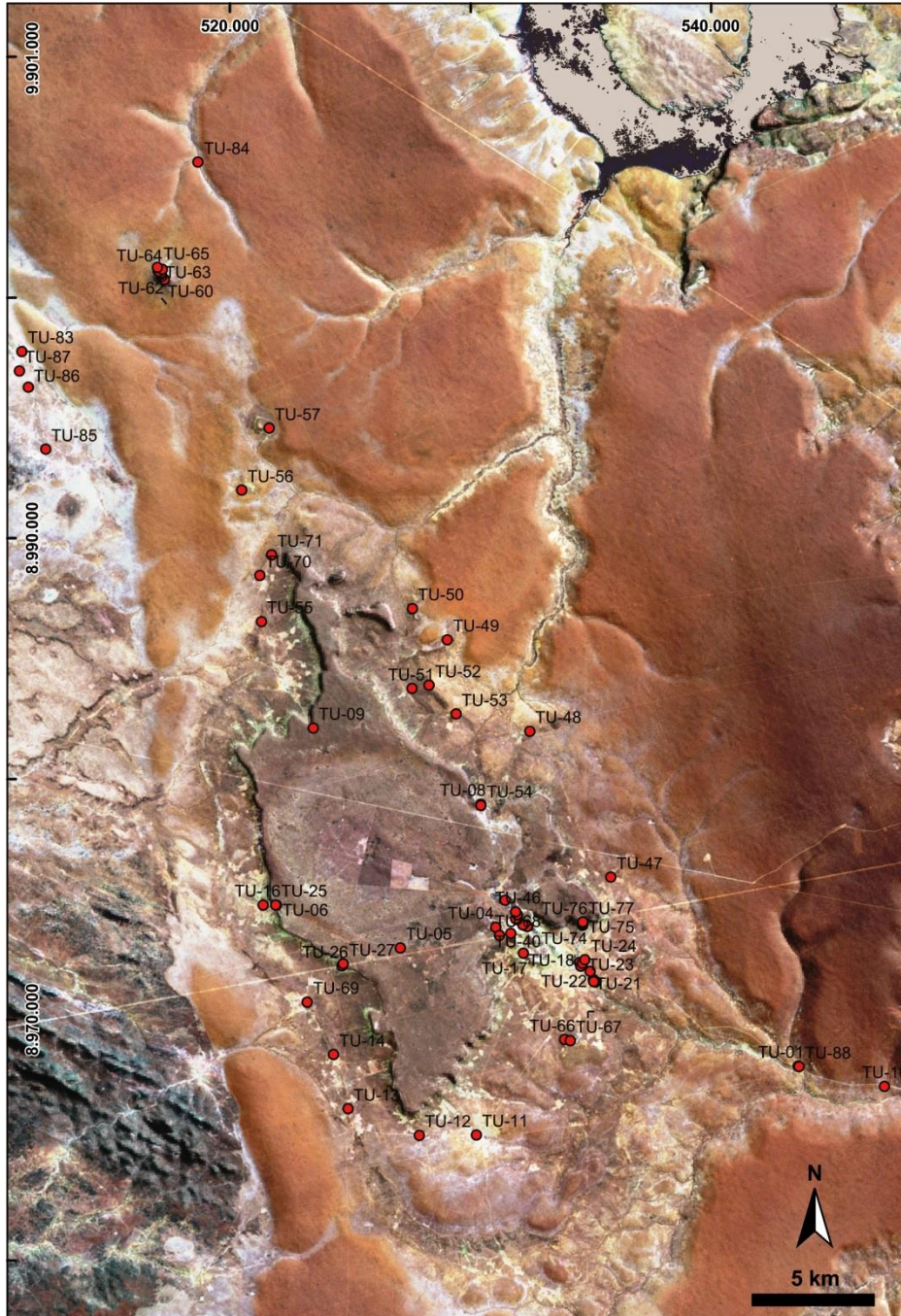


Figura 3 – Mapa de pontos da Bacia Tucano Norte (Coordenadas Anexo 1) sobre composição de imagem Landsat e SRTM.

3.2 Análise de fácies

A análise de fácies é um método de grande importância na reconstituição de paleoambientes deposicionais, no entendimento de mudanças climáticas e da história de subsidência de bacias sedimentares (Catuneanu, 2006). O termo fácies compreende uma combinação particular de texturas, estruturas sedimentares e fósseis, que definem feições que diferenciam unidades adjacentes (Bates & Jackson, 1987; Walker, 1992; Miall, 1999).

Com o reconhecimento das fácies sedimentares da sucessão estratigráfica, foram caracterizadas as associações de fácies ou grupos de fácies geneticamente relacionadas. Este procedimento permitiu o estabelecimento de modelos de fácies que serviram como parâmetro de comparação, além de permitir interpretações ambientais mais abrangentes (Walker & James, 1992).

3.3 Levantamento de perfis verticais

Para auxiliar a definição do arcabouço estratigráfico e o reconhecimento de variações laterais de fácies, foram medidos perfis verticais nos principais afloramentos da área. As seções colunares foram levantadas pelo método de visadas, com auxílio de bússola Brunton. Nos perfis foram descritas as fácies sedimentares reconhecidas, realizadas medições de paleocorrentes e coletadas amostras para análise em laboratório. Quatro perfis estratigráficos verticais foram levantados para caracterizar a distribuição vertical das fácies (e associações de fácies) da sucessão estudada, a saber: (1) Salgado do Melão – parte inferior; (2) Salgado do Melão - parte superior; (3) Cachoeira Socovão; e (4) São Saité. Em função da proximidade entre os perfis de Salgado do Melão, partes inferior e superior, e dada a correlação litoestratigráfica existente entre ambas, optou-se por elaborar perfil vertical composto.

Os perfis estratigráficos verticais, ou seções colunares, são de extrema importância na interpretação de variações verticais e laterais dos ambientes deposicionais, já que segundo a Lei de Walther uma sucessão vertical das fácies, em uma seção sem discordâncias ou hiatos deposicionais, constitui a representação de ambientes deposicionais que foram horizontalmente contíguos (Posamentier & Allen, 1999). Além do uso dos perfis na definição de sistemas deposicionais, sua utilização no entendimento de padrões arquiteturais da bacia auxilia na caracterização de ciclos retrogradacionais e progradacionais e de tratos de sistemas deposicionais (Catuneanu, 2006).

3.4 Descrição de testemunhos de sondagem

Foram descritos quatro testemunhos de sondagem, com amostragem sistemática dos intervalos carbonáticos para análise em laboratório, com objetivo de complementar os dados dos perfis levantados e obter amostras com baixo grau de alteração intempérica. Os poços testemunhados (2-TN-SM-BA, 2-TN-ST-3A-BA, 2-TN-ST-3B-BA e 2-TN-ST-4-BA) foram

perfurados com recursos ANP/Petrobras projeto nº 0050.0069772.11.9, intitulado “Caracterização dos sistemas lacustres Aptianos–Albianos das Bacias do Araripe, Jatobá e Tucano Norte: Projeto de três furos no Andar Alagoas.” sob coordenação do Prof. Dr. Virgínio Henrique Neumann da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), e estão disponíveis na mesma instituição.

3.5 *Análise de paleocorrentes*

A análise de paleocorrentes é uma ferramenta muito utilizada na análise de bacias sedimentares com grande potencial para a reconstituição da história deposicional (Miall, 1999). As paleocorrentes indicam ainda o paleomergulho deposicional da bacia e servem de base para interpretações acerca da paleodrenagem à época da sedimentação (Miall, 1999).

As paleocorrentes foram deduzidas de medidas de *foresets* de arenitos com estratificação cruzada, por estas se constituírem nas feições indicativas de fluxo mais comuns encontradas na área de estudo.

Procurou-se obter sempre que possível ao menos 25 medidas por estação, número considerado o mínimo representativo para um grupo de dados obtidos em sedimentos de origem aluvial (Selley, 1982). Os dados foram representados em rosetas de isofrequência e distribuídos em classes de 30°. Os parâmetros estatísticos como vetor médio e fator de consistência foram calculados para cada conjunto de dados a partir dos azimutes medidos e do número de medidas realizadas.

3.6 *Análise petrográfica de carbonatos*

Das amostras coletadas em campo e nos testemunhos de sondagem, foram confeccionadas 85 lâminas delgadas, para classificação de microfácies carbonáticas. O termo microfácies foi cunhado por Brown (1943), e refere-se a critérios petrográficos e paleontológicos definidos em lâminas delgadas, seções polidas ou amostras de rocha (Flügel, 2010). As microfácies foram descritas por microscopia ótica utilizando luz transmitida com o microscópio Zeiss Axio Imager A.2, do Laboratório de Petrografia Sedimentar (LPS) no Centro de Pesquisas Aplicadas ao Petróleo (Unespetro), e por microscopia utilizando catodoluminescência do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LMEV), do mesmo centro de pesquisa.

Os carbonatos da Serra do Tonã são macroscopicamente laminados, porém microscopicamente diferenciam-se entre si, apresentando significado genético distinto. Para a classificação microscópica foram adotadas as propostas de Dunham (1962), Embry & Klovan (1971), Buick *et al.* (1981), Demicco & Hardie (1994) e Riding (2000), em função das geometrias e microestruturas reconhecidas.

A catodoluminescência é uma técnica petrográfica adicional que fornece informações da distribuição de elementos traço na calcita, principalmente Fe e Mn, incorporados durante a diagênese da rocha. Em linhas gerais, a incorporação de Mn no retículo cristalino da calcita estimula a luminescência, enquanto que o Fe inibe a luminescência (Budd *et al.*, 2000; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

3.7 Microscopia eletrônica de varredura

Com intento de investigar a origem biótica ou abiótica dos carbonatos da Serra do Tonã e a presença de evidências de estruturas microbianas que não puderam ser observadas com microscopia ótica, optou-se por analisar as amostras utilizando microscopia eletrônica de varredura (MEV). Para tal, foi utilizado o microscópio Zeiss Evo MA15 acoplado ao sistema Bruker EDS do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LMEV) do Unespetro.

A análise utilizando o MEV proporciona informações com alcance que a microscopia ótica não consegue oferecer, ao produzir imagens com ampliação de até um milhão de vezes. Utilizando-se o detector SE (*Secondary Electron*) foi possível obter imagens de alta resolução da superfície da amostra, em função da captação de elétrons de baixa energia ejetados de sua superfície. Imagens com informações qualitativas da composição da rocha foram geradas a partir da utilização do detector BSE (*Backscattered Electron*). Para dados quantitativos utilizou-se a análise por emissão de raios-X do EDS, que exibe a concentração relativa dos elementos apresentando-os na forma de um mapa composicional ou de forma pontual.

3.8 Microfluorescência de raio-X

As amostras de carbonato foram também analisadas com microfluorescência de raio-X (μ -XRF), utilizando o equipamento Bruker M4 TORNADO do Laboratório de Radiações Ionizantes (LARIN) do Unespetro. Essa técnica foi selecionada para compor quadro da distribuição elementar e a composição mineralógica de amostras selecionadas de carbonato. A

metodologia foi também utilizada para o reconhecimento de elementos de menor concentração como Fe e Mn, auxiliando a análise conjugada com a catodoluminescência.

O equipamento TORNADO permite a utilização de amostras de rocha e de lâminas delgadas, produzindo mapas semi-quantitativos dos valores elementares da rocha com relativa rapidez. A análise por μ -XRF excita diretamente a amostra com raios-X focalizados, permitindo a combinação de resolução espacial com a sensibilidade de reconhecimento de elementos traço, alcançando limite de detecção de dezenas a centenas de ppm (Tagle, 2015).

3.9 Análise de isótopos estáveis

A análise de isótopos estáveis é muito utilizada no estudo de sistemas carbonáticos, fornecendo importantes informações quanto à dinâmica hidrológica do meio, grau de salinidade, temperatura da água, entre outros parâmetros ambientais importantes. Carbonatos autigênicos originados em sistemas hidrologicamente abertos apresentam valores com covariância inversa (Schelske & Hodell, 1991), enquanto que em corpos d'água fechados os valores apresentam covariância entre os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Li & Ku, 1997).

A atividade fotossintetizante é um dos principais fatores que levam ao fracionamento isotópico de carbono, enriquecendo a matéria orgânica em ^{12}C e concentrando as águas em ^{13}C . Carbonatos formados em águas rasas apresentam grande variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (quase sempre negativos) indicando oscilações no nível da água (Gierlowski-Kordesch, 2010). Por outro lado, carbonatos de águas profundas apresentam valores enriquecidos em $\delta^{13}\text{C}$, com pequenas incursões de valores depletados, atribuídos a corpos de água hidrologicamente fechados (Gierlowski-Kordesch, 2010).

O fracionamento isotópico do oxigênio em carbonatos é atribuído principalmente a variações de temperatura e salinidade, com valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ quanto maior a temperatura. Ambientes com alta taxa de evaporação tendem a apresentar valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ devido à remoção de ^{16}O da água. Isótopos de oxigênio são extremamente sensíveis a alterações diagenéticas e percolação de águas meteóricas, sendo que quando apresentam valores muito negativos podem gerar erros interpretativos.

Vinte e nove amostras dos testemunhos dos poços 2-TN-ST-03A-BA e 2-TN-SM-BA foram coletadas para a análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$). Essas análises foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

O LABISE utiliza o método convencional de digestão (McCrea, 1950) em que as amostras pulverizadas são pesadas, depois diluídas com H_3PO_4 a 25°C para liberar o CO_2 . Os valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ foram medidos em CO_2 criogenicamente limpo (Craig, 1957) em um espectrômetro de massa SIRA II, com coletor triplo. Os dados isotópicos de carbono e oxigênio foram calibrados com padrões internacionais e os resultados apresentados em VPDB.

3.10 Estratigrafia de Sequências

A estratigrafia de sequências começou a avançar de forma significativa, enquanto técnica, quando Sloss *et al.* (1949) cunhou o termo ‘sequência’, designando-a como uma unidade estratigráfica limitada por discordâncias subaéreas. Porém foi só com o trabalho clássico de Sloss (1963) que a estratigrafia de sequências passou a ser empregada de forma mais eficaz. O método começou a ser tratado como disciplina estratigráfica com a publicação do Memoir 26 da AAPG (Payton, 1977), no qual surgiram importantes conceitos oriundos da análise de linhas sísmicas. Depois de analisar diversos perfis sísmicos, Mitchum *et al.* (1977) percebeu que o limite de sequências era delineado por discordâncias nas bordas da bacia e por conformidades correlativas nas porções mais centrais.

A sismoestratigrafia, estratigrafia baseada na interpretação de dados sísmicos, é um método fundamentado no princípio de que a eustasia é o principal mecanismo na formação de sequências (Vail *et al.*, 1977). Essa concepção foi muito aceita por um longo período de tempo, até o reconhecimento da importância dos movimentos tectônicos como mecanismos chave para explicar a variação relativa do nível do mar (Posamentier & Allen, 1999).

Uma sequência deposicional, unidade principal na estratigrafia de sequências, é constituída por conjuntos de sistemas deposicionais denominados tratos de sistemas (Brown & Fischer, 1977). Galloway (2004) caracteriza o trato de sistemas como um conjunto de unidades estratigráficas com afinidade genética e que integram estratos depositados em sistemas de sedimentação de mesma idade. Ciclos de variação do nível de base produzem variações no sistema formando quatro tipos de tratos de sistemas: trato de nível alto, trato de queda, trato de nível baixo e trato transgressivo. Todos os tratos de sistemas são de caráter regressivo, com exceção do trato transgressivo.

O trato de nível alto é formado durante os estágios finais da elevação do nível relativo de um corpo d’água, com progradação produzida quando a taxa de sedimentação suplanta a

geração de espaço de acomodação. É definido na base pela superfície de máxima inundação e no topo por discordância subaérea e sua conformidade correlativa (Catuneanu *et al.*, 2011).

O trato de queda é produto de regressão forçada, incluindo todos os depósitos que se acumulam depois da queda do nível de base e antes do início de sua próxima eleva o. A queda do nível de base é evidenciada pela forma o de discordância subaérea diacr nica, formando vales incisos nas por oes proximais e turbiditos nas por oes mais distais (Emery & Myers, 1996).

Depósitos de trato de nível baixo são acumulados depois da descida do nível de base, durante regressão normal. É definido na base por discordância subaérea e sua conformidade correlativa, e no topo pela superfície transgressiva. Apresentam padrão de empilhamento de clinofomas com *topset* formado por depósitos fluviais, costeiros e/ou de planícies deltaicas (Posamentier & Allen, 1999).

Os depósitos do trato transgressivo passam a se acumular acima da superfície transgressiva até atingir a superfície de inunda o máxima. São reconhecidos pelo padrão de empilhamento retrogradacional que resulta em sucessões de *fining upward* (Catuneanu, 2006).

4. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

O sistema de riftes das bacias Recôncavo, Tucano e Jatobá (RTJ) teve sua origem e evolução associada ao rifteamento de Gondwana, abertura do Atlântico sul e posterior soerguimento regional (Magnavita *et al.*, 1994; Magnavita *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2007). A evolução dessas bacias ocorreu com o desenvolvimento de meio-grábens assimétricos, com direção aproximadamente norte-sul (Karner *et al.*, 1992) que resultaram em bacias separadas por altos do embasamento e falhas de transferência. O Alto de Aporá separa as bacias de Tucano e Recôncavo e a falha do rio São Francisco as bacias de Tucano e Jatobá (Figura 1).

As bacias RTJ estão instaladas no limite das províncias tectônicas São Francisco e Borborema (Figura 4), cujos *trends* estruturais controlam em diferentes graus o arcabouço estrutural do rifte (Vasconcellos, 2003). A Província São Francisco é composta por blocos e microplacas arqueanos e paleoproterozoicos, sendo dividida nos ramos Intracontinental, de orientação N-S a NNW-SSE, e Costeiro, estruturado de acordo com a zona de cisalhamento NE-SW (Kosin, 2009). A Província Borborema é formada por microplacas amalgamadas durante os ciclos tectônicos Cariris Velhos e Brasileiro, sendo a sub-província Meridional, de orientação NW-SE e NE-SW, o embasamento para a sub-bacia Tucano Norte e para a Bacia do Jatobá (Kosin, 2009).

O final do desenvolvimento do rifte está associado ao lineamento de Pernambuco que durante a sedimentação dos andares Rio da Serra e Aratu apresentou-se como um anteparo reológico responsável pela transferência da distensão continental (direção EW) para a zona transformante Sergipe-Alagoas (Szatmari & Milani, 1999).

4.1 Bacia do Tucano

A Bacia do Tucano localiza-se no nordeste do Estado da Bahia com área de aproximadamente 30.500 km² (Costa *et al.*, 2007), sendo segmentada em três sub-bacias: norte, central e sul. A sub-bacia sul ocupa área com aproximadamente 7.000 km², com limites definidos pela falha de Inhambupé a leste, por discordância e por monoclinial falhado a oeste, pelo Alto de Aporá a sul e pela zona de acomodação do rio Itapicuru a norte (Magnavita *et al.*, 2003). A sub-bacia central é a maior em área, com aproximadamente 14.700 km², configurando-se como meio-gráben de assimetria acentuada. Sua borda oriental, onde se situa seu depocentro, é marcada pela Falha de Adustina e pela ocorrência de depósitos de sistema

de leques aluviais dos conglomerados Adustina. A borda oeste é flexural, mas afetada por conjunto de falhamentos normais de pequeno rejeito (Santos & Reis, 2011).

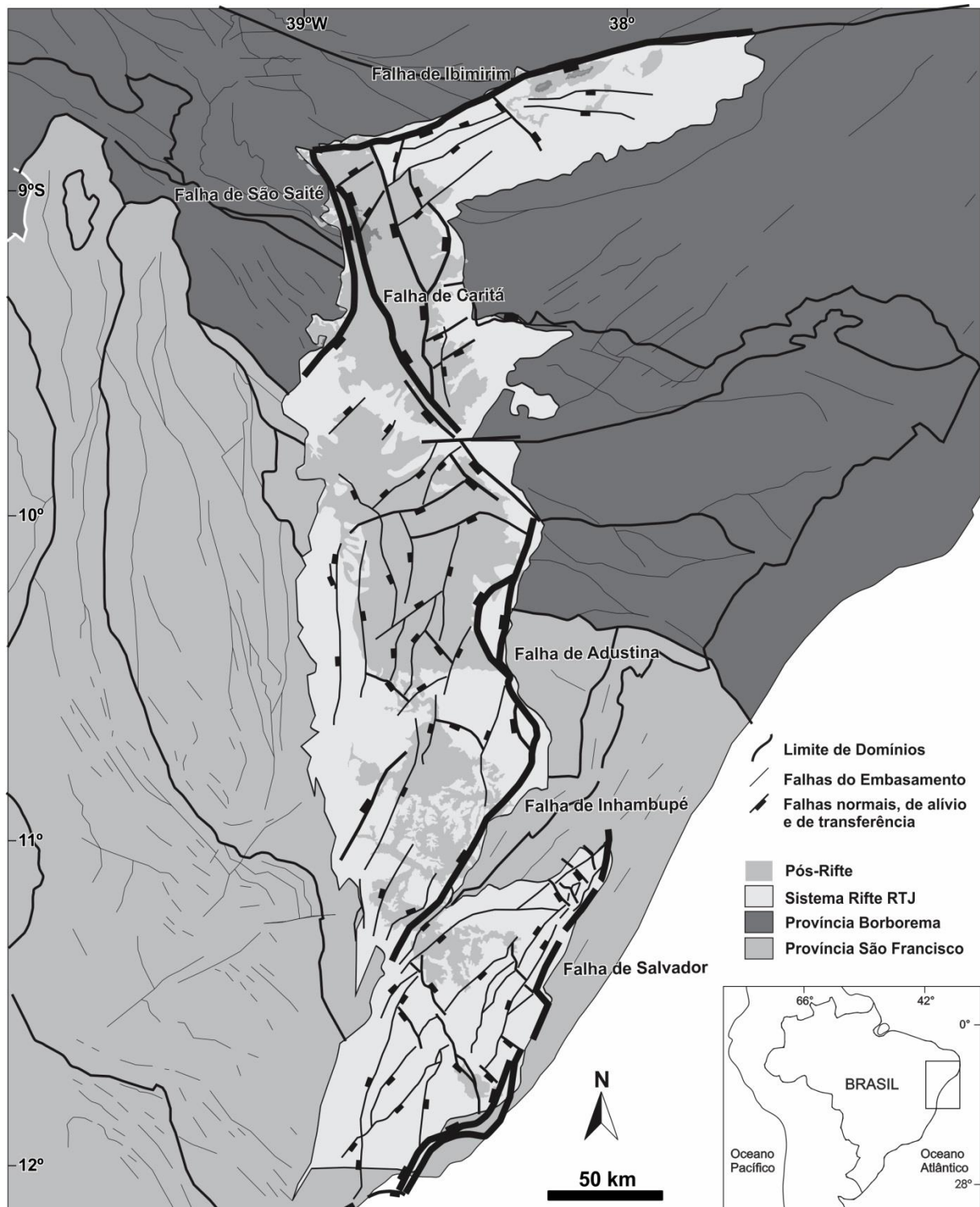


Figura 4 – Posição do sistema de riftes das bacias do RTJ com relação às províncias tectônicas do Brasil (Modificado de Magnavita, 1992 e Kosin, 2009).

O limite entre as sub-bacias norte e central é definido pelo Alto do Vaza-Barris e pelas falhas de transferência de Caritá e de Jeremoabo, que constituem zona de acomodação determinante na inversão da assimetria dos meio-grábens, cujo depocentro se encontra próximo à borda leste, nas sub-bacias sul e central, transferindo-se para próximo da borda oeste (Figura 6) na sub-bacia norte (Magnavita & Cupertino, 1987; Milani & Davison, 1988; Magnavita *et al.*, 2003). Com cerca de 8.800 km², a sub-bacia norte tem limite norte com a Bacia do Jatobá definido pela zona de falha do rio São Francisco (Magnavita *et al.*, 2003).

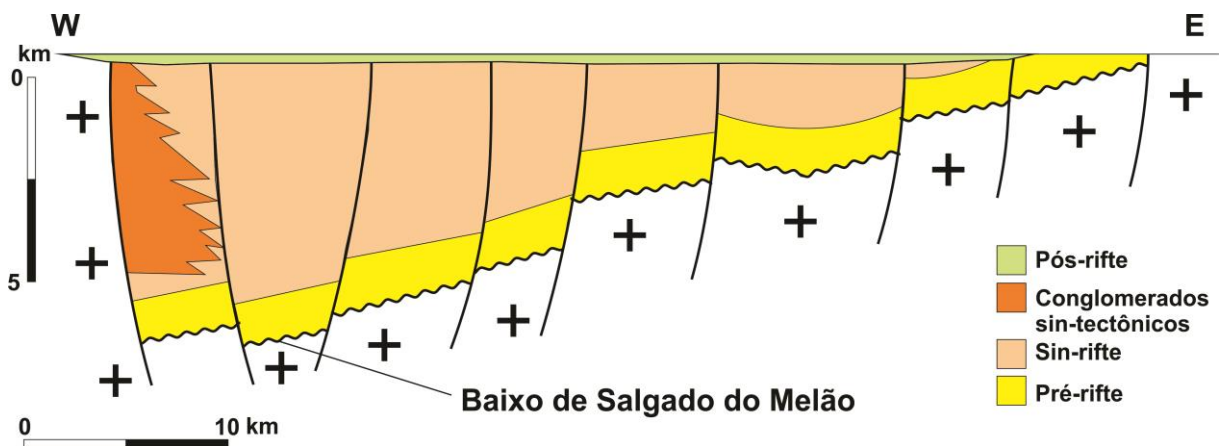


Figura 5 – Seção geológica esquemática da sub-bacia Tucano Norte (Magnavita, 1992).

Com base em dados de refração e reflexão sísmica, Milani & Davison (1988) determinaram, para a Bacia do Tucano, espessura sedimentar máxima da ordem de 10 a 12 km, associados a uma anomalia de gravidade de -120 mGal. O relevo da bacia é tipicamente dissecado, com altitudes médias em torno de 400 m, sendo chamado regionalmente de “raso”. No entanto, em meio a esse “raso” encontram-se testemunhos de terrenos altos, entre 500 e 600 m, com superfície plana, denominados tabuleiros, sendo a Serra do Tonã, localizada no noroeste da sub-bacia norte, a feição mais representativa.

A evolução das bacias da margem continental do Atlântico Sul está associada ao desenvolvimento de cinco megassequências: continental (pré e rifte), evaporítica transicional (pós-rifte), plataforma carbonática, marinha transgressiva e marinha regressiva (drifte) (Chang *et al.* 1988; Chang *et al.*, 1992; Mohriak & Leroy, 2012).

Na Bacia do Tucano a Sequência Pré-rifte data do Jurássico e é formada por arenitos continentais e folhelhos lacustres das formações Sergi e Aliança (Costa *et al.*, 2007). A Sequência rifte teve início de sedimentação no Berriasiano, sendo formada por conglomerados da Formação Salvador associados a bordas de falhas, por folhelhos e

turbiditos da Formação Candeias gerados em lagos profundos, por arenitos e folhelhos deltaicos do Grupo Ilhas, e por arenitos fluviais da Formação São Sebastião (Magnavita & Cupertino, 1987; Magnavita *et al.*, 1994).

A sequência pós-rifte (Aptiano/Albiano) é representada pela Formação Marizal, sendo separada na base e no topo por duas discordâncias de caráter regional (Magnavita *et al.*, 2003). Esta fase é tradicionalmente considerada produto de sedimentação em bacia *sag* gerada por subsidência termal (Magnavita *et al.*, 1994), porém trabalhos mais recente sugerem que tectônica sin-rifte tenha sido atuante durante parte da evolução dessa etapa da bacia (eg. Karner *et al.* 2003; Chaboureau *et al.*, 2013; Figueiredo *et al.*, 2015).

A espessura dos sedimentos pós-rifte na Bacia do Tucano é pouco representativa se comparada àquelas preservadas nas bacias marginais do Brasil. A preservação incompleta desta fase têm duas possíveis explicações (Karner *et al.*, 1992): (1) a fase pós-rifte nunca foi depositada e assim a subsidência é limitada ao período ao qual a litosfera encontrava-se em fase de extensão; ou (2) foi depositada e subsequentemente erodida.

A porosidade dos arenitos da fase pré-rifte (Formação Sergi) é considerada primária e apresenta valores de 10-20% em profundidades de 2.5-2.6 km (De Ros, 1986). Essa evidência parece estar de acordo com a primeira hipótese de Karner *et al.* (1992), que sugere que provavelmente não tenha ocorrido deposição significativa de sedimentos pós-rifte. Porém, existem também adeptos da segunda hipótese que sugerem que após o *breakup* no Cretáceo Inferior, as bacias intracontinentais e da margem continental do nordeste brasileiro sofreram soerguimento responsável pela elevação do *footwall* a patamares muito acima do nível do mar (Magnavita *et al.*, 1994; Japsen *et al.*, 2012). A sucessão exposta foi posteriormente denudada em sucessivos eventos que perduraram desde o Campaniano até o Mioceno (Japsen *et al.*, 2012), removendo boa parte dos depósitos das bacias RTJ, Sergipe-Alagoas *onshore* e Araripe.

4.2 O registro aptiano-albiano das bacias do RTJ

O registro sedimentar pós-rifte do sistema RTJ é composto pelos depósitos aluviais da Formação Marizal (Costa *et al.*, 2007) mapeada pela primeira vez por Brazil (1947). Viana *et al.* (1971) reuniu as formações Marizal e Cícero Dantas propostas por Brazil (1947) em uma única unidade (Formação Marizal), mapeando-a como arenitos de granulação fina a grossa, conglomerados polimíticos e subordinadamente siltitos, folhelhos e calcários.

A Formação Marizal foi depositada durante o Cretáceo Inferior (Aptiano), idade determinada com base em estudo de palinomorfos (Viana *et al.*, 1971; Brito, 1979). A unidade ocupa cerca de 2/3 da área do rifte, com espessura média de 150 m, atingindo até 300 m na sub-bacia central.

Dois modelos de deposição foram reconhecidos para a Formação Marizal na Bacia do Recôncavo: 1) rios cascalhosos, proximais, de baixa sinuosidade associados a fluxos de detritos; 2) rios rasos e largos, distais, de sinuosidade baixa a intermediária (Lima & Vilas Boas, 2000). As paleocorrentes neste domínio indicam vetores médios com sentido para sudeste (Lima & Vilas Boas, 2000).

Na sub-bacia central são descritos arenitos micáceos, de granulação média, apresentando estratificação cruzada acanalada e plano-paralela; arenitos conglomeráticos de granulometria fina a grossa com clastos de tamanho seixo e bloco; conglomerados polimíticos sustentados por matriz areno-argilosa e por vezes pelos clastos; e folhelhos e siltitos com laminação plano-paralela em camadas tabulares e lenticulares (Santos & Reis, 2011). Esses sedimentos são interpretados como oriundos de sistema fluvial com direção de fluxo paralela à orientação do rifte, e em leques aluviais associados principalmente às falhas de Caritá e Adustina (Freitas, 2014). A análise de paleocorrentes em conglomerados indica direção de transporte para W-SW e E-SE, enquanto que em arenitos os paleofluxos são predominantemente para S e SW (Santos & Reis, 2011, Figueiredo *et al.*, 2015, Freitas, 2014).

Arenitos de granulação média, com grãos foscas, de alta esfericidade e arredondamento, bem selecionados, bimodais, dispostos em *sets* decimétricos granocrescentes, com estratificação cruzada acanalada, característicos de deposição mediada pelo vento (Santos & Reis, 2011, Figueiredo *et al.*, 2015, Freitas, 2014) são também descritos na sub-bacia central. Paleocorrentes medidas em estratos cruzados de fácies eólicas apresentam vetor médio aproximadamente para NW (Freitas, 2014).

A análise sedimentológica e estrutural da Formação Marizal sugere que a sedimentação ocorreu em sistema fluvial de grande porte, com paleofluxo aproximadamente para sul (Rolim & Mabesoone, 1982, Figueiredo *et al.*, 2015, Freitas, 2014). Este sistema fluvial teria se instalado durante a fase rifte, provocando a sedimentação da Formação São Sebastião, e continuado a se desenvolver durante a fase pós-rifte da bacia, porém com mudanças de áreas-fonte, com visível diminuição da maturidade dos sedimentos (Rolim & Mabesoone, 1982, Figueiredo *et al.*, 2015).

Freitas (2014) apresentou proposta para o posicionamento estratigráfico de importante camada fossilífera de afinidade marinha estudada primeiramente por Silva Santos (1972). Este *datum* regional denominado de Camada Amargosa localiza-se entre o membro inferior (Banzaê) depositado em canais entrelaçados de 5 a 10 m de profundidade e leques aluviais associados a falhas ativas; e o membro superior (Cícero Dantas) depositado em um sistema de canais fluviais com depósitos de diques marginais retrabalhados pelo vento e com planície de inundação caracterizada por laminações cruzadas e depósitos finos (Freitas, 2014).

A Camada Amargosa apresenta espessura variando de meio metro a alguns metros, sendo composta por arenitos heterolíticos com ondulações de corrente e de onda, por folhelhos e localmente por delgadas camadas de calcário (Freitas, 2014). Os fósseis encontrados na Formação Marizal estão preservados em sua maioria nessa delgada camada, destacando-se os macrofósseis *Ogunichthys triangularis* (Alvarado-Ortega & Brito, 2010) e *Nanaichthys longipinnus* (Amaral & Brito, 2012) de afinidade tethiana e icnofósseis tipicamente relacionados à transição das icnofácies Skolithos e Cruziana, de ambiente marinho raso (Freitas, 2014).

O registro pós-rifte não se restringe unicamente aos depósitos da Formação Marizal. Na Serra do Tonã, localizada na porção norte da bacia (Figuras 1 e 2), estão preservados estratos superiores do Andar Alagoas que não se encontram presentes no restante da Bacia do Tucano. A Serra do Tonã é uma mesa de bordas escarpadas situada sobre o baixo estrutural de Salgado do Melão, limitado a oeste pela falha de Caritá e a leste pela falha de São Francisco (Bueno, 1996). Constitui relevo residual que se destaca acima de região extremamente plana caracterizada por arenitos mapeados como Formação Marizal. Esta feição geomorfológica representa testemunho da maior extensão outrora ocupada pela sedimentação neoptiana no interior do Nordeste do Brasil (Braun, 1966; Assine, 1990, 1994; Bueno, 1996).

Rolim (1984) propôs a elevação da Formação Marizal à condição de Grupo, sugerindo duas novas unidades: a Sequência Detrítica e a Formação Serra do Tonã. A Sequência Detrítica, depositada em barras em pontal, é caracterizada por arenitos de granulação fina/média e matriz pelítica, com estratificação cruzada de médio a pequeno porte, apresentando organização estratiforme cíclica com granodecrescência ascendente (Rolim, 1984). A Formação Serra do Tonã foi caracterizada por estrato pelítico margoso e calcários laminados de textura fina, ricos em óxido de ferro, precipitados quimicamente em um lago, que ocorrem sobrepostos aos arenitos fluviais da Sequência Detrítica (Rolim, 1984).

Um nível inferior de carbonatos foi relatado por [Almeida-Filho *et al.* \(2002\)](#), separado do nível superior por uma sucessão siliciclástica de aproximadamente 80 m, indicando que a estratigrafia da Serra do Tonã compreende dois ciclos de deposição carbonática. Essa camada é apontada por [Freitas \(2014\)](#) como correlata à Camada Amargosa.

A análise de ostracodes realizada por [Carvalho & Guzzo \(1998\)](#) nos calcários do nível superior atesta para este origem essencialmente lacustre, possivelmente de idade aptiana-albiana. Corroborando esses dados, [Silveira *et al.* \(2014\)](#) sugerem, a partir de dados isotópicos de carbono e oxigênio, que os carbonatos aptianos do nível superior foram de fato depositados em sistema lacustre, hidrologicamente fechado, com alternância de fases de água doce e fases mais salinas.

A porção superior do Andar Alagoas está registrada também na Bacia de Jatobá. Na Serra Negra e Serra do Periquito são descritos litotipos flúvio-lacustres que se intercalam com carbonatos lacustres laminados, folhelhos lacustres e calcários maciçosossilíferos ([Lima *et al.*, 2011](#)). Esses litotipos representam evidência da existência de um paleolago aptiano com características semelhantes àsquelas descritas para as sucessões coevas das bacias do Araripe e do Tucano ([Lima *et al.*, 2011](#); [Rocha, 2011](#)).

5. FÁCIES SEDIMENTARES

Mapeamento geológico foi realizado na região da Serra do Tonã (Figura 6) com o reconhecimento de quatro unidades estratigráficas representadas por depósitos siliciclásticos e carbonáticos mistos. Os primeiros afloram nos arredores e na escarpa da Serra do Tonã, enquanto as unidades carbonáticas afloram no sopé e topo da mesma.

Fácies sedimentares foram descritas em afloramentos, perfis estratigráficos verticais e testemunho de sondagem (Figuras 7 a 11). Em função da existência de sedimentação mista na sucessão estudada foi realizada descrição separada dos litotipos siliciclásticos e carbonáticos. As fácies siliciclásticas foram descritas macroscopicamente em razão da facilidade de reconhecimento em campo. Com relação aos carbonatos, além da descrição de campo, houve a necessidade de melhor detalhamento em escala microscópica.

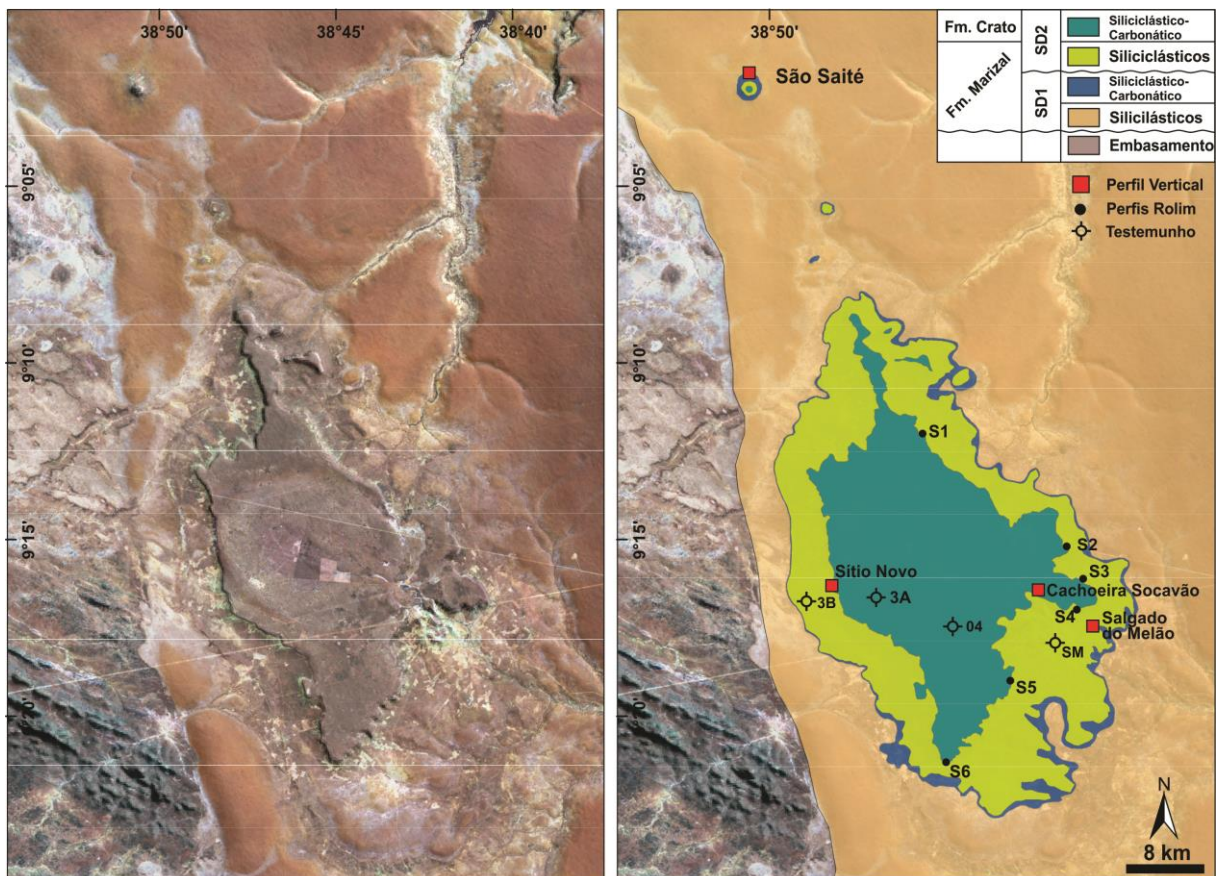


Figura 6 – Mapa geológico da região da Serra do Tonã. Imagem Landsat 7, sensor ETM+, com a composição R5-G3-B2, associada a um modelo digital de elevação elaborado a partir de imagens do radar SRTM (esquerda) e mapa com as unidades litoestratigráficas mapeadas com a posição dos pontos estudados, perfis verticais levantados e testemunhos (direita). SM = 2-TN-SM-BA; 3A = 2-TN-ST-3A-BA; 3B = 2-TN-ST-3B-BA.

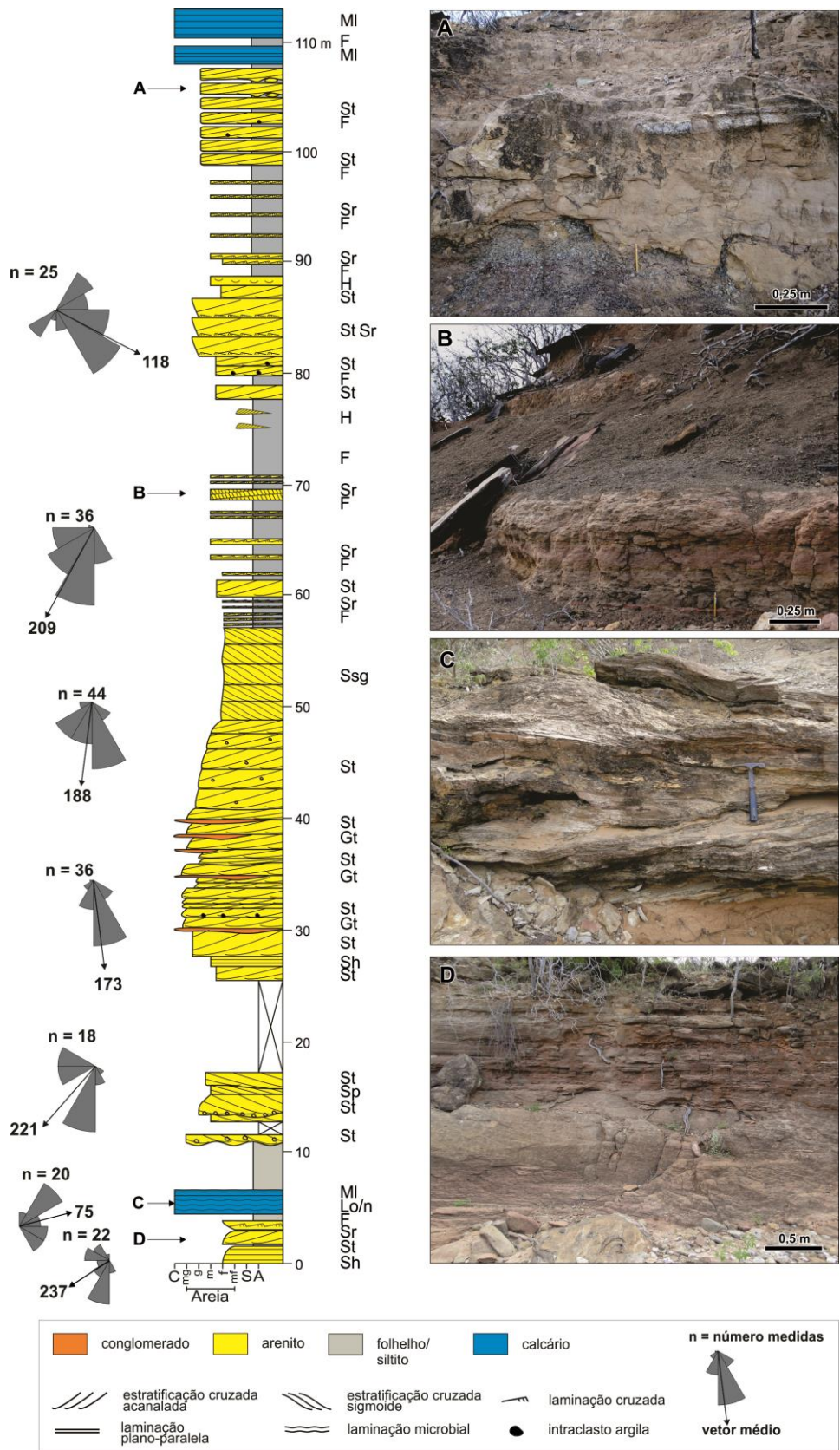


Figura 7 – Perfil vertical composto Salgado do Melão. A: Arenitos (St) sotopostos a lamitos (F) com estrutura de sobrecarga; B: Sucessão de camadas tabulares de lamito cinza (F) e arenito fino micáceo (Sr); C: Carbonatos da porção inferior com topo ondulado; D: Porção terrígena abaixo dos carbonatos inferiores, evidenciando a sucessão de arenitos (St) intercalados com lamitos (F).

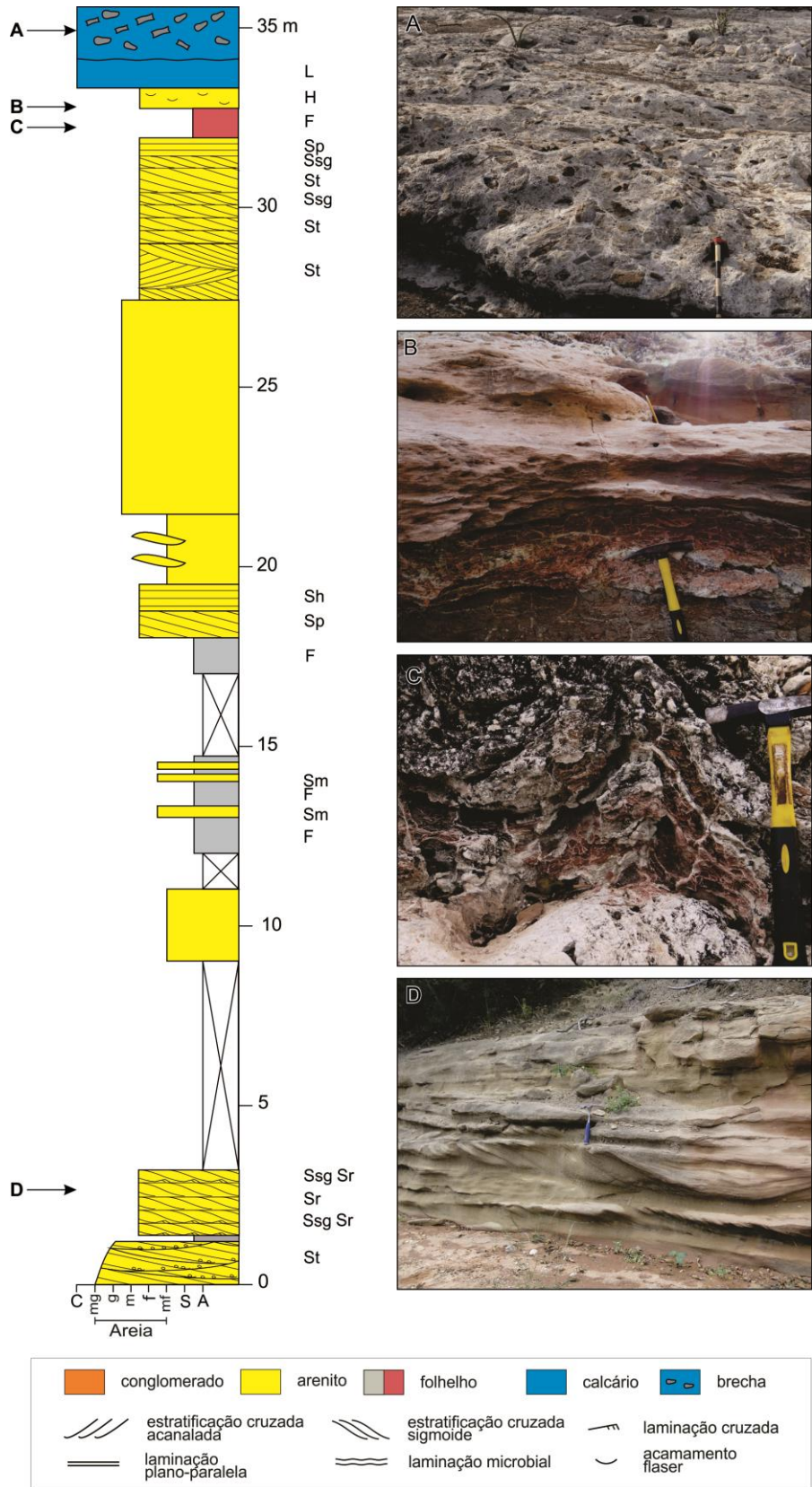


Figura 8 – Perfil vertical Cachoeira Socovão. A: Brecha cenozoica desenvolvida sobre sucessão siliciclástica; B: Lamito vermelho (F) com fraturas preenchidas por calcita em contato com arenito com acamamento *flaser* (H); C: Lamito vermelho (F) deformado com calcita cimentada entre a laminação e em fraturas paralelas à direção da charneira; D: *Sets* tabulares de 30 cm de espessura em média, com estratificação cruzada sigmoide.

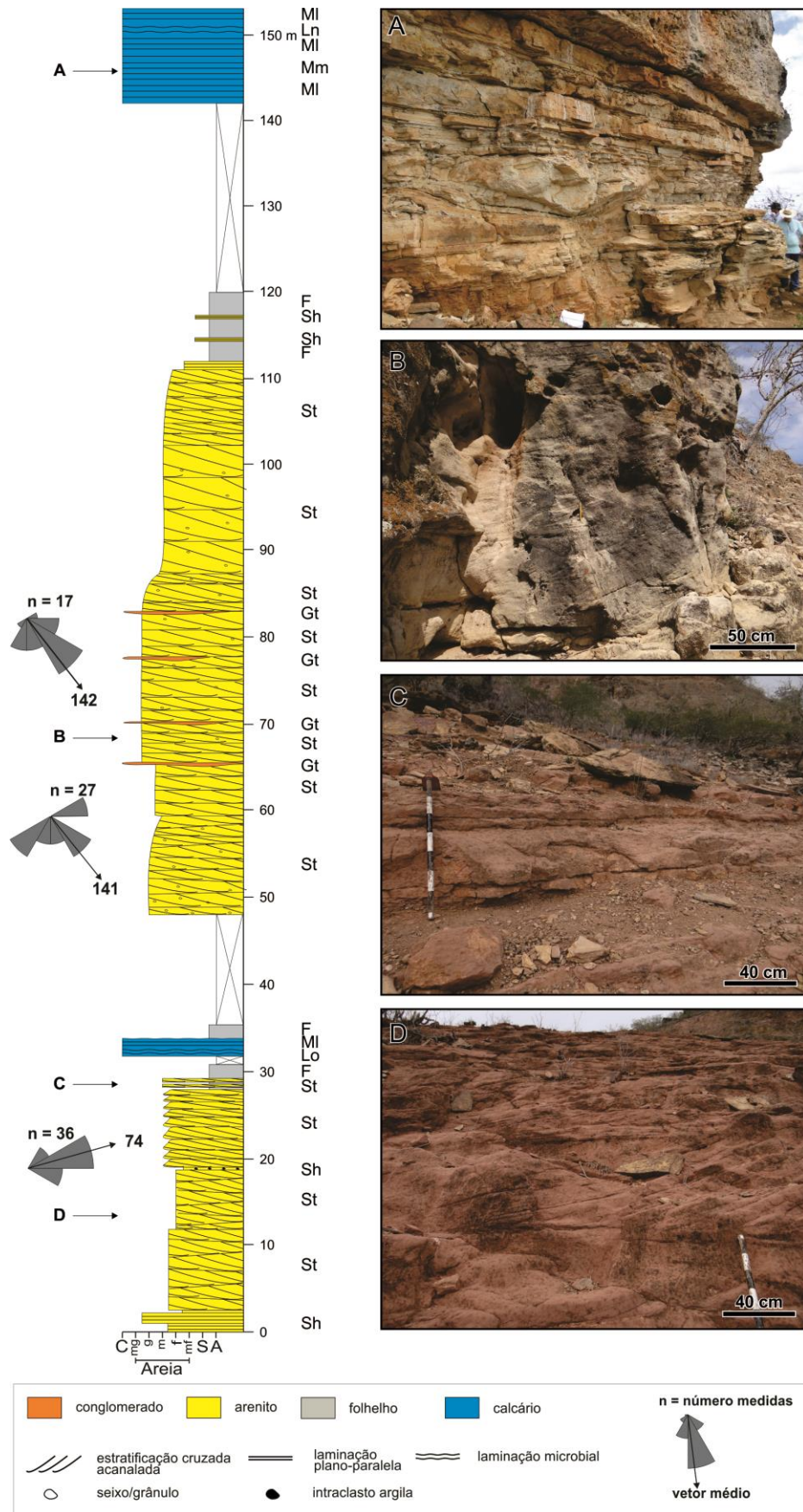


Figura 9 – Perfil vertical São Saité. A: Intercalação de *mudstone* laminado (MI) com *mudstone* maciço (Mm); B: Arenito com estratificação cruzada acanalada (St) com grânulos dispersos; C: Intercalação de arenito St com lamito marrom (F); D: *Sets* decimétricos de arenito St.

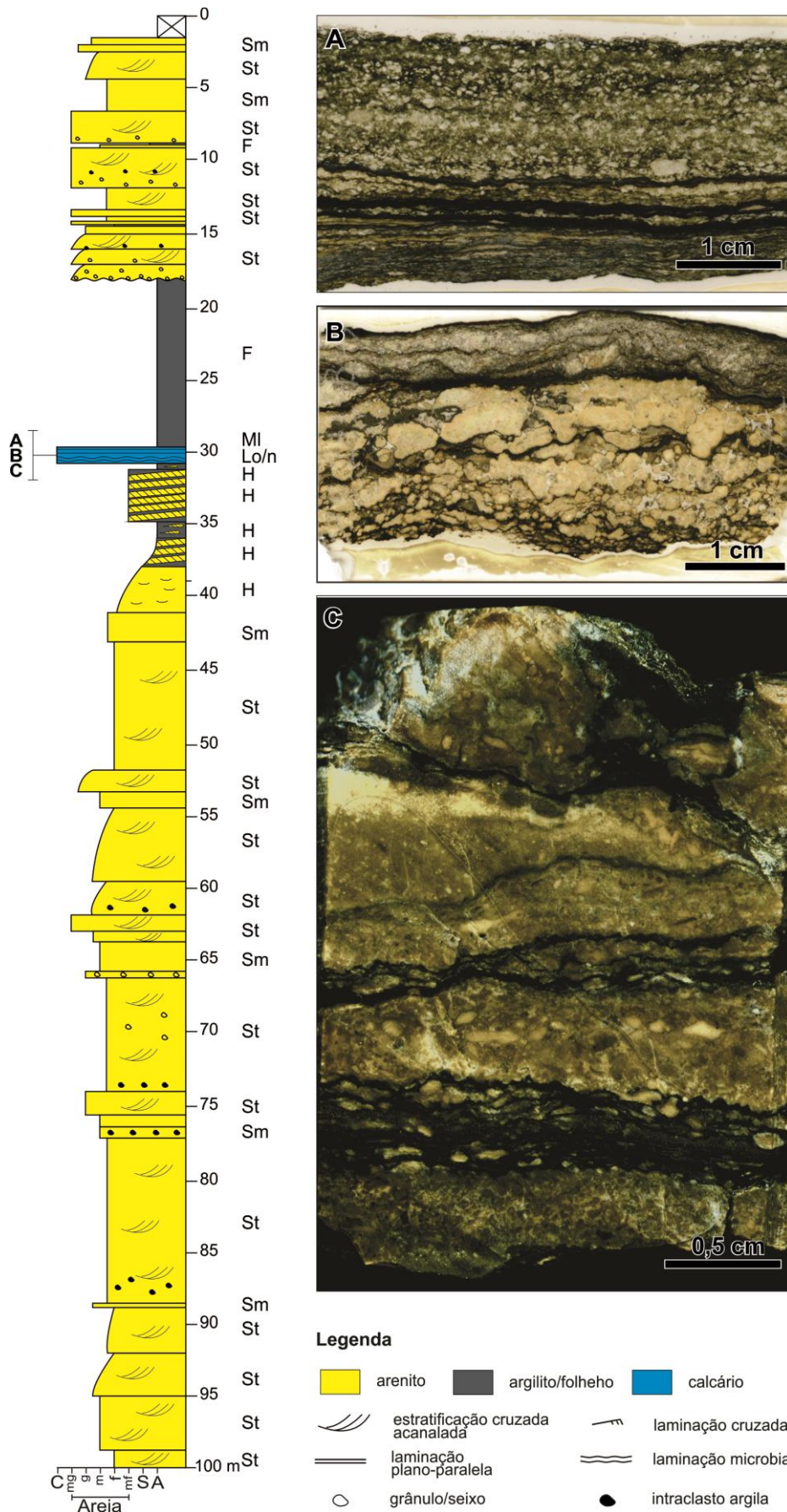


Figura 10 – Testemunho 2-TN-SM-BA. A: Ostracodito (O) intercalado com níveis de folheho (F); B: Laminito nodular (Ln); C: Laminito ondulado (Lo).

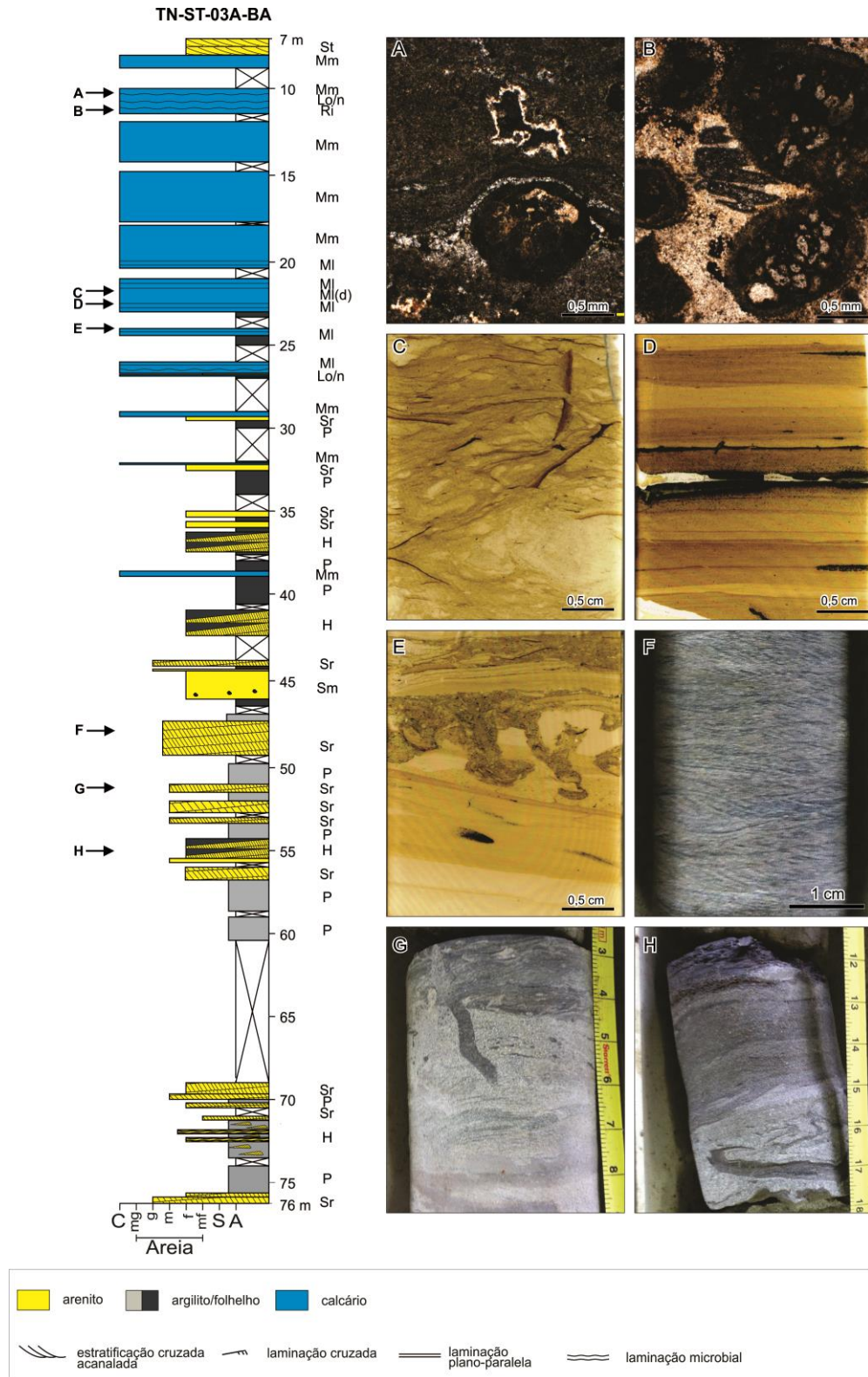


Figura 11 - Testemunho 2-TN-ST-3A-BA. A: Nódulo carbonático em laminito microbial; B: Intrasclastos e *grapestones* em *rudstone*; C: Deformações e rupturas da laminação em provável *mudstone* laminado; D: *Mudstone* laminado com preservação de matéria orgânica; E: Bioturbações preenchidas por grãos siliciclásticos, desenvolvidas em *mudstone*; F: *Climbing ripples* com argilominerais nos *foresets*; G: Bioturbação preenchida por argilito cinza em arenitos micáceos; H: Deformações com rompimento da laminação na porção inferior da imagem.

5.1 Fácies Siliciclásticas

A denominação das fácies sedimentares baseou-se no código de fácies de [Miall \(1978\)](#). Para tal, foram descritas composição mineralógica, granulação das rochas e estruturas sedimentares. A partir desses dados as fácies foram individualizadas e representadas por duas letras, sendo a primeira maiúscula, representativa do litotipo e a segunda minúscula, indicativa da estrutura sedimentar presente. Para cada fácies foram inferidos os processos físicos inerentes à sua formação, tendo como principais parâmetros especulativos o tipo de transporte dos grãos e o fluxo sob o qual foram geradas as formas de leito. No total foram individualizadas dez fácies siliciclásticas, descritas a seguir.

Conglomerados com estratificação cruzada acanalada - Gt

Descrição - Camadas lenticulares e tabulares, decimétricas, comumente apresentando base erosiva. Composta basicamente por grânulos e seixos (quartzo de veio, granitos, gnaisses) com matriz formada por areia muito grossa. Organizam-se internamente de forma a compor estratos cruzados de porte decimétrico ([Figura 12](#)). Diferenciam-se de arenitos conglomeráticos por apresentarem, em média, mais de 15% de clastos, portanto, classificados como paraconglomerados.

Interpretação - Esta fácies é interpretada como depósitos de migração de barras conglomeráticas e preenchimento do talvegue de canais fluviais por ação de correntes com predomínio de carga de fundo ([Rust, 1978](#); [Todd, 1996](#)).

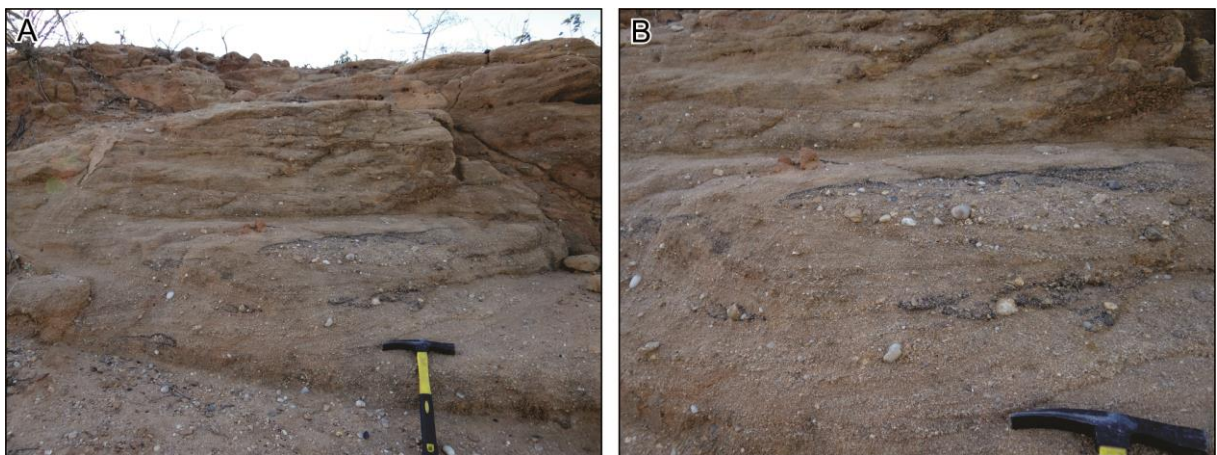


Figura 12 - Conglomerado com estratificação cruzada acanalada. A: Barras conglomeráticas de porte decimétrico; B: Detalhe de A, mostrando a distribuição espacial dos clastos na estratificação cruzada.

Arenitos com estratificação cruzada acanalada – St

Descrição - A fácies St forma camadas com espessura decimétrica a métrica e de extensão lateral métrica a decamétrica (Figura 13). Apresenta granulação nas frações fina a muito grossa, com baixa a moderada seleção e baixa a alta esfericidade. Seixos e grânulos são comuns e encontram-se tanto dispersos, quanto dispostos nos *foresets* e acompanhando os planos de estratificação. Trata-se da fácies mais abundante no registro siliciclástico da Serra do Tonã. Intraclastos de argila também são observados associados a essa fácies e ocorrem de forma dispersa.

Interpretação - A fácies é interpretada como o produto da migração de dunas de cristas sinuosa e linguóides (dunas 3D), sob a ação de fluxo predominantemente unidirecional, em regime de fluxo inferior. Os grãos são transportados por arrasto, rolamento (areia mais grossa) e saltação (areia mais fina). A presença de seixos e grânulos acompanhando o plano da estratificação é indicativa da ação de correntes trativas concomitantes à migração das dunas (Allen, 1963; Collinson *et al.*, 1996; Reesnick & Bridge, 2011).

Arenitos com estratificação cruzada planar - Sp

Descrição – Esta fácies compõem camadas decimétricas e de extensão lateral métrica, apresentando geometria tabular a cuneiforme. O ângulo dos *foresets* é muito variável, oscilando entre poucos graus e máximos de 30°. Apresenta granulação fina a média, com seleção moderada a alta (Figura 14 A).

Interpretação - A fácies é oriunda de migração de dunas subaquosas em fluxo unidirecional nas condições de regime de fluxo inferior com predomínio de processos trativos. No entanto, as dunas apresentam menor complexidade que as dunas das fácies St, apresentando cristas retas a linguóides (dunas 2D) (Allen, 1963; Collinson *et al.*, 1996).

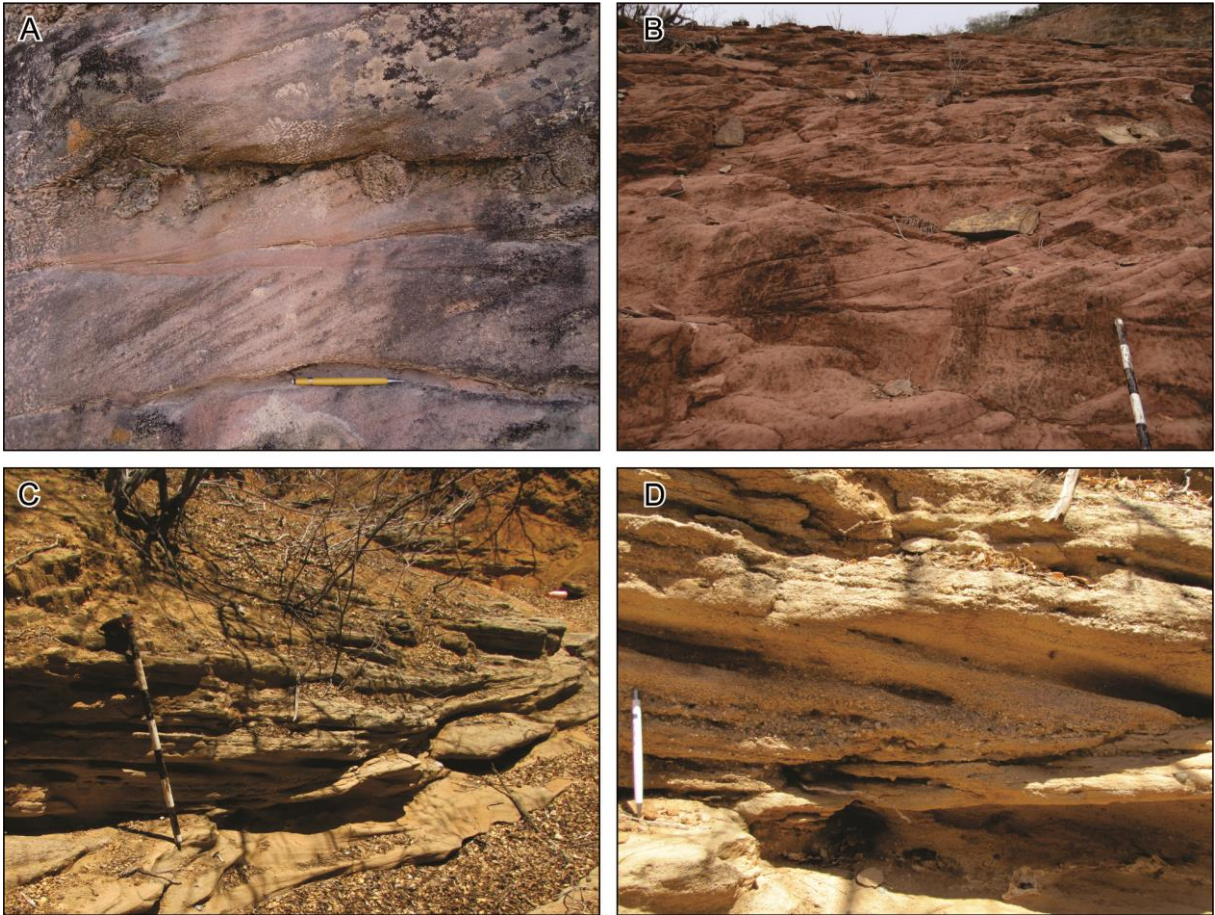


Figura 13 – Arenito com estratificação cruzada acanalada (St). A: *Sets* praticamente tabulares de porte centimétrico a decimétrico constituído por arenito médio a grosso; B: Arenito médio em *sets* tabulares de porte decimétrico a métrico com estratificação cruzada acanalada; C: Arenito com estratificação cruzada acanalada em *sets* de porte métrico; D: Detalhe da terminação do *set* do item C, com concentração de grânulos e seixos.

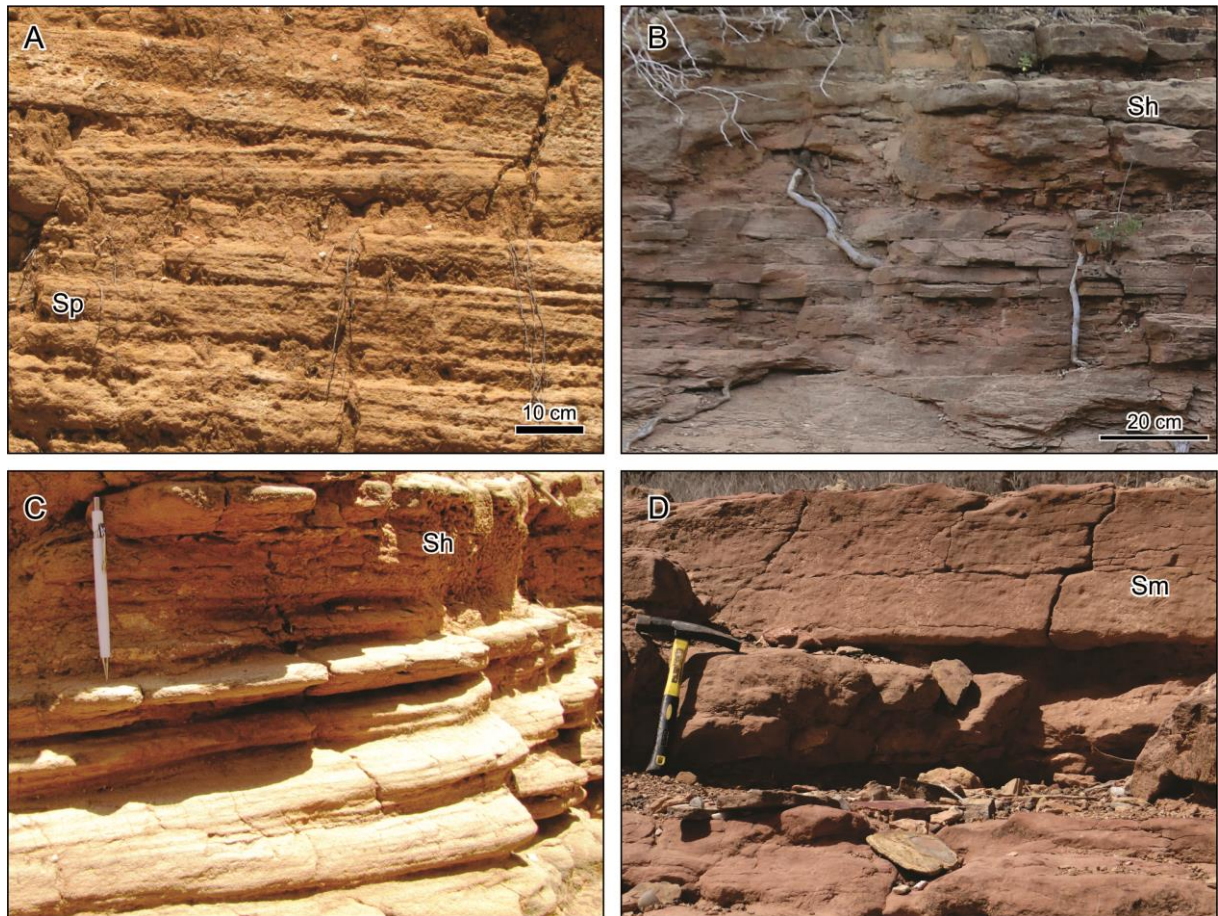


Figura 14 – Fácies siliciclásticas arenosas da Serra do Tonã. A: Arenito fino a médio com estratificação cruzada planar de baixo ângulo (Sp); B: Arenito fino com estratificação plano-paralela intercalada com delgados níveis de argilito (Sh); C: Arenito em ciclos de alta frequência de granodrecrescência ascendente (areia média gradando a fina), disposto em *set* de porte decimétrico com estratificação plano-paralela (Sh); D: Arenito fino de aspecto maciço (Sm), intercalado a níveis delgados de lamito (F).

Arenitos com estratificação plano-paralela – Sh

Descrição - A fácies Sh é composta por arenitos finos/muito finos, de cor creme, em *sets* centimétricos a decimétricos com estratificação plano-paralela (Figura 14 B, C). Variações granulométricas nos *sets* com intercalações de arenito fino com muito fino são abundantes, também ocorrendo linhas de areia grossa concentradas entre os planos da estratificação.

Interpretação - A fácies Sh é característica de regime de fluxo superior, com alta energia de corrente. A estratificação é formada em leito plano, onde os grãos são transportados predominantemente por arrasto (Frostick & Reid, 1977; Best & Bridge, 1992).

Arenitos maciços – Sm

Descrição - Arenitos aparentemente maciços (Figura 14 D) são pouco comuns no registro siliciclástico da Serra do Tonã. Formam camadas centimétricas a métricas, tabulares, constituídas por quartzo arenitos de granulação fina a grossa, de seleção moderadas. Podem ser observados ocasionalmente intraclastos de argila dispersos na camada.

Interpretação - Nesta fácies, a feição aparentemente maciça deve estar associada à obliteração de estruturas pré-existentes pelos processos de perda de fluidos por sobrecarga sedimentar durante diagênese, devido à homogeneidade da granulação ou por ação biogênica (Miall, 1978, 1996).

Arenitos com estratificação cruzada sigmoide – Ssg

Descrição - Arenitos com geometria sigmoide (Ssg) apresentam granulação fina a grossa, e encontram-se dispostos em *sets* centimétricos a decimétricos com estratificação cruzada que tangencia os limites inferior e superior dos *sets* (Figura 15). Associados a essa fácies comumente observam-se *drapes* de argila recobrando as camadas, além da ocorrência de argilominerais que se acumulam principalmente na porção inferior dos *foresets* da estratificação.

Interpretação - Em condições de fluxo transicional entre os campos de estabilidade da duna e o campo do regime de fluxo superior, a porção superior das dunas é comumente erodida. A ocorrência da fácies Ssg sugere que à medida que o regime de fluxo superior é alcançado, com aumento da velocidade da corrente, a estratificação cruzada das dunas se transforma de festonada para sigmoide, com *topset*, *foreset* e *bottomset* distintos (Fielding, 2006). A presença de tangenciabilidade na porção superior da forma indica que parte da carga sedimentar foi transportada por suspensão.



Figura 15 – Arenito com estratificação cruzada sigmoide. A: *Sets* de até 20 cm com estratificação cruzada sigmoide; B: Detalhe do *set* exibido na figura A mostrando os ciclos mais arenosos intercalados a ciclos delgados de argila preta; C: Arenito com estratificação cruzada sigmoide em *sets* tabulares de porte decimétrico, com ondulações na parte superior dos *foresets*; D: *Set* de arenito micáceo com estratificação cruzada sigmoide e micas nos *foresets*.

Arenitos com laminação cruzada cavalgante – Sr

Descrição - Camadas centimétricas a métricas com grande extensão lateral. Fácies composta por quartzo-arenitos ou arenitos micáceos, estes formados por micas escuras que se aloca nos *foresets* da laminação (Figura 16). Os grãos de quartzo variam de finos a médios e apresentam boa esfericidade e seleção. A laminação cruzada apresenta diversos graus de cavalgamento, predominando os de baixo ângulo.

Interpretação - A fácies Sr é interpretada como depósito de suspensão / tração em regime de fluxo inferior, gerado pela migração de marcas onduladas na direção das correntes de fundo (Allen, 1963; De Raaf *et al.*, 1977; Miall, 1977).

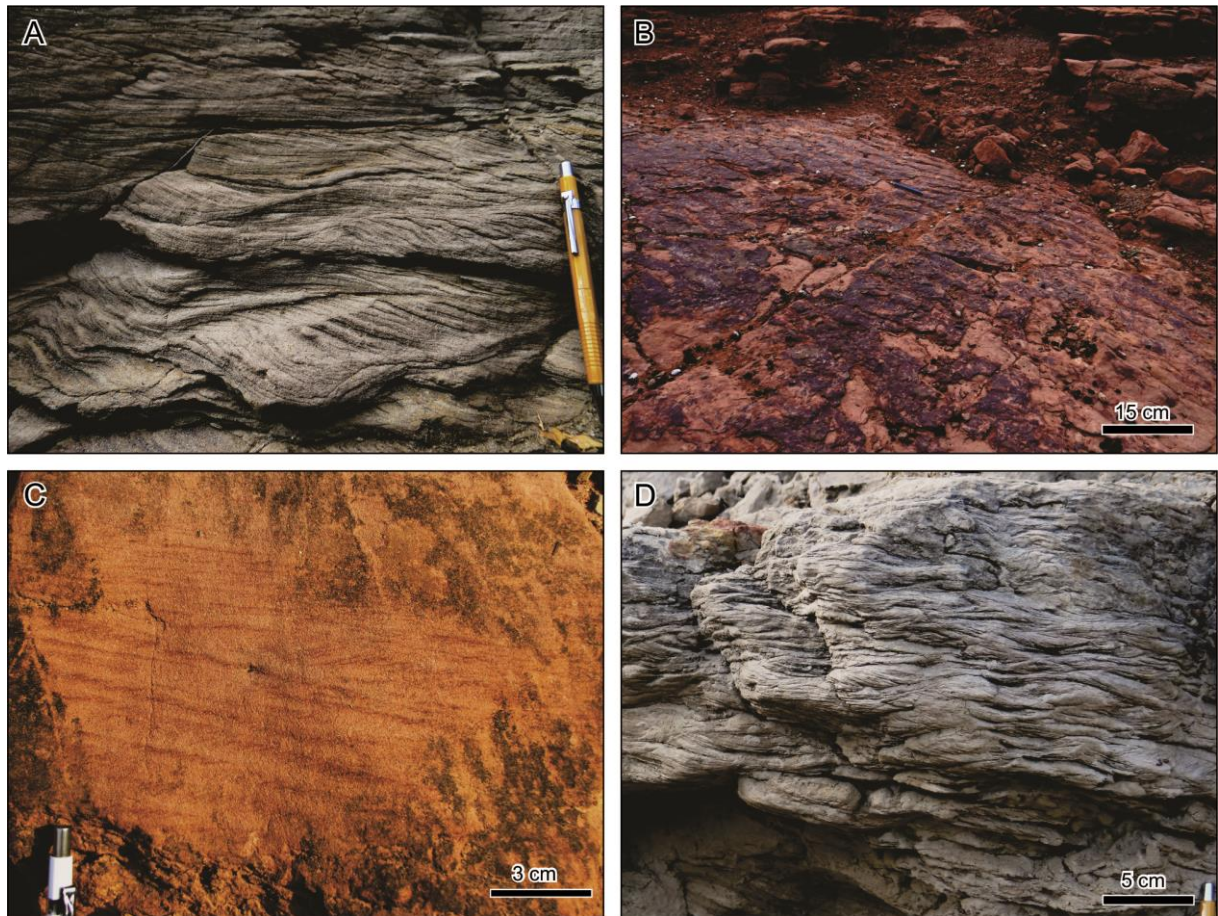


Figura 16 – Arenito com laminação cruzada (*ripples*). A: Arenito micáceo com laminação cruzada cavalgante; B: Vista em planta de marcas onduladas; C: *Climbing ripples* de baixo ângulo; D: Laminação cruzada em arenito micáceo.

Fácies Heterolíticas – H

Descrição - Camadas tabulares com espessura centimétrica a decimétrica. Caracterizada pela intercalação em diferentes proporções de areias de granulação fina a média, com laminação cruzada e argilas cinza / preta (Figura 17). As argilas podem estar depositadas nas calhas da laminação cruzada (*flaser*); capeando os arenitos (*wavy*); ou formando camadas com lentes de areia (*linsen*). Foi observado em testemunho de sondagem que a fácies H pode encontrar-se deformada, apresentando feições rúpteis quando há o predomínio de areia, e dúcteis, quando há predomínio de argila.

Interpretação - A origem da fácies H está relacionada com a alternância de corrente fluvial ou à ação de ondas com períodos de águas estagnadas. A areia pode ser transportada por tração ou suspensão, já a argila é produto da decantação em períodos onde o fluxo é muito baixo ou ausente (Bhattacharya, 1997). As deformações observadas junto à fácies heterolíticas podem ser interpretadas como sismitos, com geração de falhas, padrões zebrados deformados

e dobras interestratais (Montenat *et al.*, 2007), ou como produto dos efeitos de compactação agindo sobre sedimentos de diferentes reologias.

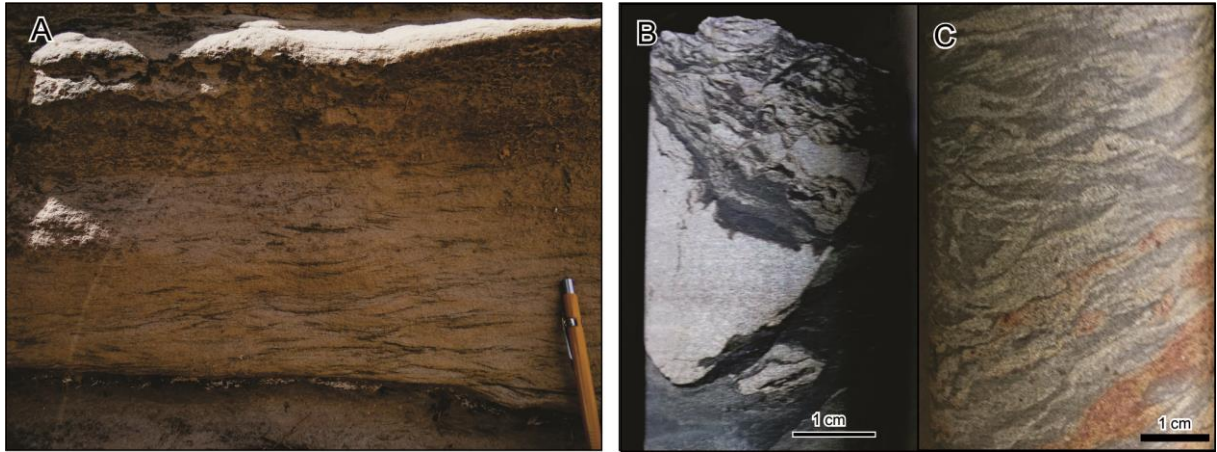


Figura 17 – Fácies Heterolíticas. A: Arenito com laminação cruzada e argila escura nas calhas da laminação (acamamento *flaser*); B: Falhas normais e deformações em argilito preto intercalado com arenito muito fino quartzoso (acamamento *linsen*); C: Deformação em arenito finamente interlaminação com argilito preto, exibindo padrão zebreado.

Finos – F

Descrição - Camadas lenticulares e tabulares, centimétricas a métricas, com grande extensão lateral. Composta por folhelhos, argilitos, lamitos e siltitos de matizes cinza, verde, vermelha e preta, podendo apresentar tanto laminação plano-paralela quanto estrutura maciça (Figura 18 A, B).

Interpretação - Esta fácies é interpretada como depósitos de decantação em águas calmas sem ação de correntes de fundo, embora trabalhos recentes (Marriot & Wright, 2004; Wright & Marriot, 2007) apontem a importância no registro sedimentar de folhelhos transportados em fluxos subaquosos, na forma granular, que sofreram compactação responsável por transformar estrutura estratificada em maciça.

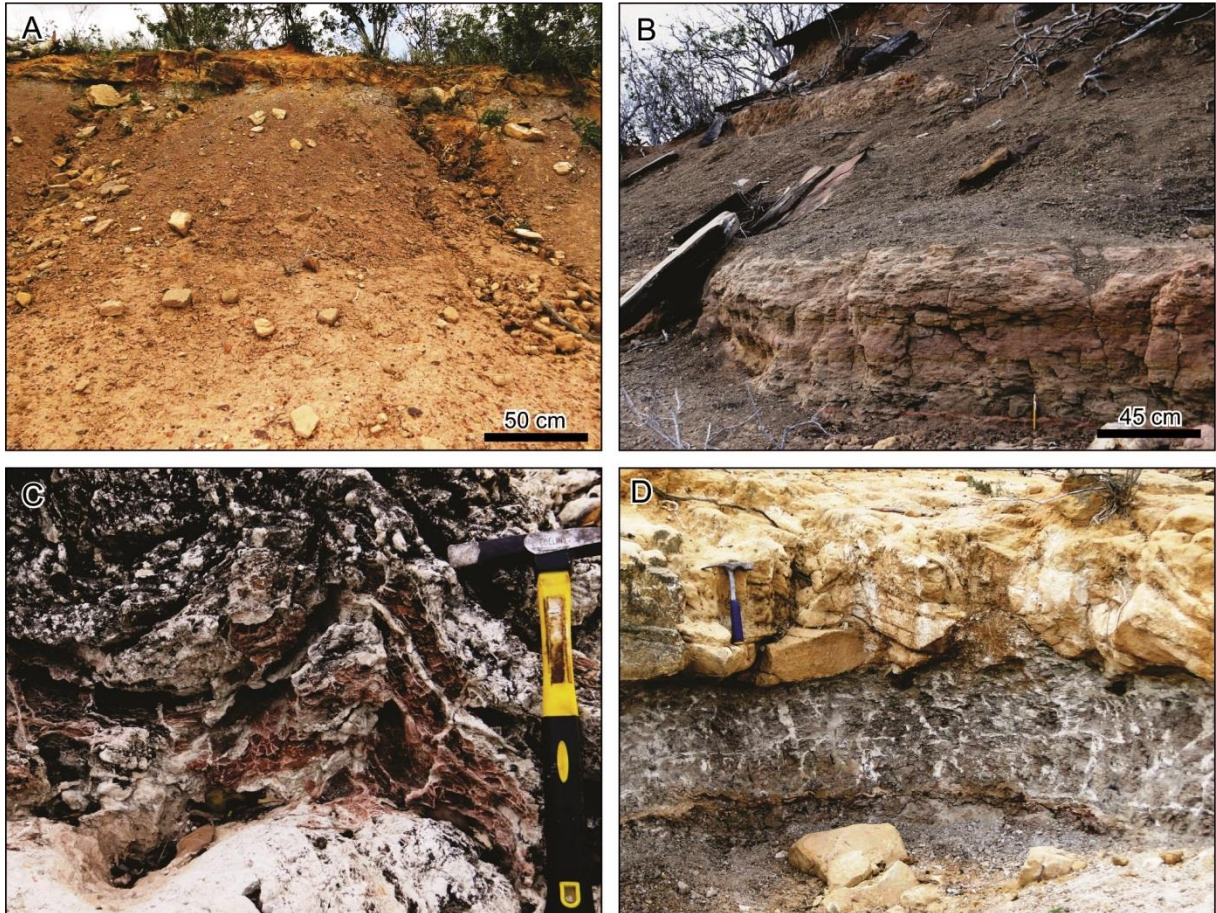


Figura 18 – Finos. A: Espesso pacote de lamito em contato superior com arenito com estratificação cruzada; B: Intercalação de pacotes de grande extensão lateral de lamito cinzas com camadas de arenito com laminação cruzada; C: Dobras desenvolvidas em paleossolo argiloso com padrão de fraturas sub verticais preenchidas por calcita; D: Padrão reticulado de fraturas preenchidas por calcita em lamito cinza.

Paleossolos – P

Descrição – Argilitos e lamitos, de cor vermelha a marrom, com intensa deformação, tanto na forma de dobras quanto na forma de fraturas preenchidas por calcita e pseudomorfos de sal (Figura 18 C, D). Arenitos de aspecto maciço, com nódulos carbonáticos de até 2 cm também são observados associados a arenitos St, Sp e Sh.

Interpretação – Os paleossolos pelíticos são interpretados como desenvolvidos em região com acentuada oscilação do nível freático, dada sua alta concentração de vênulas de carbonato de cálcio. Já os paleossolos desenvolvidos em arenitos são interpretados como solos desenvolvidos no topo de barras de rios entrelaçados estáveis.

5.2 Microfácies carbonáticas

Duas unidades carbonáticas foram reconhecidas durante o mapeamento geológico e o levantamento de perfis estratigráficos verticais (Figura 6). A laminação aparentemente monótona em escala macroscópica revelou uma maior complexidade ao serem analisadas por microscopia ótica.

Laminito ondulado – Lo

Descrição - Os laminitos ondulados são caracterizados pela alternância de laminação carbonática milimétrica a centimétrica, ocasionalmente preservando filmes orgânicos (Figuras 19 A, B e 20 A). Os filmes apresentam forma bastante irregular, apresentando contornos convexos para o topo, sendo basicamente constituídos por matéria orgânica, cristais de pirita e sulfatos de cálcio e magnésio, gipsita e epsomita. Intercalados aos níveis com filmes orgânicos ocorrem intraclastos arredondados e alongados constituídos por micrita oncoides e restos de conchas de ostracodes. As porções carbonáticas da rocha são principalmente formadas por micrita e peloides, apresentando textura grumosa. Em locais silicificados desta fácies fica evidente que as porções carbonáticas eram compostas quase que unicamente por células cocoides com bainha preservada, cujo diâmetro varia de 1 a 40 µm. Níveis apresentando laminação rompida e *tepees* são comuns. Uma particularidade desta fácies é a presença localizada de concentrações bioclasto-suportadas de ostracodes articulados e desarticulados, que conformam a laminação. Os ostracodes articulados apresentam cimentação drusiforme e contêm em seu interior esferoides e calcedônia.

Interpretação - Os laminitos são interpretados como microbialitos de acordo com Burne & Moore (1987). Estes são considerados produto de organomineralização (Perry *et al.*, 2007), com precipitação mineral mediada pela atividade de comunidades microbianas fotossintetizantes, formadoras de EPS – substâncias poliméricas extracelulares (Dupraz *et al.*, 2009). Os componentes e aspectos texturais mais comuns dos laminitos microbianos são micrita - formada por células e biofilmes calcificados; textura grumosa - gerada pela calcificação de EPS e pelo aprisionamento de micrita; cianobactérias cocoides com bainha calcificada; pelóides e agregados microbiais calcificados; microesparita e esparita; partículas alóctones aprisionadas por esteiras microbianas; e poros dos tipos intersticial, fenestral e cavidades tipicamente geradas pelo crescimento de bioermas microbianas (Riding, 2000).

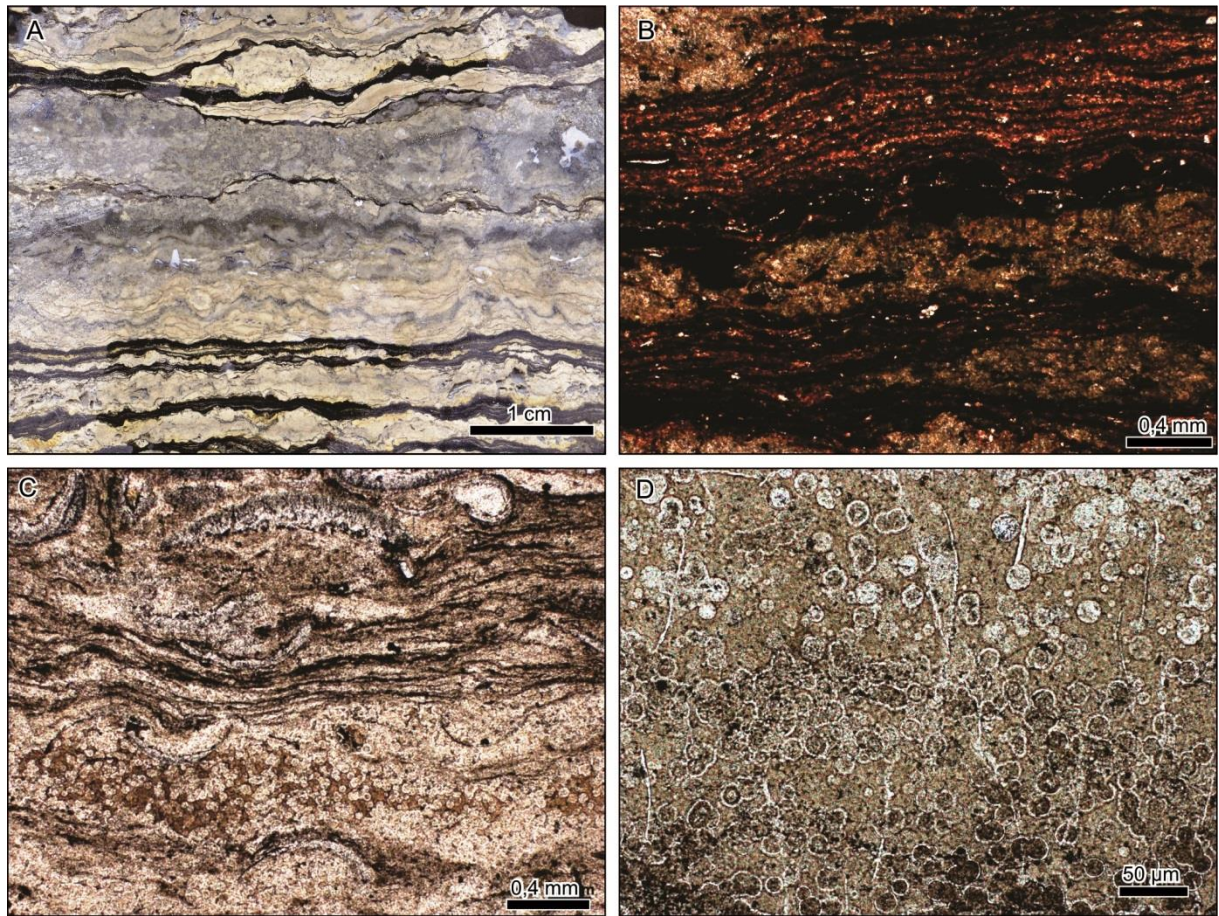


Figura 19 – Laminito ondulado. A: Face polida de amostra do testemunho 1-TN-SM-BA, mostrando a laminação irregular dada pela intercalação de níveis orgânicos com carbonáticos, típica da fácies Lm; B: Detalhe da laminação microbial em lâmina delgada; C: Laminito ondulado silificicado, com preservação de cianobactérias em camadas carbonáticas, ostracodes desarticulados disseminados ou dispostos horizontalmente e preservação de lâminas orgânicas; D: Detalhe de camada carbonática, mostrando células cocóides (cianobactérias) com tamanho variando entre 1 a 40 μm , muitas vezes apresentando padrão de divisão celular.

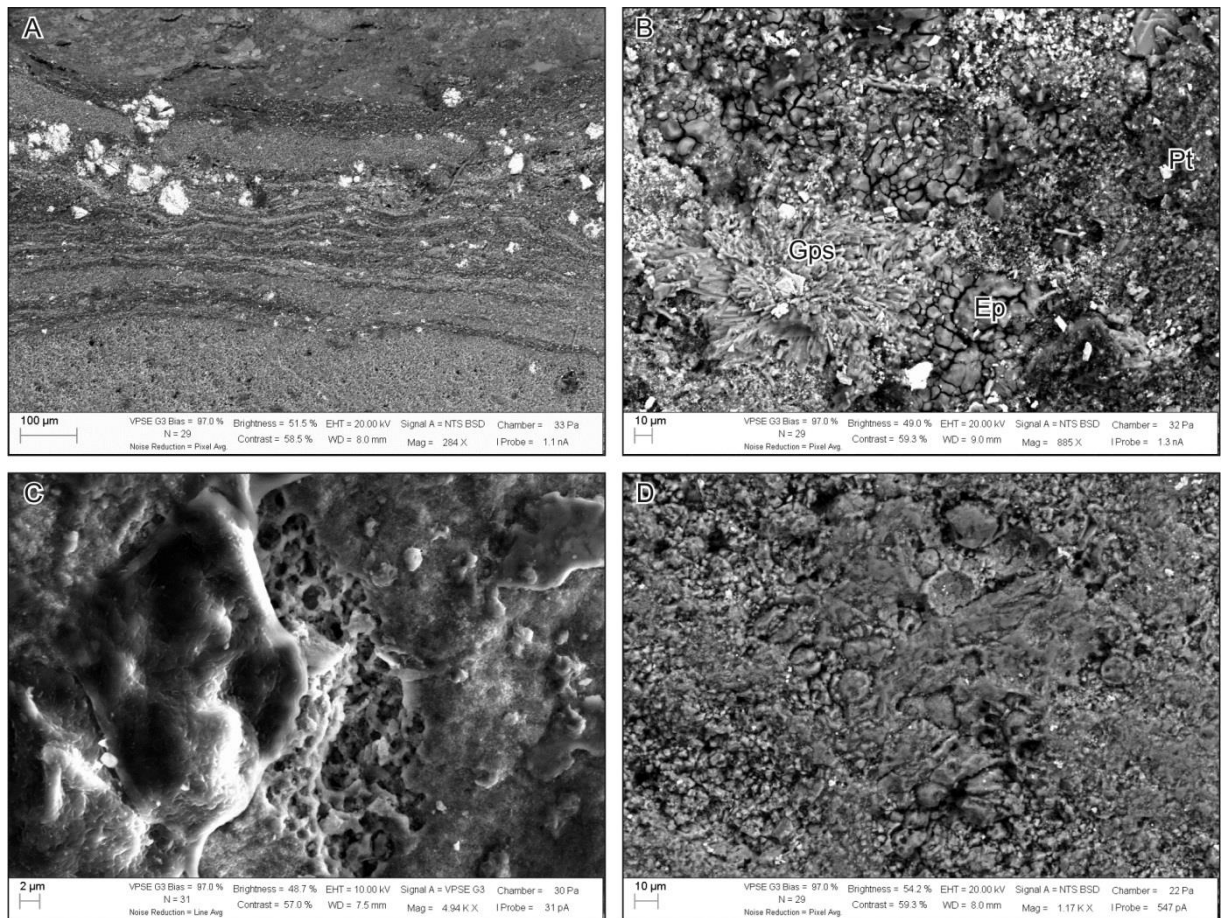


Figura 20 – Imagens em MEV da fácies laminito ondulada. A: Intercalação de níveis orgânicos com matéria carbonática. Presença de pirita junto às porções orgânicas; B: Cristais de gipstita e epsomita que por vezes formam lâminas contínuas; C: Detalhe para EPS degradado, formando estrutura *honeycomb*; D: Detalhe para as porções carbonática, com preservação de células cocóides com diâmetros variando entre 10 e 20 μm.

Laminito nodular - Ln

Descrição - Composta por filmes orgânicos de perfil serrilhado que tendem a compor formas convexas para o topo e que separam camadas e níveis lenticulares com bordas irregulares na forma de tubérculos ou formas circulares (nódulos) silicificadas (Figuras 21 e 22). Os filmes orgânicos intercalam-se a níveis puramente carbonáticos, formados por micrita e pelóides, localmente cimentados por calcita espática o que confere à microfácies uma textura grumosa característica. Parte dos pelóides desta microfácies, à semelhança da microfácies anterior, originalmente constituíam células cocóides. Os nódulos muitas vezes ocorrem silicificados com padrão radial. É bastante comum a presença de cristais de pirita disseminados pela rocha, no entanto, estes ocorrem com maior concentração associados aos filmes orgânicos.

Interpretação - Oriunda de organomineralização em esteiras microbianas, sendo os pelóides o produto da micritização de células cocóides. As formas de tubérculos e nodulares silicificadas sugerem ambiente com intensa evaporação e pH elevado com precipitação de sílica. Níveis orgânicos escuros com pirita sugerem condição de anoxia, provavelmente em níveis mais protegidos da luz solar dentro da esteira microbiana.

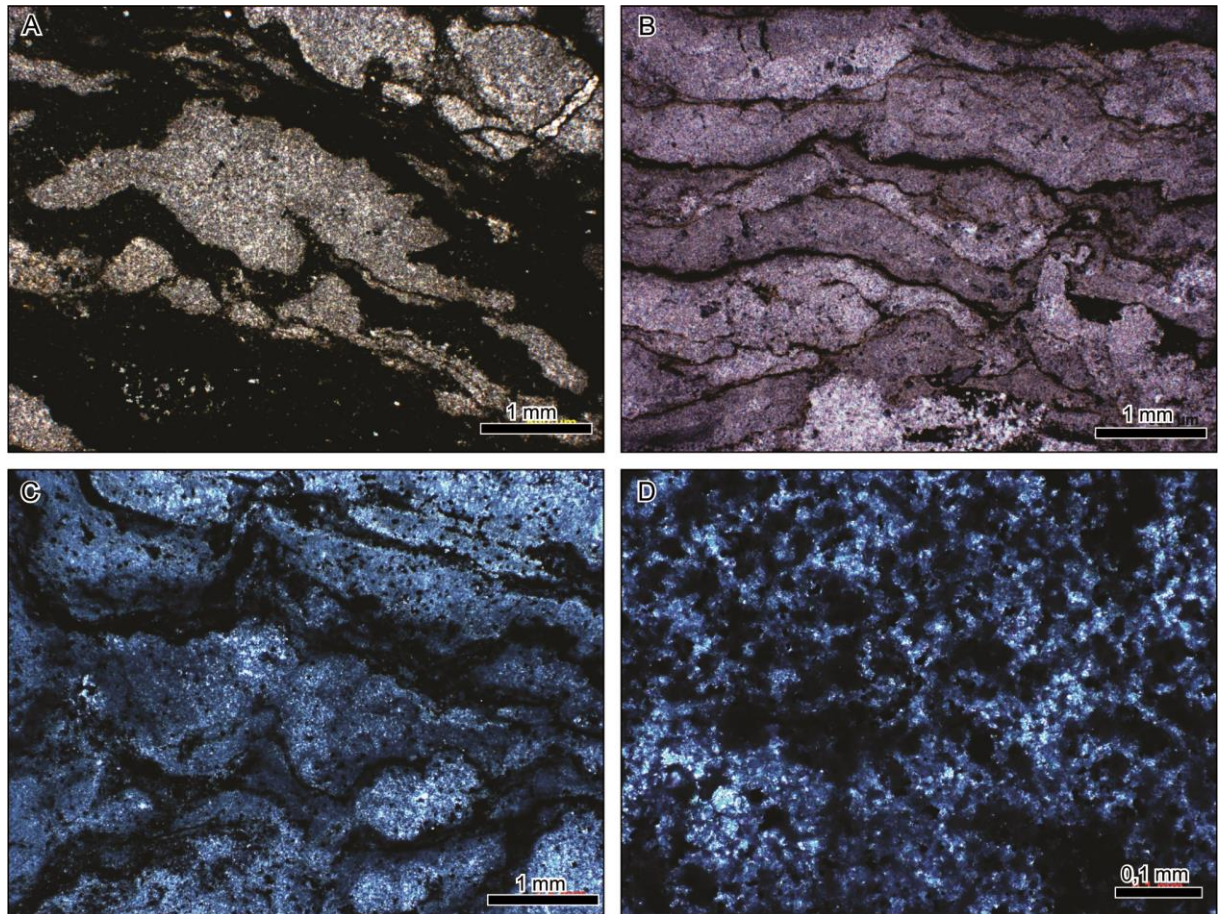


Figura 21 – Fotomicrografias de exemplares da fácies laminito nodular. A: Formas alongadas e deformadas descontínuas de composição carbonática que cresceram dentro de lâminas orgânicas; B, C: Nódulos e camadas carbonáticas amoldadas em forma de tubérculos interlaminados com matéria orgânica; D: Detalhe de um dos nódulos da figura C apresentando textura grumosa, com *pellets* em cimento espático.

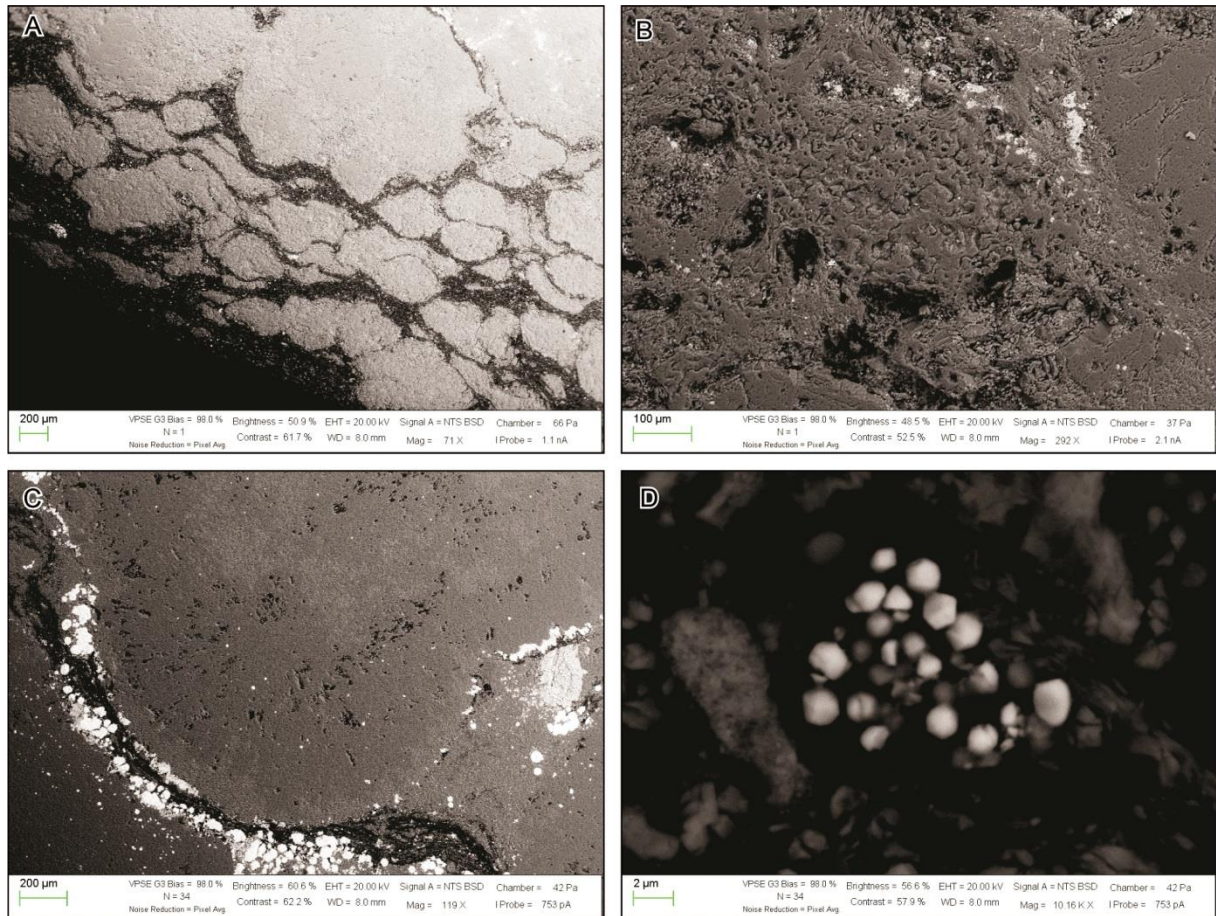


Figura 22 – Imagens de MEV da fácies laminito nodular. A: Formas alongadas horizontalmente com aparência de tubérculos e nódulos, interlaminados com filmes orgânicos; B: Preservação de EPS junto com células cocóides calcificadas; C: Esferulito com forma radiada deformando nível orgânico rico em frambóides de pirita; D: Detalhe de pirita framboidal crescendo em meio a nível orgânico com fragmento carbonáticos.

Rudstone - R

Descrição - *Rudstones* constituem a microfácies menos comum, sendo composta basicamente por intraclastos e *grapestones* (Figura 23). Os intraclastos são formados por esferoides - células cocóides com bainha preservada e diâmetro de poucos micrometros -, por fragmentos de conchas de ostracodes e por fragmentos de ossos, escamas e dentes de peixes. A fácies **R** se encontra geralmente silicificada, com porosidades preenchidas por calcedônia e sílica microcristalina.

Interpretação - Esta microfácies é considerada como produto do retrabalhamento dos microbialitos, provavelmente após estes terem sido ressecados devido à exposição subaérea.

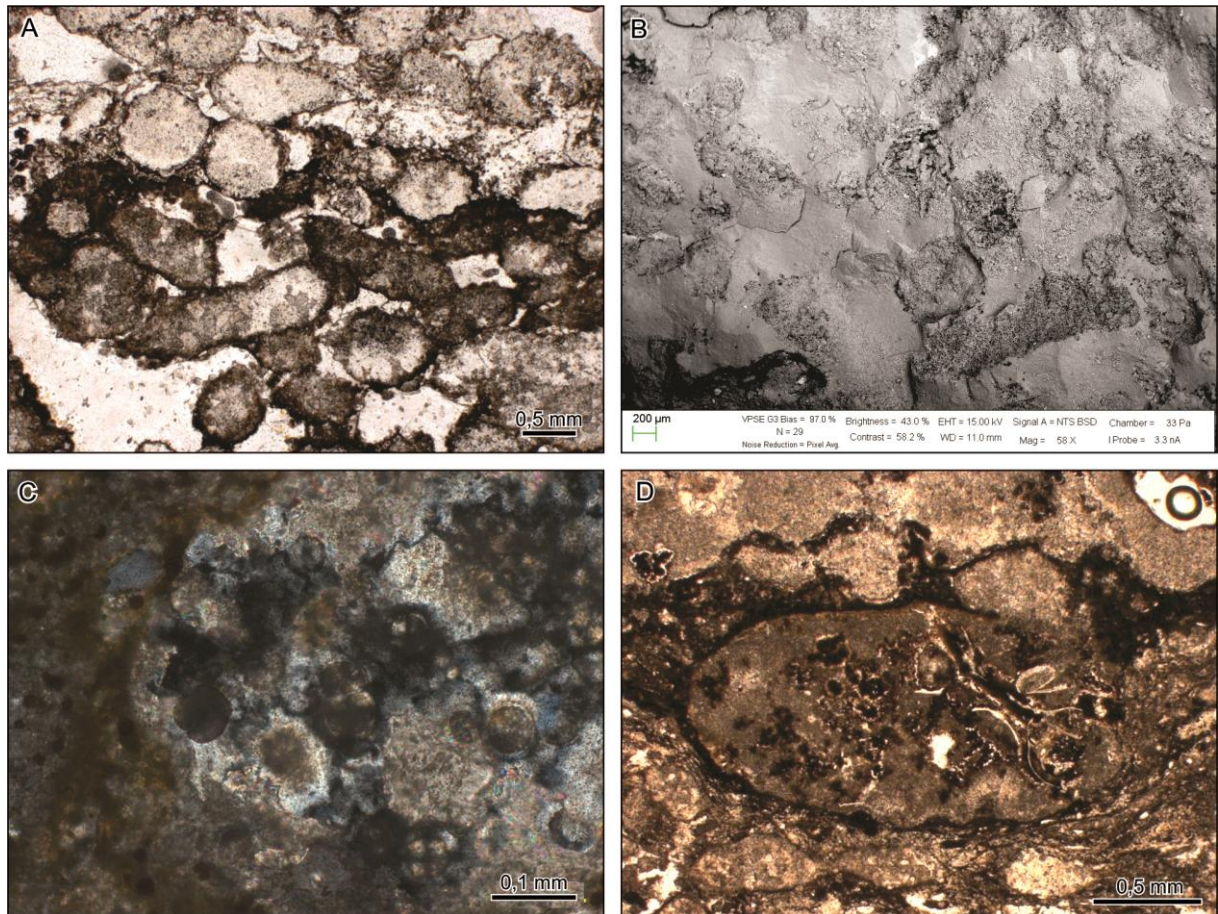


Figura 23 – Fácies *rudstone*. A: Intraclastos arredondados e alongados de composição micrítica, com tamanho variando entre 0,5 e 3 mm; B: Imagem em MEV mostrando a textura granular de intraclastos imersos em matriz micrítica; C: Detalhe de intraclastos evidenciando preservação de células cocóides micritizadas; D: Intraclasto composto por fragmentos de ostracodes e peixes.

Wackestone com ostracodes - W

Descrição - A microfácies de *wackstones* com ostracodes é caracterizada pela presença de concentrações de ostracodes parautoctones articulados e desarticulados em meio a matriz micrítica (Figura 24). Apresentam, geralmente, laminação irregular/ondulada delineada pelos níveis submilimétricos constituídos pelas concentrações de ostracodes.

Interpretação - Essa microfácies pode ser interpretada como oriunda de precipitação de lama carbonática influenciada por comunidades microbianas, nas quais viviam os ostracodes. Fluxos de maior energia seriam os mecanismos responsáveis pela remobilização e deposição episódica das conchas de ostracodes que formam a laminação.

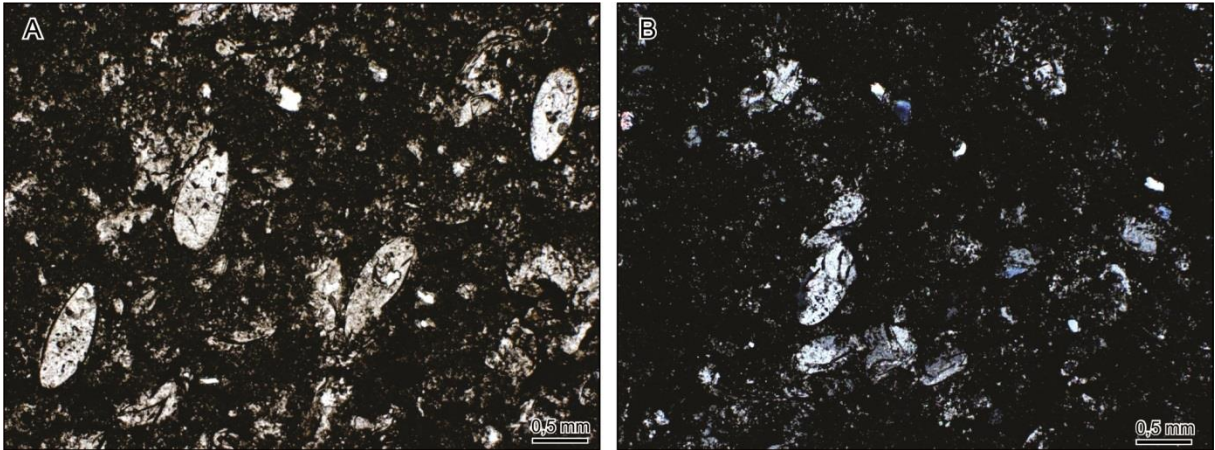


Figura 24 – Fácies *wackestone* com ostracodes. A: Ostracodes articulados posicionados subverticalmente e fragmentos terrígenos imersos em matriz micrítica; B: Ostracodes apresentando concha silicificada.

Ostracodito - O

Descrição - Caracterizada por laminais onduladas de até 2 mm de espessura, formadas basicamente por agrupamentos de ostracodes articulados e estirados horizontalmente (Figura 25). Os ostracodes posicionam-se invariavelmente na posição horizontal formando a laminação da rocha. As lâminas de ostracodito estão geralmente intercaladas a delgadas lâminas de folhelho preto, que acompanham a laminação e apresentam base e topo ondulados. São observadas porções micritizadas localizadas constituídas por agrupamentos randômicos de ostracodes desarticulados e articulados. A fácies é caracterizada por recristalização e substituição das conchas de ostracodes e de sua porção interna por sílica.

Interpretação – A fácies é interpretada como produto do soterramento de folhelhos ricos em ostracodes, que após a compactação geraram lâminas distintas compostas ora por ostracodes estirados horizontalmente, ora por folhelhos negros.

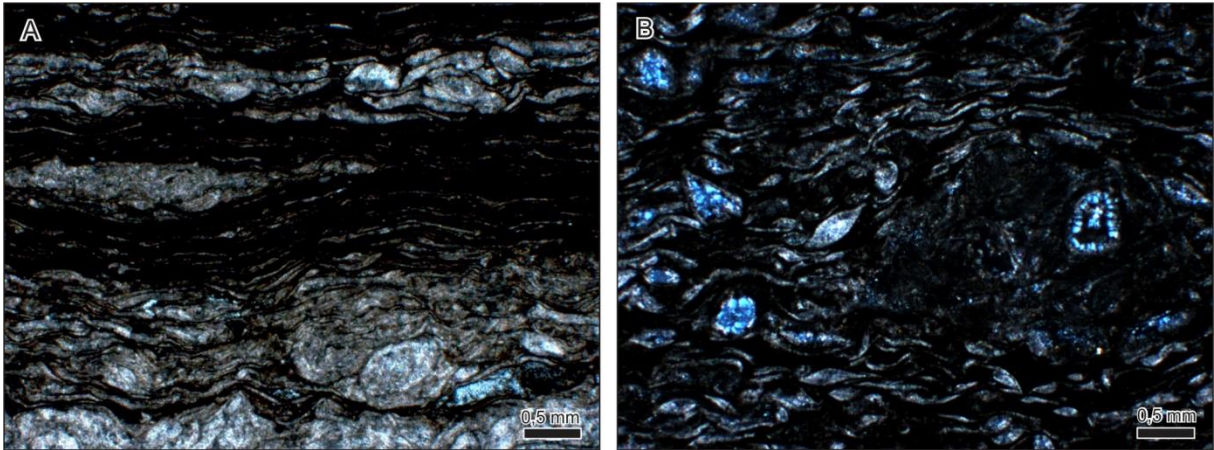


Figura 25 – Ostracoditos interlaminaados com folhelho negro. A: Intercalação de camadas compostas por ostracodes articulados e desarticulados com camadas de folhelhos com ostracodes, com evidências de compactação; B: Níveis de folhelhos com alta concentração de ostracodes.

Mudstone laminado - M1

Descrição - Formado basicamente por alternância de lâminas submilimétricas de micrita, por vezes podendo preservar filmes delgados de argila (Figura 26). A regularidade da laminação permite enquadrar essa microfácies na classe dos ritmitos, em que a sedimentação é caracterizada pela precipitação de carbonato intercalada com decantação de argilas. Os ritmitos apresentam ainda feições de acamamento em laço (*loop bedding*), localmente falhado e boudinado, além de deformações caóticas (*slumps*), com presença de fragmentos de argila e de clastos compostos por micrita. Em escala de afloramento são reconhecidas ainda dobras centimétricas a decimétricas do tipo *kink-band*, convolutas e recumbentes. Foram também observados níveis bioturbados e outros formados por clastos angulosos de *mudstone* laminado, cimentados por micrita.

Interpretação - A fácies M1 pode ser interpretada como produto da precipitação de lama carbonática em fundo lacustre com estabilização do substrato e precipitação de argila. Estruturas deformacionais como *loop beddings* e *slumps* sugere que o substrato foi submetido a abalos sísmicos. *Loop bedding* é um tipo de estrutura interpretada como produto de atividade sísmica penecontemporânea a sedimentação (Calvo *et al.*, 1998; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Quando a propagação de ondas de choque ocorre enquanto o sedimento ainda apresenta água em seus poros, ocorre a formação de *boudins*, ao passo que quando o sedimento se encontra consolidado, formam-se planos de falhas (Calvo *et al.*, 1998). Níveis bioturbados sugerem deposição em condições oxidantes e os clastos angulosos de *mudstone* sugerem exposição subárea com gretamento do carbonato e posterior cimentação.

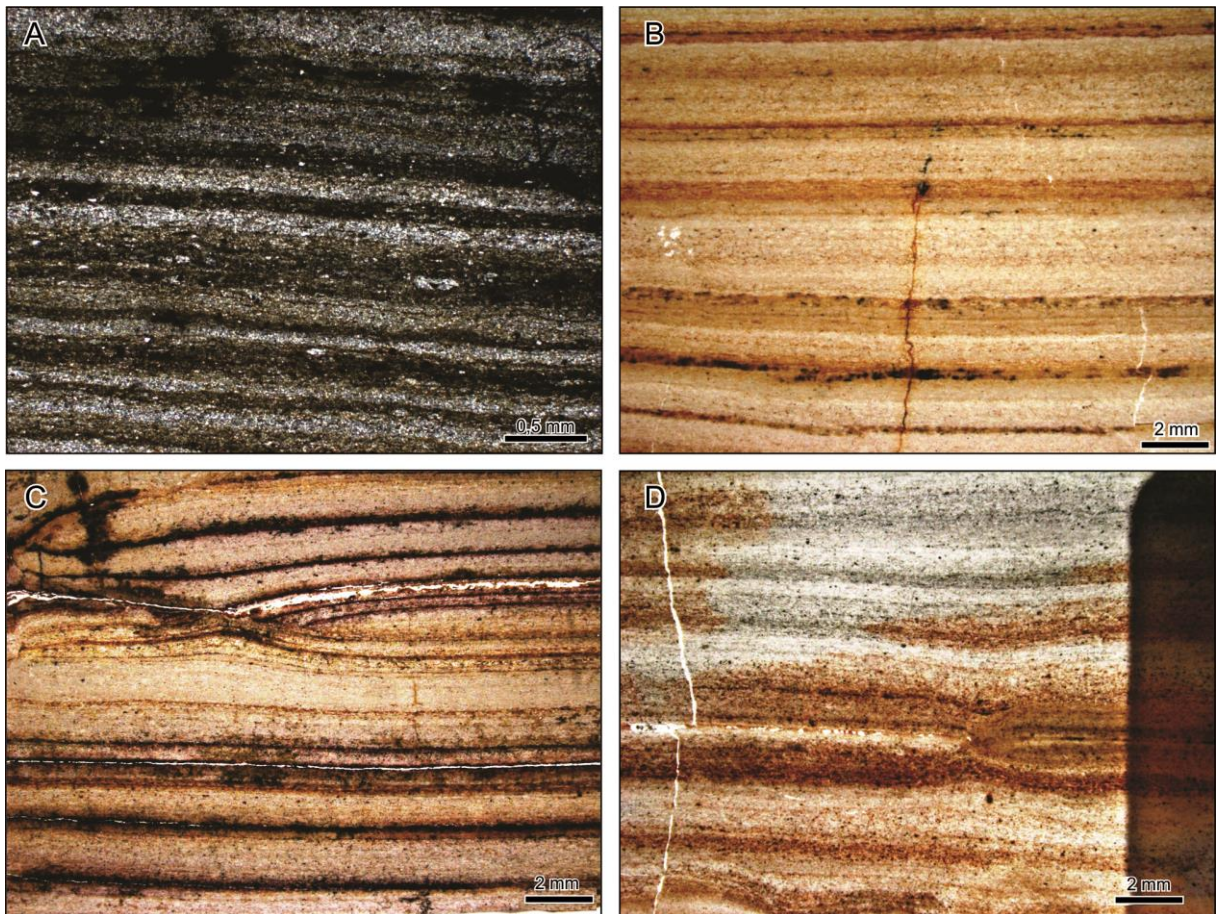


Figura 26 – Fácies *mudstone* laminado. A: Laminação rítmica marcada pela intercalação de folhelho com micrita; B: Intercalação de lamina de até 2 mm de microesparita com lâminas delgadas de micrita; C, D: *Mudstone* laminado com estrutura do tipo *loop bedding*.

Mudstone maciço - Mm

Descrição - *Mudstones* maciços ocorrem em larga escala no registro sedimentar da Serra do Tonã. Compostos por matriz micrítica, localmente recristalizados e sem estrutura aparente (Figura 27). Em alguns casos é possível a identificação de ostracodes articulados menores que 1 mm, de grãos de areia dispersos e de clastos compostos por micrita. As porosidades observadas são constituídas por fratura.

Interpretação - A fácies Mm é interpretada como produto de precipitação de lama carbonática com ausência de bioturbação, atestada pela inexistência de icnofósseis e microfósseis preservados, com exceção de raros exemplares de ostracodes em posição de vida. A existência de grãos de quartzo associados a essa fácies sugere aporte de sedimento terrígeno em algumas fases da sedimentação.

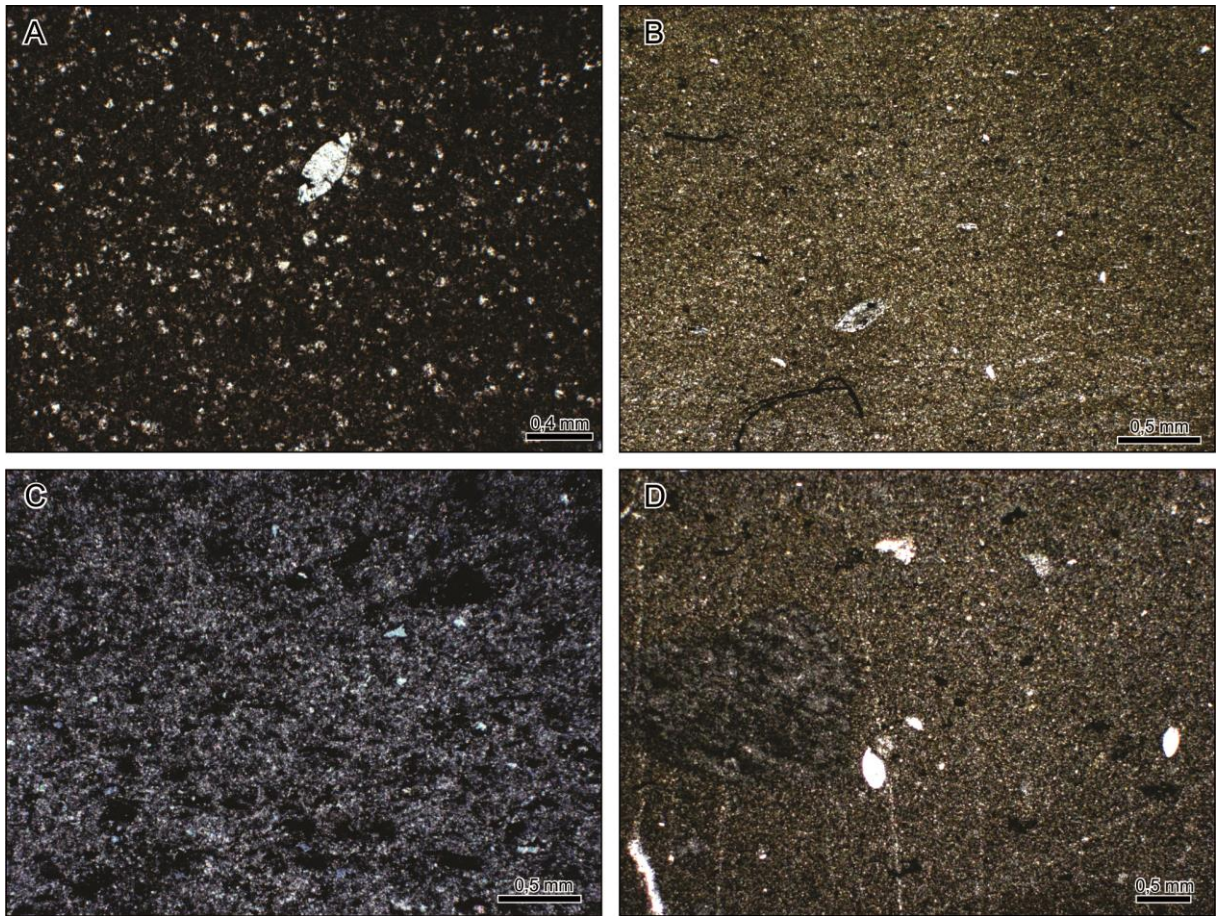


Figura 27 – Fácies *mudstone* maciço. A: *Mudstone* maciço recristalizado, com ocorrência isolada de ostracode; B, C: *Mudstone* com grãos terrígenos dispersos; D: *Mudstone* com ostracodes dispersos.

6. CARBONATOS DA SERRA DO TONÃ

As análises de ciclos, química e isotópica dos dois intervalos carbonáticos da Serra do Tonã são essenciais para a melhor caracterização paleoambiental dos sistemas em que estes se depositaram. A obtenção de curvas de variação de isótopos estáveis pode ainda constituir ferramenta poderosa para a correlação dos carbonatos estudados em unidades cronocorrelatas das bacias do nordeste brasileiro, tais como Araripe, Sergipe/Alagoas e Grajaú.

Em função do pronunciado intemperismo das rochas em afloramento, as análises de isótopos de C e O foram realizadas em amostras oriundas dos poços 2-TN-SM-BA e 2-TN-ST-3A-BA, que apresentam registro completo dos dois níveis carbonáticos registrados na Serra do Tonã. Este procedimento pretendeu a obtenção de amostras não alteradas que possibilitassem a aquisição de valores isotópicos com significado sin-deposicional.

6.1 Carbonato inferior

Os resultados das análises de petrografia e de microscopia eletrônica de varredura dos carbonatos deste intervalo revela a existência de três ciclos de afogamento (Figura 28) que apresentam empilhamento, da base para o topo, representados por *rudstones* (R) com intraclastos, laminitos ondulados (Lo) e nodulares (Ln), *wackestones* bioclásticos (W), ostracoditos (O) e *mudstones* laminados (Ml). Os ciclos tendem a aumentar de espessura em direção ao topo da camada, com a substituição de *wackestones* (W) e ostracoditos (O) por *mudstones* laminados (Ml).

O primeiro ciclo apresenta entre 10 e 25 cm de espessura, sendo composto na base por laminitos ondulados e nodulares sobrepostos por *wackestone* com ostracodes. Os laminitos apresentam intercalações de lâminas e formas amalgamadas de composição carbonática, formados por esferoides, com filmes irregulares de matéria orgânica. Neste ciclo os laminitos apresentam quantidades anômalas de ostracodes articulados e desarticulados, além de intraclastos e *grapestones* juntos às lâminas carbonáticas. As microfácies descritas apresentam-se silicificadas, com precipitação de calcedônia em *vugs* e no interior de ostracodes articulados, também é comum a formação de drusas de calcita na porção interior de conchas de ostracodes, posteriormente silicificadas. Cristais romboédricos de dolomita oxidados foram observados em grande quantidade na base do ciclo, com diminuição de sua ocorrência em direção ao topo. No topo do primeiro ciclo ocorrem *wackestones* bioclásticos caracterizados pela presença de concentrações de ostracodes parautoctones, articulados e

desarticulados, com matriz micrítica. Os ostracodes podem compor bolsões formados por fragmentos de conchas, ocorrer de forma dispersa pela matriz, ou compor níveis milimétricos delineando laminação irregular/ondulada. Cristais romboédricos de dolomita oxidados foram observados associados a essas microfácies.

O segundo ciclo apresenta entre 10 e 25 cm de espessura, caracterizado da base para o topo, por *rudstone* com intraclastos, laminito ondulado e ostracodito intercalado com folhelho. A base do ciclo é marcada por nível delgado de até 2 cm de *rudstone* com intraclastos. Os clastos apresentam entre 0,5 e 3 mm de espessura e são formados por material micrítico, podendo conter esferoides, fragmentos de ostracodes e de peixes, ou até mesmo outros intraclastos / *grapestones*. Na sucessão ocorre nível, com aproximadamente 10 cm de espessura, de laminito ondulado com base formada apenas pela intercalação de níveis orgânicos de perfil convexo serrilhado e com topo contendo ostracodes, intraclastos arredondados e oncoide. Os laminitos são sucedidos por finas intercalações de ostracoditos com folhelhos, compondo níveis com até 20 cm de espessura.

Na porção superior do segundo ciclo estão preservados ostracoditos, caracterizados por lamina onduladas de até 2 mm de espessura, formadas basicamente por agrupamentos de ostracodes articulados e deformados horizontalmente. Os ostracodes posicionam-se invariavelmente na posição horizontal, muitos apresentando estiramento, formando a laminação da rocha. As lâminas de ostracodito estão geralmente intercaladas com delgadas lâminas de folhelho preto, apresentando base e topo ondulados. São observadas porções localizadas com agrupamentos caóticos de ostracodes desarticulados e articulados, micritizadas. A fácies O neste intervalo é caracterizada por recristalização e substituição por sílica das conchas de ostracodes e de sua porção interna.

O terceiro ciclo é o mais espesso e o que apresenta a menor diversidade de microfácies. É composto na base por laminito nodular, compondo camada que varia entre 10 e 50 cm de espessura, e no topo por *mudstone* laminado que chega a apresentar 60 cm de espessura. O laminito nodular é caracterizado por camadas e lentes descontínuas, amoldadas na forma de tubérculos, e por feições nodulares, separados por filmes orgânicos. O material carbonático é formado por células cocóides micritizadas (pelóides) e contem ostracodes dispersos na porção intermediária da camada. A microfácies apresenta laminação bem espaçada na porção inferior do intervalo tendendo a diminuir o conteúdo de carbonato em direção ao topo. No topo do ciclo estão preservados *mudstones* laminados, com até 60 cm de espessura. A microfácies é formada basicamente por micrita intercalada com microesparita e

A análise das amostras carbonáticas por catodoluminescência revelou que todas as microfácies apresentam luminescência alta, de cor vermelha, o que indica alta incorporação de Mn no retículo cristalino da calcita (Figura 29 A, B). A microfácies ostracodito (O) apresenta ostracodes com carapaças com luminescência azul, em função de sua silicificação, porém as partes externa e interna destes organismos emanam cor vermelha, representando uma única fase de cimentação (Figura 29 C, D). No caso da microfácies *rudstone* (R), os intraclastos silicificados também apresentam cor azul, enquanto que o cimento intergranular e que circunda os grãos apresentam alta luminescência, com cor vermelha (Figura 29 E, F). Tais intraclastos sugerem possível origem evaporítica com posterior substituição por sílica, enquanto que sua envoltória sugere retrabalhamento e precipitação de calcita tanto nas porções intersticiais quanto no envelopamento dos grãos.

A análise química da composição elementar, dada pela porcentagem em massa das rochas do intervalo carbonático (Tabela 1), indica valores elevados de Mg e Si. O magnésio ocorre diretamente associado ao cálcio, sendo que estes dois elementos sempre estão presentes na composição dos carbonatos (Figuras 29 B e 30). A concentração de Mg (Tabela 1) revela que a calcita que compõe a matriz das microfácies carbonáticas apresenta alto teor de magnésio. Já o silício está sempre associado às porções recristalizadas das valvas de ostracodes (Figuras 29 D e 31), ao crescimento de nódulos esferulíticos (Figuras 29 F e 32) e ao preenchimento por calcedônia de porosidades do tipo *vuggy* e *fenestral*. Os elementos Fe e S ocorrem geralmente associados às porções orgânicas da laminação microbialítica (Figuras 30, 31 e 32).

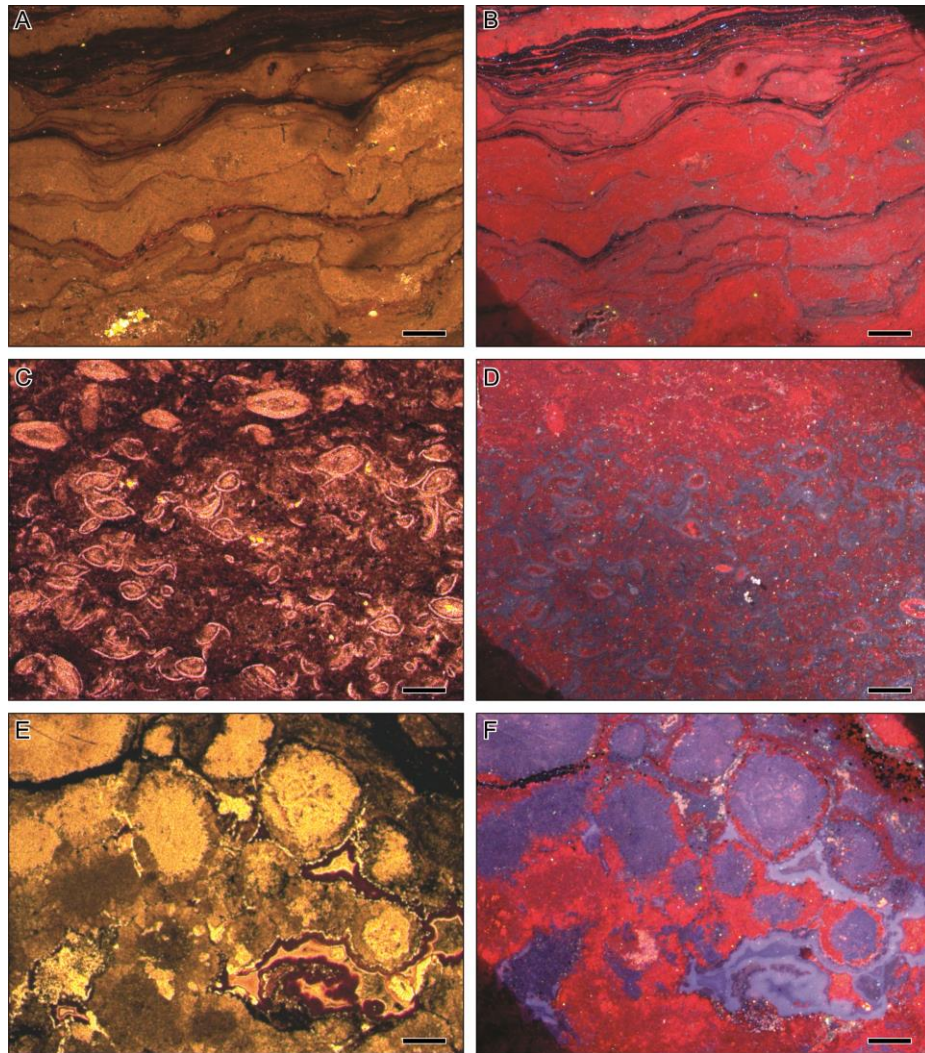


Figura 29 – Fotomicrografias de lâminas petrográficas do intervalo carbonático inferior observadas sob luz transmitida (não polarizada) e com catodoluminescência. A: Amostra SM-4B mostrando laminito com alternância de lâminas claras, micríticas e escuras, ricas em matéria orgânica; B: Mesma amostra observada por catodoluminescência, exibindo cor vermelha; C: Ostracodito – amostra SM-5; D: Sob a catodoluminescência as porções micríticas exibem coloração vermelha e àquelas ricas em sílica apresentam cor azul; E: *Rudstone* esferulítico – amostras SM-6B; F: Nota-se que os esferulitos apresentam em seu interior cor azul, enquanto que a porção intergranular e as bordas recristalizadas dos grãos apresentam cor vermelha. As barras de escalas correspondem à 0,5 mm.

Tabela 1 – Composição elementar (% em massa) das amostras selecionadas do intervalo carbonático inferior. Os elementos carbono e oxigênio não foram analisados e elementos presentes em quantidades muito pequenas não foram representados na tabela.

Amostra	Litologia	Ca	Mg	Si	Fe	S	Mn	Sr
SM2	Lm	39,12	11,03	19,67	8,23	6,48	2,6	0,07
SM3	Lm	39,86	12,24	20,62	6,63	4,95	1,72	0,1
SM4	Ln/Lm	35,42	12,18	16,03	4,68	4,94	1,99	0,1
SM5	O	36,35	9,72	29,67	4,38	3,85	2,64	0,1
SM6	O	30,96	10,26	30,26	9,28	5,43	2,51	0,09
SM7	Ln	37,23	8,93	15,52	5,25	3,28	1,8	0,09
SM8	Lm	26,15	8,59	11,31	10,69	12,04	1,21	0,09

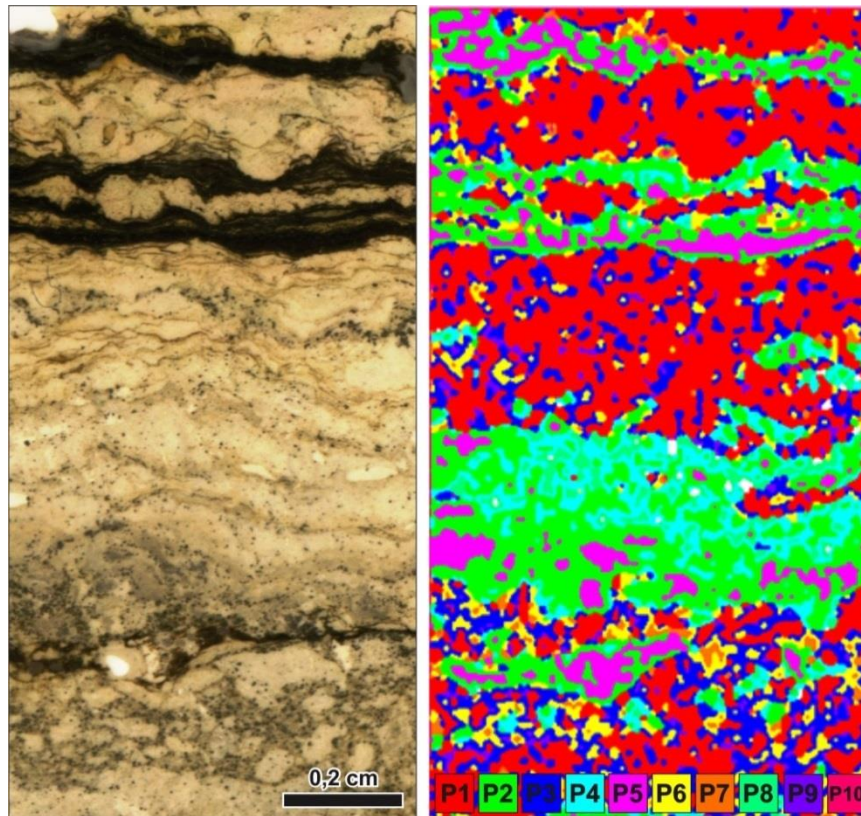


Figura 30 – Mapa de composição elemental da amostra SM-3 elaborado a partir de análise em microfluorescência de raio-X. **P1** (% massa): Mg 21,09, Si 6,05, S 2,77, Ca 55,26, Mn 4,07, Fe 6,61; **P2** (% massa): Mg 8,97, Si 39,56, S 7,01, Ca 55,26, Mn 1,81, Fe 6,25; **P3** (% massa): Mg 16,25, Si 8,93, S 4,40, Ca 54,06, Mn 4,00, Fe 8,38; **P4** (% massa): Mg 13,30, Si 30,23, S 3,45, Ca 41,88, Mn 2,77, Fe 5,37; **P5** (% massa): Mg 3,97, Si 56,50, S 9,70, Ca 17,32, Mn 0,66, Fe 5,41; **P6** (% massa): Mg 13,43, Si 11,63, S 5,84, Ca 51,68, Mn 3,70, Fe 9,54; **P7** (% massa): Mg 9,71, Si 10,95, S 7,59, Ca 39,56, Mn 2,65, Fe 9,79; **P8** (% massa): Mg 15,98, Si 27,75, S 2,75, Ca 42,69, Mn 2,85, Fe 4,94; **P9** (% massa): Mg 17,92, Si 8,23, S 3,73, Ca 54,47, Mn 4,05, Fe 7,67; **P10** (% massa): Mg 1,82, Si 6,32, S 2,24, Ca 9,63, Mn 0,63, Fe 2,38.

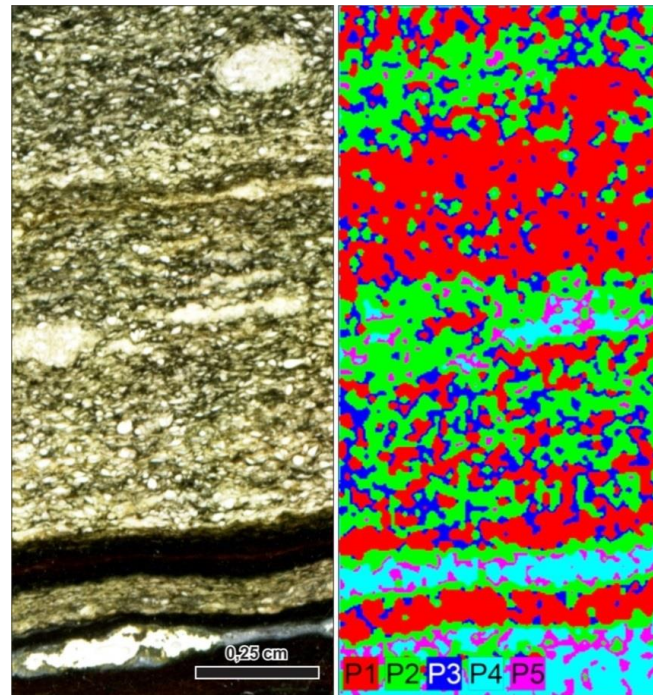


Figura 31 – Mapa de composição elemental da amostra SM-6A elaborado a partir de análise em microfluorescência de raio-X. **P1** (% massa): Mg 17,09, Si 9,56, S 2,03, Ca 54,32, Mn 4,32, Fe 8,71; **P2** (% massa): Mg 9,54, Si 29,79, S 4,39, Ca 41,26, Mn 2,87, Fe 8,71; **P3** (% massa): Mg 13,12, Si 18,39, S 2,23, Ca 50,55, Mn 3,83, Fe 8,19; **P4** (% massa): Mg 2,64, Si 49,52, S 13,18, Ca 8,99, Mn 0,42, Fe 5,52; **P5** (% massa): Mg 5,07, Si 47,69, S 14,99, Ca 15,38, Mn 0,80, Fe 7,74.

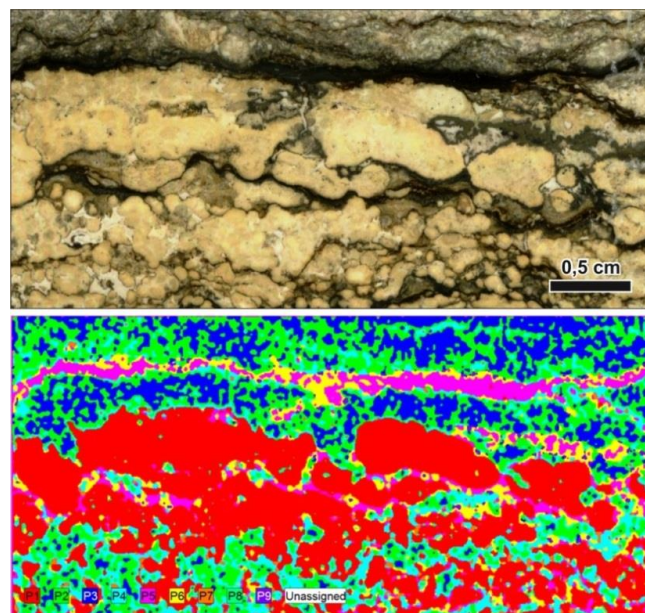


Figura 32 – Mapa de composição elemental da amostra SM-6B elaborado a partir de análise em microfluorescência de raio-X. **P1** (% massa): Mg 3,54, Si 80,19, S 1,72, Ca 10,42, Mn 0,41, Fe 2,15; **P2** (% massa): Mg 16,23, Si 6,88, S 4,49, Ca 54,64, Mn 20,75, Fe 11,43; **P3** (% massa): Mg 21,48, Si 2,10, S 5,59, Ca 57,71, Mn 2,84, Fe 9,30; **P4** (% massa): Mg 10,74, Si 24,17, S 4,45, Ca 45,20, Mn 2,21, Fe 9,74; **P5** (% massa): Mg 5,47, Si 28,74, S 17,20, Ca 19,02, Mn 0,72, Fe 14,79; **P6** (% massa): Mg 10,23, Si 24,26, S 16,28, Ca 26,85, Mn 1,08, Fe 17,48; **P7** (% massa): Mg 6,34, Si 34,91, S 3,63, Ca 41,72, Mn 1,99, Fe 8,18; **P8** (% massa): Mg 9,59, Si 57,44, S 1,25, Ca 25,68, Mn 1,05, Fe 3,33; **P9** (% massa): Mg 15,62, Si 6,94, S 19,69, Ca 30,56, Mn 1,19, Fe 22,50.

Os dados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio (Figura 33) obtidos para o intervalo estudado mostram valores muito negativos. As razões de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -11,55‰ e -10,7‰ nas amostras de laminitos ondulados e nodulares ao passo que em *mudstones* laminados do topo da sucessão os valores estão ao redor de -9,27‰. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ para todas as fácies carbonáticas oscilam entre mínimos e máximos de -4,76‰ e -3,4‰.

A assinatura isotópica do carbono constitui importante informação para interpretações de paleoprodutividade a disponibilidade de nutrientes in lagos e oceanos (Irwin *et al.*, 1977; Curtis & Coleman, 1986). Carbonatos marinhos são isotopicamente mais pesados, com valores aproximados de $\delta^{13}\text{C}$ de 0‰ (Hoefs, 2004; Armstrong & Brasier, 2005). Carbonatos não marinhos são isotopicamente mais leves, com valores médios entre 0 e -18‰ (Hoefs, 2004; Armstrong & Brasier, 2005). Os valores $\delta^{13}\text{C}$ negativos do intervalo carbonático inferior, entre -11,55 e 9,27‰ (PDB), sugerem baixa taxa de produtividade primária em ambiente de água doce. No entanto, lâminas escuras ricas em enxofre, intercaladas a lâminas carbonáticas, sugerem alta taxa de bioprodutividade e preservação de matéria orgânica nesse intervalo. As altas taxas de bioprodutividade estão provavelmente associadas com comunidades microbianas formadoras de esteiras, cuja existência pode também explicar os valores bastante negativos de $\delta^{13}\text{C}$, já que processos metanogênicos são comuns associados a esteiras microbianas. O fracionamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ entre a atmosfera e a água é muito sensível a variações de temperatura, sendo bastante fracionados em baixas temperaturas, com valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ (Wefer *et al.*, 1999). O Cretáceo Inferior é caracterizado por temperaturas elevadas (Frakes, 1999). Portanto, os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ dos laminitos pode também estar relacionado com corpo de água de temperatura elevada.

Os dados de isótopos de oxigênio obtidos para todas as microfácies mostram valores muito similares e também negativos, sugerindo que os carbonatos apresentam origem lacustre (Figura 34). A variação isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ depende da composição isotópica da água da chuva, da disponibilidade e sazonalidade da água da chuva, temperatura, taxa de evaporação, humidade relativa, e produtividade biológica (Hoefs, 2004). Carbonatos que precipitam em águas quentes tendem a incorporar mais ^{16}O que ^{18}O , resultando em valores menores de $\delta^{18}\text{O}$ (Armstrong and Brasier, 2005). Águas meteóricas em regiões áridas apresentam grande variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, mas normalmente essas águas são depletadas em ^{18}O com relação à água do mar (Magaritz *et al.*, 1980). Nesse context os valores negativos (-4‰) dos carbonatos do intervalo inferior podem estar relacionados com uma diminuição da salinidade da água causada por adição de água doce no corpo d'água.

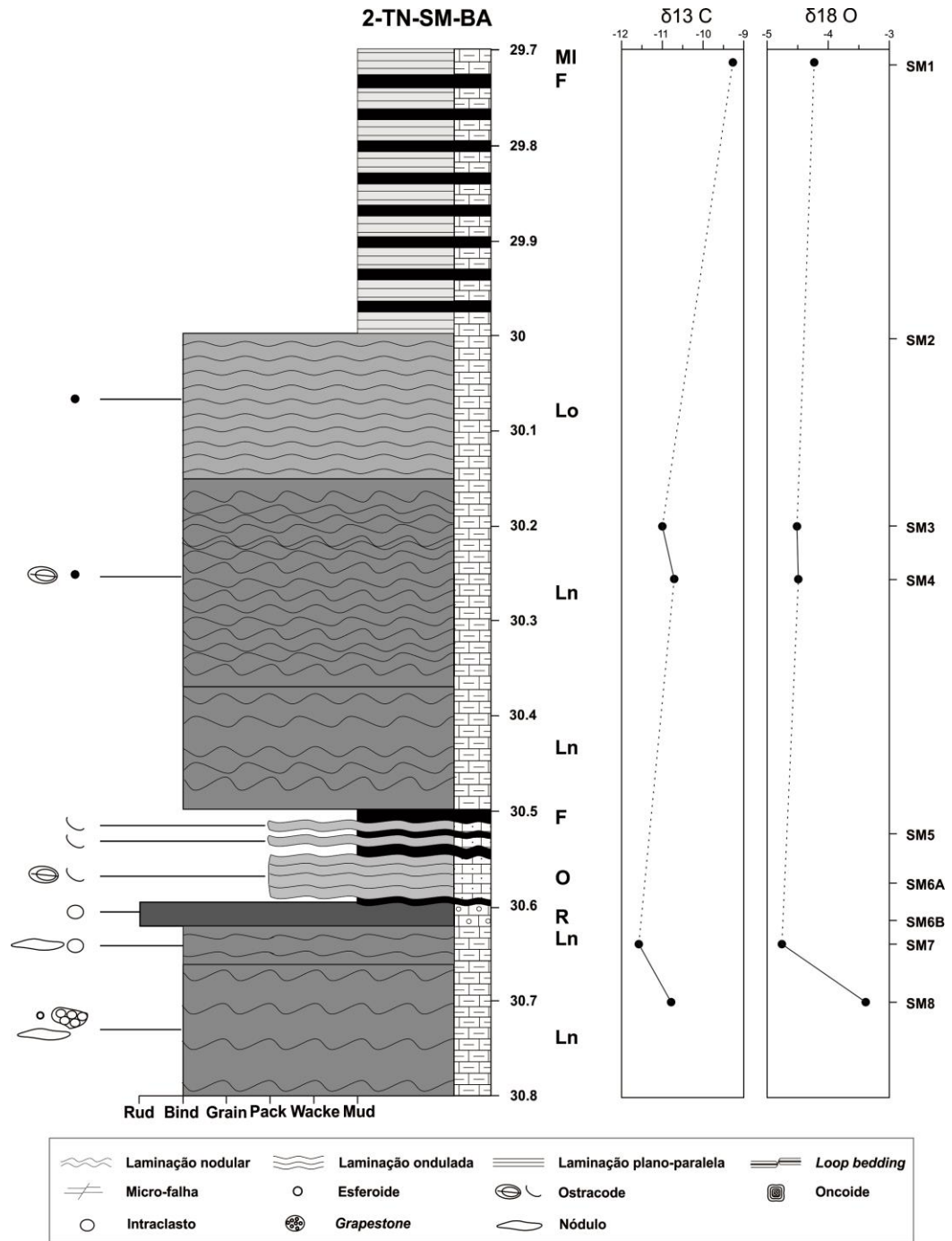


Figura 33 – Curva de variação isotópica de carbono e oxigênio em amostras seleccionadas do intervalo carbonático inferior no testemunho 2-TN-SM-BA.

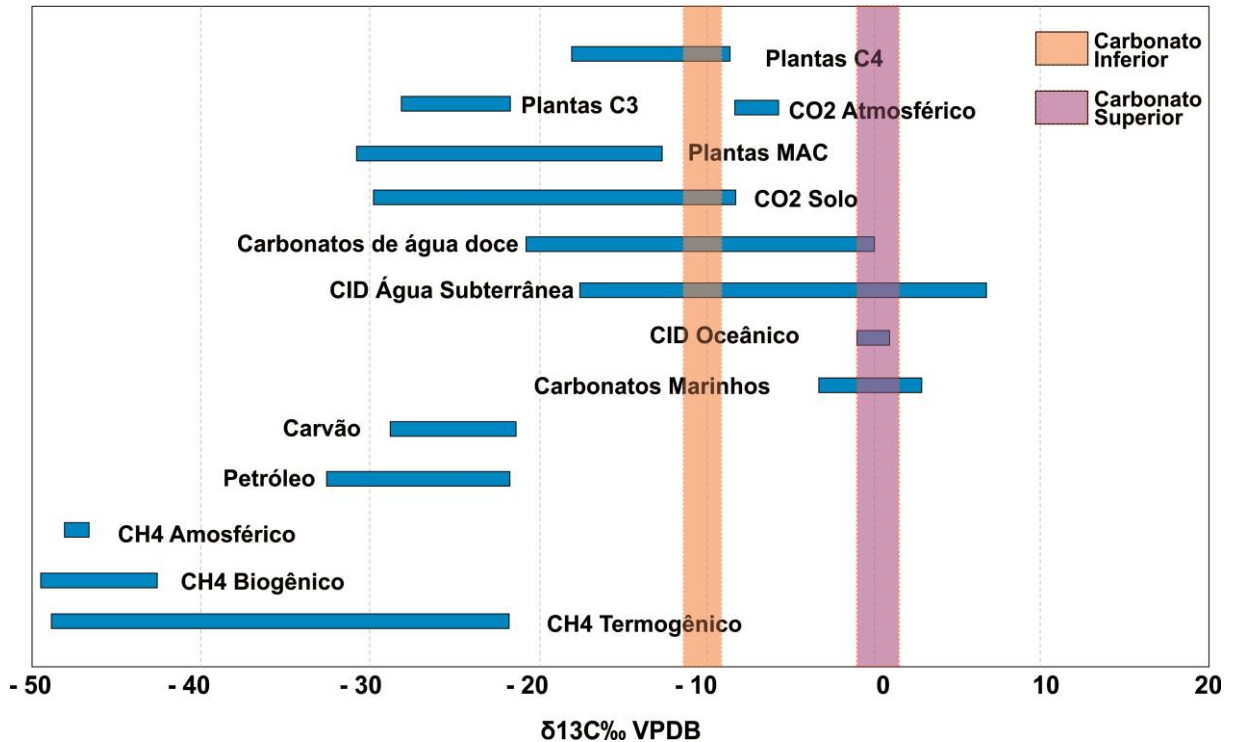


Figura 34 – Assinaturas isotópicas de carbono com relação aos diferentes tipos de materiais encontrados na natureza (Modificado de [Silveira et al., 2014](#)).

6.2 Carbonato superior

O intervalo carbonático superior é considerado mais espesso que aquele registrado na sucessão inferior e apresenta, no mínimo, seis intervalos carbonáticos reconhecidos em testemunho ([Figura 11](#)). As intercalações de fácies terrígenas e carbonáticas estão organizadas em ciclos de variação do nível de base que definem sucessões transgressivas e regressivas. O topo da unidade carbonática é limitado por discordância erosiva e marca o fim do registro sedimentar na sub-bacia.

No morro testemunho de São Saité, onde foi descrito em afloramento a camada de carbonatos mais espessa, pode-se notar que os primeiros 3 m são formados por acamamento heterolítico. Nessa porção, camadas de *mudstones* laminados (MI) de, no máximo, 10 cm de espessura com base plana e topo ondulado, intercalam-se com níveis delgados de *mudstone* maciço (Mm). A porção suprajacente está bastante silicificada, dificultando a identificação de estruturas em afloramento, o que requereu descrição petrográfica detalhada.

Os carbonatos apresentam laminação marcada pela alternância de lâminas claras e escuras com diferentes fases de cristalização de calcita. São também comuns intercalações de micrita com delgados filmes orgânicos, formando laminação rítmica (MI). Associada a essa

microfácies é comum a ocorrência de micro falhas normais e deformações plásticas, como dobras e estruturas do tipo *loop bedding*. Laminitos ondulados (Lo) e laminitos nodulares (Ln) estão presentes em dois níveis, associados à base e topo, respectivamente, de intervalos espessos de *mudstones* laminados (MI). Associados aos laminitos ocorrem *grapestones* de intraclastos intercalados aos filmes orgânicos, além de grãos de quartzo, feldspato e mica

As amostras de carbonatos foram analisadas sob a ótica da catodoluminescência e com auxílio de microfluorescência de raios-X (μ -XRF), para obter a composição mineralógica dos diferentes constituintes da rocha. A fração carbonática é composta basicamente por *mudstones*, que mostraram composição bastante similar por todo intervalo. Quando observados sob a catodoluminescência apresentam cor laranja (Figura 35), associada a valores baixos de Mn (em torno de 1%) e valores bastante variáveis de Fe (Tabela 2). Os dados adquiridos com a μ -XRF revelam valores elevados de Ca e muito reduzidos de Mg, exceto em porções localizadas (Tabela 2).

Dados geoquímicos obtidos em laminitos são os que mais diferem daqueles observados na fácies de *mudstones*. Esta particularidade pode estar associada à deposição das diferentes microfácies em ambientes com profundidades distintas. Nos laminitos é bastante comum a presença de *grapestones* envoltos por cimento calcítico precipitado durante a epidiagênese (Figuras 35 A, B). Esses clastos podem ainda encontrar-se silicificados em processo de eodiagênese responsável pela precipitação *in situ* das comunidades microbianas (Fairchild *et al.*, 1996).

Associados as fácies de *mudstones* laminados ocorrem ocasionalmente lentes delgadas com concentrações anômalas de enxofre (Figura 36). Estas feições ocorrem em fácies similares na Bacia do Araripe e são interpretadas como filamentos escuros de matéria orgânica concordantes com a laminação, associados com atividades de comunidades microbianas (Catto, 2015). A constante oscilação do nível de base do corpo d'água expõe constantemente o substrato, propiciando a formação de níveis brechados e bioturbados que, por vezes, são preenchidos por material carbonático ou por grãos siliciclásticos (Figura 37).

A análise química de óxidos de Mg e Ca de amostras coletadas em campo por Rolim (1984) forneceu valores semelhantes àqueles obtidos para os *mudstones* do intervalo superior, evidenciando sua natureza calcítica com baixo teor de Mg (Tabela 3 e Figura 38)

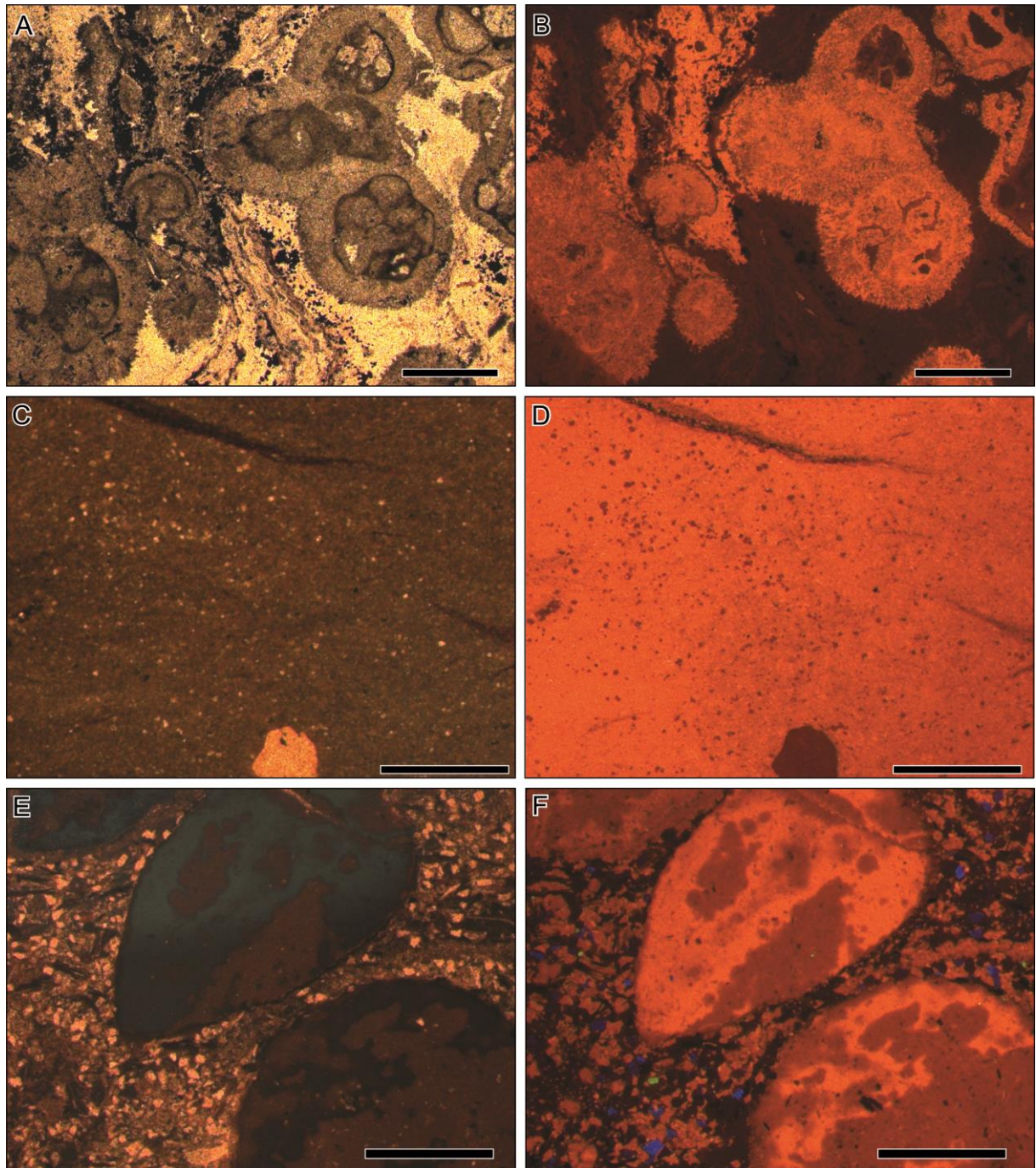


Figura 35 – Fotomicrografias de lâminas petrográficas do intervalo carbonático do intervalo superior observadas sob luz transmitida (não polarizada) e com catodoluminescência. A: Cimento calcítico envelopando agregados compostos do tipo *grapestone*; B: Sob a influência da catodoluminescência os grãos apresentam-se com cor laranja. Nota-se em muitos *grapestones* que o envelope e o clastos propriamente ditos apresentam gêneses diferentes; C: *Mudstone* com clastos de calcita e fragmentos de esteiras microbianas; D: Detalhe de matriz micritica com cor laranja, enquanto que o clasto e o fragmento orgânico apresentam coloração escura; E: Intraclastos carbonáticos em arenito; F: Diferentes estágios de cimentação da calcita evidenciados por diferentes tons de laranja dentro dos intraclastos. As barras de escala equivalem a 1 mm.

Tabela 2 - Composição elementar (% em massa) das amostras selecionadas do intervalo carbonático superior. Os elementos carbono e oxigênio não foram analisados e elementos presentes em quantidades muito pequenas não foram representados na tabela.

Amostra	Litologia	Ca	Mg	Si	Fe	S	Mn	Sr
A4	Ln	45,01	4,37	16,58	22,01	0,33	0,9	0,08
A5	Lm com intraclastos	39,16	3,23	47,3	4,45	0,57	0,9	0,06
A8	<i>Mm</i>	81,1	2,87	0,17	1,02	0,06	0,6	0,18
A9	<i>Ml</i> deformado	38,78	5,25	3,03	1,09	0,54	0,67	0,09
A10	<i>Ml</i>	79,3		1,33	3,76	8,95	1,49	0,57
A12	Brecha	67,02	5,79	3,79	1,79	2,63	0,58	0,12
A13	<i>Ml</i>	91,04	2,98	0,34	1,03	0,28	0,37	0,23
A14	<i>Ml</i>	49,88	2	0,42	16,24	18,14	0,54	0,13
A15	<i>Ml</i> bioturbado	78,97	2,29	4,78	2,1	0,87	1,92	0,14
A16	<i>Mm</i>	26,44	8,72	1,14	22,65	18,95	1,69	0,07
A18	<i>Ml</i> com loop bedding	55,52	4,5	18,52	3,19		1,06	
A20	<i>Mm</i>	67,68	2,92	6,74	1,85	0,48	2,07	

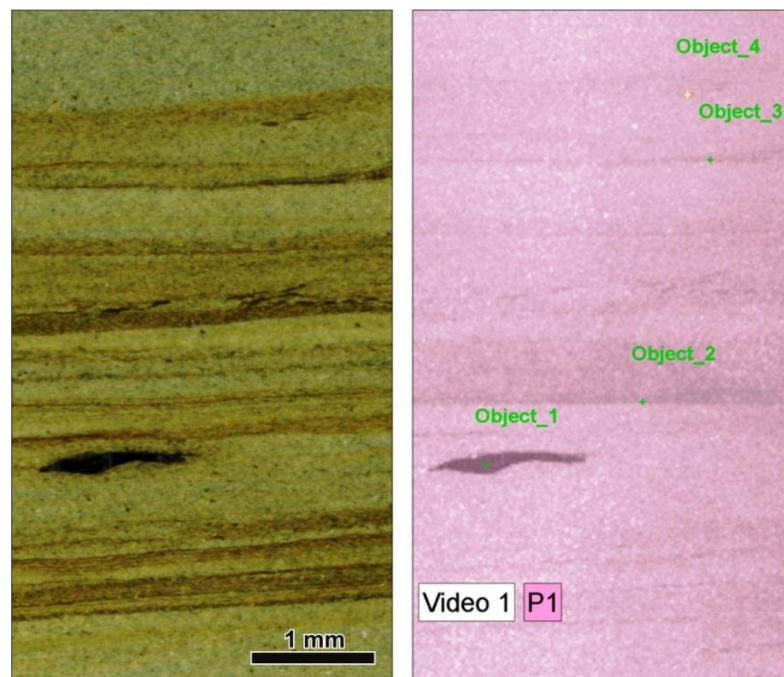


Figura 36 – Mapa de composição elementar da amostra A10 elaborado a partir de análise com microfluorescência de raios-X. **Object 1** (% massa): S 17,49, Ca 44,35, Fe 3,82; **Object 2** (% massa): Ca 90,12, Mn 2,03, Fe 2,03; **Object 3** (% massa): Ca 90,13, Mn 0,46, Fe 4,32; **Object 4** (% massa): Si 2,08, Ca 86,54, Mn 1,98, Fe 4,16; **P1** (% massa): Si 0,57, S 0,40, Ca 85,37, Mn 1,50, Fe 3,43.

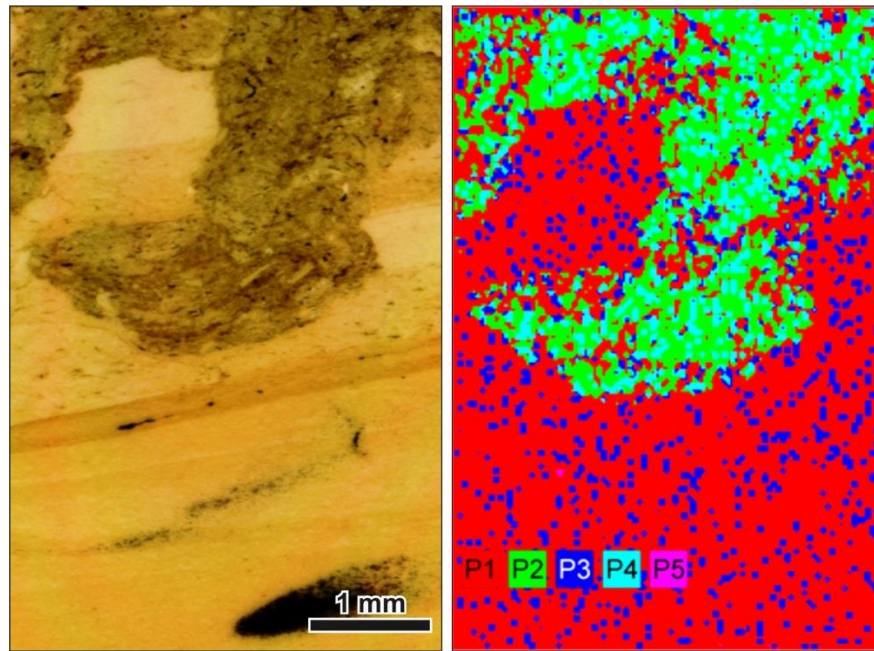


Figura 37 – Mapa de composição elemental da amostra A15 elaborado a partir de análise com microfluorescência de raio-X. **P1** (% massa): Mg 0,07, Si 0,66, S 0,06, Ca 90,83, Mn 2,54, Fe 1,12; **P2** (% massa): Mg 0,16, Si 10,94, S 0,06, Ca 73,21, Mn 1,42, Fe 4,04; **P3** (% massa): Mg 5,62, Si 1,05, S 0,55, Ca 85,84, Mn 2,23, Fe 1,24; **P4** (% massa): Mg 5,60, Si 11,26, S 0,06, Ca 67,49, Mn 1,23, Fe 3,66; **P5** (% massa): S 4,10, Ca 77,50, Mn 2,16, Fe 0,43.

Tabela 3 – Análise química dos calcários da Serra do Tonã realizada por Rolim (1984).

Amostra	Seção	MgO (%)	CaO (%)	CO (%)	P.R.
Am. 14	1	1,16	46,2	49,05	3,39
Am. 34	2	0,63	53,62	36,7	7,05
Am. 73	5	2,18	45,91	47,4	4,19
Am. 100	7	0,8	52,14	38,08	8,16
Am. Cachoeira	-	1,85	48,63	43,22	6,29

Nove análises de isótopos de carbono e oxigênio foram realizadas em amostras de carbonatos coletadas no testemunho 2-TN-ST-03a-BA (Figura 39). Além destas, outras 13 análises foram compiladas de [Silveira et al. \(2014\)](#), geradas pelo mesmo laboratório e se utilizando dos mesmos métodos de análise, perfazendo um total de 22 análises. Excluindo os valores adquiridos em cimento calcítico de arenitos, considerados diagenéticos, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam valores muito próximos de zero, variando entre mínimos de $-0,92\text{‰}$ e máximos de $+1,78\text{‰}$ VPDB. Exceção pode ser feita para amostras de *mudstones* com grãos terrígenos e de laminitos nodulares que se encontram no topo do intervalo e que apresentam valores mais negativos – entre $-8,36\text{‰}$ e $-4,28\text{‰}$ VPDB. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ variam menos e com exceção da amostra A15 ($-1,3\text{‰}$) apresentam valores entre $-9,39\text{‰}$ e $-5,68\text{‰}$. No entanto é importante ressaltar que os dados de $\delta^{18}\text{O}$ são bastante susceptíveis a modificações pós-diagenéticas, sendo que valores menores que -8‰ são usualmente desconsiderados por representarem alto teor de ^{16}O (normalmente devido à alta concentração em águas meteóricas), a exemplo do problema citado por [Kauffman & Knoll, 1995](#) em carbonatos neoproterozoicos. Desta forma, como a maior parte dos valores adquiridos para $\delta^{18}\text{O}$ VPDB são próximos de -8‰ , consideram-se estes como produto de alteração intempérica excluindo-os da presente análise.

A análise de isótopos do intervalo carbonático apresenta valores constantes, sem grandes variações. Valores próximos de zero de $\delta^{13}\text{C}$ VPDB (Figura 34) estão geralmente associados a carbonatos marinhos, porém, não foram reconhecidos fósseis marinhos no intervalo.

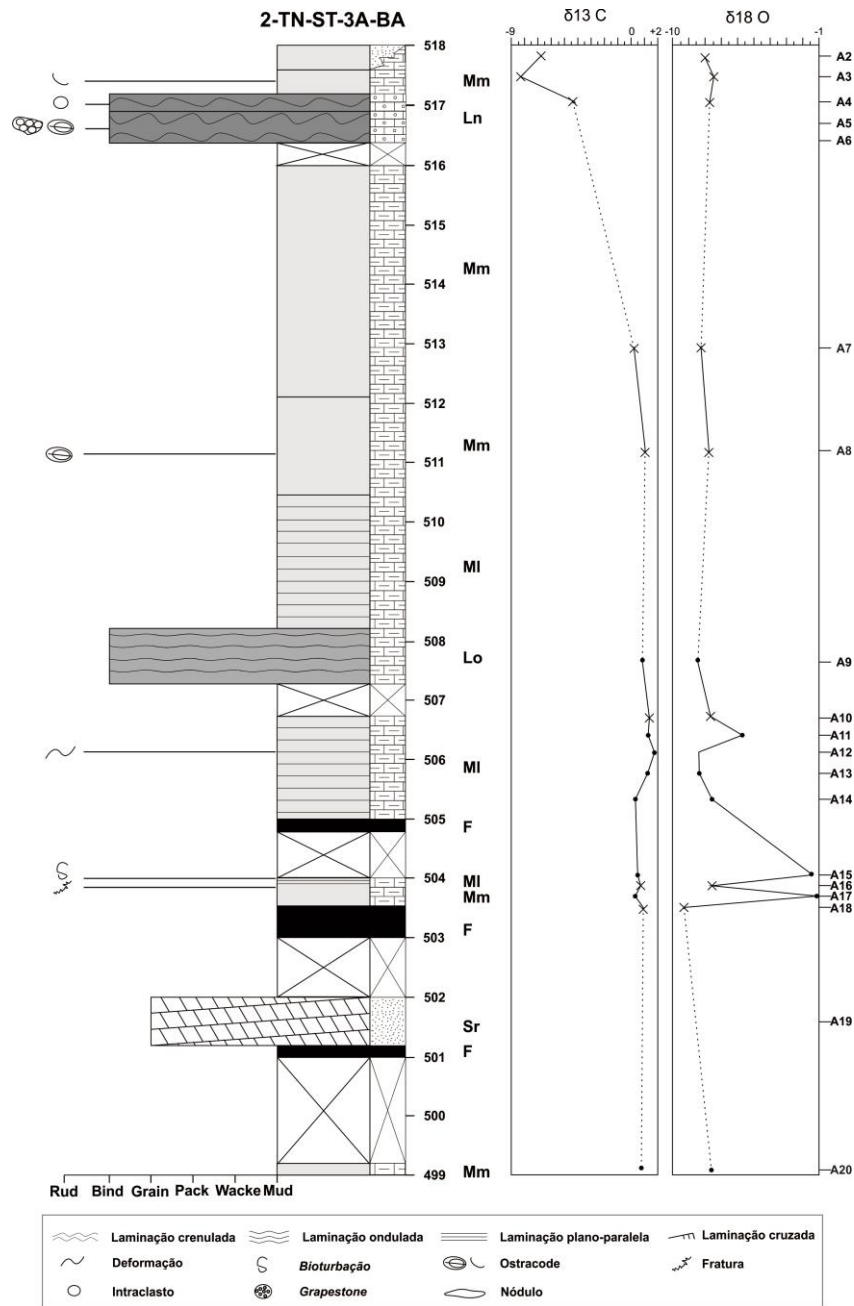


Figura 39 – Curva de variação de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em amostras selecionadas do intervalo carbonático superior no testemunho 2-TN-ST-3a-BA. O símbolo ‘x’ indica dados publicados em [Silveira et al. \(2014\)](#) e o símbolo ‘o’ dados inéditos apresentados neste trabalho.

7. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

A análise do padrão vertical das fácies sedimentares do intervalo Aptiano superior da Bacia do Tucano revelou a existência de associações fluviais, deltaicas e lacustres. Tais associações estão compartimentadas em diferentes segmentos com significados deposicionais distintos e estão apresentados a seguir.

7.1 Barras e canais entrelaçados – AF1

Descrição - A associação de fácies 1 (AF1) consiste de camadas com extensão lateral de ordem métrica a decamétrica, com espessuras que variam entre 10 cm e 150 cm, compostos pelas fácies Gt, St, Sp, Sh e Ssg. As camadas apresentam geometria tabular ou cuneiforme, em alguns casos com formas canalizadas na base que cortam de forma erosiva depósitos subjacentes. Estes canais também formam *lags* erosivos associados a depósitos cascalhosos estratificados (Gt) ou de arenitos St com seixos e grânulos dispostos na base dos *sets* (Figuras 12 e 13 D). Os depósitos da AF1 apresentam gradação normal, com fácies Gt gradando para St, ou mais comumente arranjando-se ciclos de granodecrescência ascendente com a fácies St gradando para Sp e Sh. Intraclastos de argila ocorrem comumente na base de camadas de St e Sh. Seixos e grânulos de quartzo de veio encontram-se dispersos ou concentrados nos *foresets* da fácies St, constituindo feição típica da AF1. Em alguns casos, observa-se a intercalação de *sets* de 10 a 50 cm, limitados por superfícies horizontais a levemente inclinadas, de arenitos com estratificação cruzada sigmoide (Ssg) ou com estratificação cruzada acanalada (St).

Interpretação – AF1 é interpretada como depósitos de barras de canais entrelaçados com alta taxa de acreção frontal e lateral (Miall, 1996; Bridge, 2003). A interpretação é suportada pelas diversas superfícies de reativação com depósitos de *lags* erosivos. A ocorrência de intraclastos de argila indica que depósitos de finos foram depositados em regiões de *overbank*, topos de barra e outras áreas protegidas, porém a ausência no registro desses depósitos sugere que o rio apresentava grande instabilidade, mudando seu curso a todo tempo, formando largos vales e removendo depósitos de planície de inundação (Allen, 1965). A granulação predominantemente média a grossa e a presença de seixos e grânulos contidos nos *sets* de St sugerem fluxos subaquosos de alta competência.

7.2 Barras de desembocadura – AF2

Descrição – A associação de fácies 2 (AF2) é composta por camadas tabulares de grande extensão lateral e que variam de dezenas de centímetros a até 1,5 m de espessura. As camadas são formadas por arenitos de granulação fina a grossa com estratificação cruzada acanalada (St), arenitos de granulação muito fina a média com laminação cruzada (Sr), intercalações delgadas de arenito com argilito (H) e por depósitos maciços e laminados de finos (F). As fácies se organizam em ciclos granocrescentes de 1 a até 6 m, caracterizados por camadas de folhelhos (F) na base e arenitos (Sr, St, Sh) no topo. A proporção arenito/finos aumenta em relação ao topo dos ciclos, bem como a espessura das camadas de arenitos. Intercalações de lamitos (F) e arenitos com laminação cruzada (Sr) são os mais comuns na porção inferior dos ciclos, enquanto que na porção superior há predomínio de St. As fácies St estão dispostas em sucessões granocrescentes, comumente com terminações basais dos *foresets* formando *ripples*. Bioturbações verticais (rizomas) são observadas em camadas de arenitos com laminação cruzada (Sr) e em fácies heterolíticas (H) (Figura 10 G). Uma característica marcante observada nas fácies heterolíticas (H) são as deformações de caráter rúptil e dúctil associadas a falhas nas porções mais arenosas, padrão zebrado com deformações suaves nas camadas heterolíticas e bolas de areia distribuídas em meio a porções mais finas. Intraclastos de argila de tamanho seixo são também comuns associados às fácies St e Sr.

Interpretação – A AF2 é interpretada como depósitos de barras de desembocadura, formados por espraamentos das terminações de sistemas fluviais em lagos. A sucessão que se inicia por finos e termina comumente na fácies Sr sugere a deposição por fluxos em águas rasas sobre os depósitos finos. A intercalação rítmica de finos e arenitos na porção inferior de cada ciclo indica uma alternância nos processos de tração e suspensão em uma fase pré-espraimento (Galloway & Hoboday, 1983; Bristow *et al.*, 1999). As fácies St sobrepostas àquelas depositadas na fase pré-espraimento são interpretadas como formadas durante o espraimento propriamente dito. As terminações prográdantes de dunas com estratificação cruzada acanalada são caracterizadas comumente por arenitos com laminação cruzada (Sr), o que sugere redução na velocidade do fluxo devido à perda de competência de transporte da corrente ao se dissipar (Abdullatif, 1989). Intraclastos de argila associados à base das estratificações cruzadas indicam fluxos erosivos que retrabalham sedimentos da baía interdistributários (AF3) previamente expostos e gretados. Já as dobras associadas à fácies

heterolíticas são interpretadas como produto da diferença de pressão de fluidos entre areia e argila gerando deformações intraformacionais durante o estágio de compactação da rocha.

7.3 Baía interdistributários – AF3

Descrição – A associação de fácies 3 (AF3) é composta por camadas de grande extensão lateral, com espessuras que variam entre poucos centímetros a até 4 metros. Compreende siltitos, lamitos e argilitos (F) apresentando estrutura maciça ou laminação fina, com matizes predominantemente variando entre cinza e verde. Bioturbações por raízes e organismos vivos em substrato lamoso foram observadas principalmente nos testemunhos de sondagem. Esta associação encontra-se vertical e horizontalmente associada à porção inferior da AF2.

Interpretação - A AF3 é interpretada como depósitos de baías interdistributários associados a eventos de inundação (Elliot, 1986). A composição essencialmente pelítica da AF3 sugere deposição em ambientes de águas calmas, com baixa taxa de decantação (Elliot, 1986). Esta fácies encontra-se comumente associada a depósitos de barras de desembocadura da AF2.

7.4 Lacustre proximal - AF4

Descrição – A associação de fácies 4 (AF4) é composta por camadas, com espessura variável entre 1 a até 20 cm, de laminitos ondulados (Lo), laminitos nodulares (Ln), *rudstones* com intraclastos (R), *wackestones* com ostracodes (W) e por ostracoditos (O). As fácies Lo e Ln, são compostas por intercalações de lâminas irregulares com perfil serrilhado de matéria orgânica, interpretadas como esteiras microbianas, e por lâminas mais espessas de carbonato, geralmente silicificadas. Nestas lâminas de carbonato é comum encontrar formas esféricas, apresentando bainha, aqui interpretadas como células de cianobactérias cocoidais (Figura 19). As fácies Lo e Ln estão geralmente associadas a lâminas milimétricas de gipsita e de epsomita. Ostracodes e intraclastos de carbonato com células cocóides são observadas dentro das lamina com matéria orgânica. Níveis laminados com *tepees* também ocorrem associados às fácies laminito. A fácies *rudstone* (R) é constituída por intraclastos arredondados a alongados, variando entre 1 a 3 mm de espessura, de carbonato composto principalmente por cocóides, fragmentos de peixes e ostracodes, posicionadas na base da AF4.

Interpretação – A AF4 é interpretada como formada nas porções marginais de corpos encerrados (lagos) com salinidade elevada, e com frequente exposição subárea evidenciadas pela presença de *tepees* e de *rudstones* (R), provavelmente em função de oscilações do nível de base devido a variações climáticas. O predomínio de fácies Lo e Ln, atribuídas a esteiras microbianas, sugere condições de águas rasas e límpidas, dentro da zona fótica (Dupraz *et al.*, 2009) e com taxas mais ou menos elevadas de evaporação, dados os sucessivos níveis de gipsita e epsomita. A existência de níveis bem marcados de intraclastos, de *tepees* (Kendall & Warren, 1987) e de grãos aprisionados por esteiras microbianas, são indicadores de constante exposição subaérea, desagregação de partículas e posterior retrabalhamento. A AF4 está geralmente associada a AF5 e sua transição para esta é dada geralmente pela ocorrência das fácies W, P e O.

7.5 Lacustre distal – AF5

Descrição – A associação de fácies AF5 é descrita por camadas de *mudstone* maciço (Mm) e laminado (Ml), com espessuras entre 10 e 50 cm; e por camadas de até 12 m de espessura, de grande extensão lateral, compostas por folhelhos e argilitos cinza a pretos. Esta associação é comumente caracterizada por *mudstones* com laminação fina, podendo conter ostracodes dispersos, e que se intercalam com folhelhos pretos. Nas porções superiores de sucessões da AF5 são normalmente observadas estruturas de escorregamento (*slump*) e deformação interestratal do tipo *loop bedding*, estas últimas compostas principalmente por dobras e *boudins* associados a planos de falhas. No topo da AF6 predominam folhelhos e argilitos de tons escuros.

Interpretação – A AF5 é interpretada como depositadas nas porções distais lacustres, correspondendo a porções em que a lâmina de água é mais profunda. A ritimicidade da laminação sugere substrato estável e decantação em águas calmas, exceto por episódios de perturbação possivelmente devido a incidências de sismos, nos quais são produzidas fácies de escorregamento gerando abalos responsáveis pela origem de estruturas do tipo *loop bedding* (Calvo *et al.*, 1998). A cor escura dos sedimentos pelíticos sugere sedimentação em condições de anoxia associada a maior preservação de matéria orgânica. As sucessões da AF5 associam-se na base com a AF4 (ciclos de afogamento) ou AF6 (ciclos de raseamento).

7.6 Paleossolos – AF6

Descrição – Composta por camadas lateralmente contínuas de até 2 metros de espessura, constituídas por lamitos vermelhos a marrons (F) com padrão de fraturas em retículo preenchidos por calcita (Figura 18 D). Em algumas porções são também observadas deformações plásticas que formam dobras com fraturas paralelas ao plano axial, também associadas à precipitação de calcita (Figura 18 C). Variação de cores em padrão mosqueado, presença de sal e de gretas de ressecamento são feições e estruturas que predominam na AF6. Marcas de raízes e outros tipos de bioturbações não foram observados. A base da AF6 está comumente associada à AF5, enquanto que o topo é erodido por arenitos da AF1.

Interpretação – A AF6 é relacionada ao desenvolvimento de paleossolos em regiões próximas as bordas de um lago salino, região está com grande oscilação do nível freático. A ocorrência de inúmeros exemplos de veios de calcita, de deformações/fraturas preenchidas ou não e pseudomorfos de sais sugerem que o desenvolvimento dos paleossolos se deu em condições evaporíticas em corpos aquosos salinos e rasos expostos a intensa evaporação devido a condições climáticas áridas. A cor marrom/vermelha das fácies finas, ao contrário das cinzas e mais escuras das associações AF3 e AF5, é devida à exposição e oxidação acentuada dos sedimentos, critério este utilizado na definição do paleoambiente.

8. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS

O Aptiano da Bacia do Tucano Norte é constituído por duas sequências deposicionais limitadas por discordâncias de carácter regional (Figura 40). A sequência deposicional 1 (SD1; inferior) assenta-se em discordância erosiva sobre os sedimentos eocretáceos sin-rifte e é composta por espessa seção psamítica, que termina em intervalo pelítico-carbonático variável entre 5 e 15 m de espessura. A sequência deposicional 2 (SD2; superior) também é psamítica na parte inferior, progressivamente mais rica em intervalos pelíticos em direção ao topo, que é recoberta por expressiva seção de calcários laminados. O limite entre as duas sequências é uma desconformidade regional marcada pela reativação da sedimentação após período não deposicional com a formação de solos.

8.1 Sequência deposicional 1 (SD1)

A sequência inferior (SD1) inicia-se após longo período erosivo que perdurou por todo Aptiano inferior (Costa *et al.*, 2007). É composta por sucessão de arenitos e conglomerados, mapeada como Formação Marizal. A unidade é caracterizada pela reativação de falhas e alçamento do embasamento adjacente (Figueiredo *et al.*, 2015). A associação das fácies siliciclásticas deste intervalo indica deposição em rios com padrão de canais entrelaçados, e influência de leques aluviais (Freitas, 2014; Figueiredo *et al.*, 2015). O incremento de fácies de arenitos finos, micáceos, com estratificação cruzada em *sets* de porte centimétrico, muitas vezes separados por níveis de argila, e de siltitos, marcam transição do sistema fluvial para lacustre. O ciclo de afinamento textural para o topo sugere sedimentação em Trato de Sistema Transgressivo (TST).

Quarenta e duas (42) aferições foram realizadas na região sudeste com azimute médio de 148° (sudeste). Já na região norte, as 36 medidas apresentam valor do azimute médio de 74°, indicando transporte para leste. Medidas de paleocorrente foram também realizadas na Serra Negra, Bacia do Jatobá, totalizando 51 aferições com azimute médio de 219° (sudoeste), e na sub-bacia central, cujas 182 medidas indicam paleofluxo em direção a sul (186°).

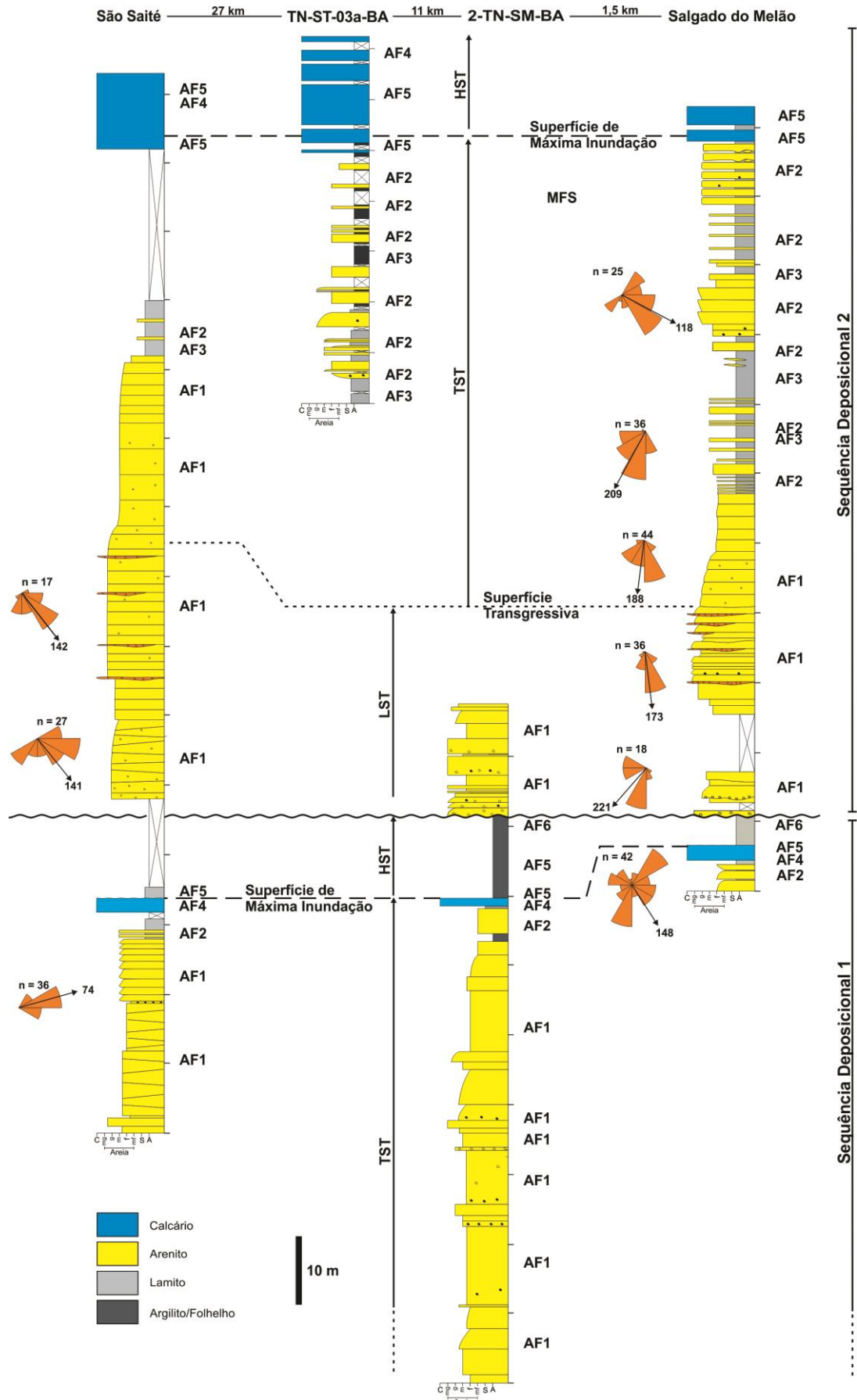


Figura 40 – Sequências deposicionais aptianas da Bacia do Tucano.

O intervalo carbonático tem início com laminitos ondulados e laminitos nodulares (esteiras microbianas) que, de acordo com Burne & Moore (1987), são interpretados como microbialitos (Figura 41). Os laminitos são considerados o produto de organomineralização (Perry *et al.*, 2007), com precipitação mineral mediada pela atividade de comunidades microbianas fotossintetizantes, formadoras de EPS – substâncias poliméricas extracelulares (Dupraz *et al.*, 2009). As bactérias apresentam atividade variável a depender do suprimento de luz e matéria orgânica, sendo que este tende a diminuir de intensidade a partir de profundidades maiores que 20 cm (Jørgensen, 1977). As esteiras microbianas geralmente estão restritas a habitats que apresentam condições extremas e ecologicamente estressantes, tais como ambientes de alta salinidade, pH elevado, que impeçam a existência de organismos predadores (*eg.* gastrópodes e copépodes) ou competição por luminosidade (Des Marais, 1995). A ocorrência de esteiras microbianas sugere que a sedimentação carbonática ocorreu em águas rasas, com frequente exposição subaérea, dado os intervalos de brechas e os níveis de gretas e *tepees*. Nesse primeiro estágio da sedimentação, a salinidade do corpo aquoso era possivelmente alta, como sugere a presença de sulfatos de cálcio (gipsita) e de magnésio (epsomita/kieserita) e das esteiras microbianas.

A breve sucessão de ostracoditos intercalados a folhelhos escuros no topo do primeiro ciclo e a ocorrência de espessa camada de *mudstones* laminados no topo do segundo ciclo sugerem progressiva elevação do nível do lago. *Mudstones* laminados formam ritmitos *strictu sensu*, em que a precipitação de carbonatos foi provavelmente sazonal, afetada pela variação de afluxos de material terrígeno (Gierlowski-Kordesch, 2010). Um dos principais fatores que favorecem a preservação da laminação observada nesta fácies é a estabilização do substrato por atividade microbiana (Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010) e a variação de salinidade devido a eventos sazonais de entrada de água e evaporação no corpo aquoso (Quijada *et al.*, 2013). A preservação da cor escura dos sedimentos pelíticos e a ocorrência de *mudstones* são sugestivas de deposição em águas relativamente mais profundas em lago hidrologicamente fechado de fundo anóxico. A estrutura *loop bedding* reconhecida em níveis dos *mudstone* no topo da sucessão carbonática sugere que atividades sísmicas penecontemporâneas à sedimentação (Calvo *et al.*, 1998; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000) atuaram durante a deposição dos carbonatos. Quando a propagação de ondas de choque ocorre enquanto o sedimento ainda apresenta água em seus poros, ocorre a formação de *boudins*, ao passo que quando o sedimento encontra-se consolidado, formam-se planos de falhas (Calvo *et al.*, 1998).

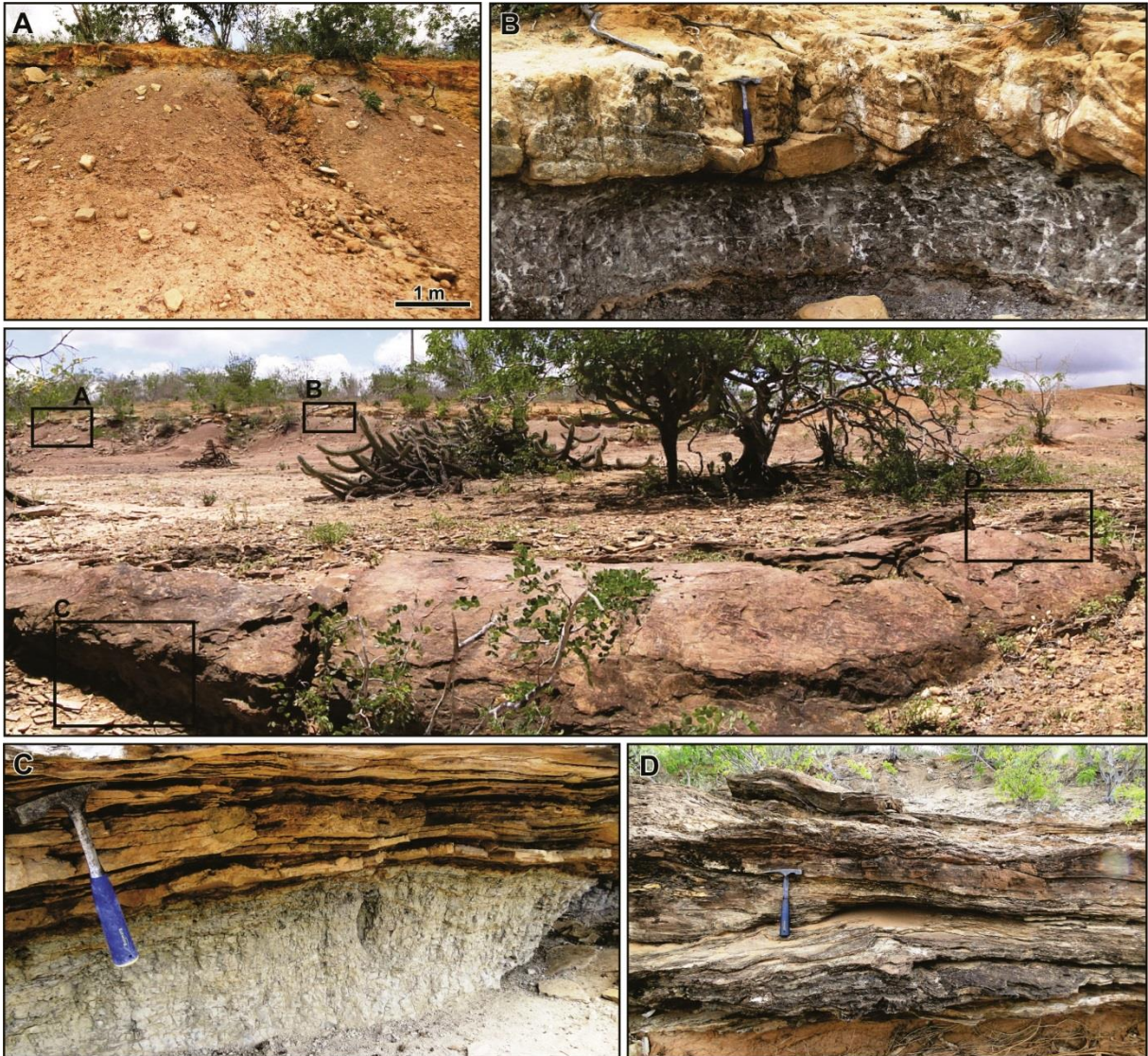


Figura 41 – Sucessão carbonática-siliciclástica da SD1. A: Contato entre SD1 e SD2; B: Detalhe para o contato entre lamito com feições pedogenéticas e arenito com estratificação cruzada sobrejacente; C: Contato inferior dos carbonatos com siltitos subjacentes; D: Intervalo carbonático inferior.

O empilhamento das fácies carbonáticas reconhecidas neste intervalo sugerem que a sedimentação se iniciou em lago efêmero caracterizado por águas rasas que sucessivamente tornaram-se relativamente mais profundas. Esse empilhamento indica uma tendência geral de “afogamento” do sistema lacustre, cujo topo é marcado pela superfície de máxima inundação (MFS), caracterizando o fim do trato transgressivo e o início do trato de nível alto (HST).

A seção carbonática é capeada por folhelhos com espessura variável, representantes da progradação do sistema lacustre em trato de nível alto (Figura 41). Lamitos mosqueados com vênulas de calcita e de pseudomorfos de sais, localizados no topo da SD1, são característicos de desenvolvimento de paleossolos em condições de elevada evaporação, e indicativos de

exposição subaérea. A exposição dos sedimentos foi a responsável pela geração da discordância deposicional que separa as SD1 e SD2.

O limite entre as sequências é marcado por incisão fluvial, responsável pela remoção de boa parte dos sedimentos depositados anteriormente, do que resulta grande variação de espessura do pacote pelítico-carbonático.

8.2 Sequência deposicional 2 (SD2)

O início da sedimentação na SD2 é dado por arenitos médios a grossos, em parte conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada, interpretados como produto da migração de barras em rios com padrão de canal entrelaçado. Em alguns casos é possível observar ciclos de arenitos com cruzadas acanaladas, de granulação grossa na base, afinando para o topo e gradando para arenitos com estratificação plano-paralela horizontal compondo ciclos de *finning upward*. Folhelhos são restritos, sendo remanescentes de planícies de inundação ou de depósitos de topo de barra (Collinson, 1996). Esses sedimentos são geralmente transformados em intraclastos de argila ou carregados em suspensão, devido à alta taxa de migração de canais entrelaçados (Collinson, 1996). A restrição de folhelhos na sucessão é comumente interpretada como indício de que os sedimentos tenham sido depositados em canais entrelaçados, embora abordagens alternativas tenham sido propostas (e.g. Bridge, 2003; Adams & Battacharya, 2005). Em função do seu padrão de empilhamento regressivo, os arenitos conglomeráticos fluviais do início da SD2 caracterizam trato de nível baixo (LST).

No intervalo inferior da SD2, foram realizadas 44 medidas de paleocorrentes da sucessão siliciclástica na região de São Saité (Figura 8), com azimute médio indicando paleofluxo em direção a sudeste (142°). Na porção sudeste da Serra do Tonã (Figura 6), em um total de 98 medidas, as paleocorrentes indicam transporte sedimentar rumo sul-sudoeste (194°).

A parte superior da sucessão siliciclástica é assinalada pelo aumento de sedimentos lamíticos com intercalações de pacotes de arenitos que se espessam para o topo, organizados em ciclos de *coarsening upward*. No entanto, o empilhamento geral dos ciclos apresenta padrão transgressivo, constituindo, portanto, um trato transgressivo (TST). A sucessão como um todo é interpretada como associação de depósitos de barras de desembocadura e de baías interdistributárias, na transição do sistema fluvial para o lacustre. As 61 medidas de

paleocorrentes deste intervalo foram aferidas na encosta sudeste da Serra do Tonã, e indicam paleofluxo semelhante ao da porção inferior, ou seja, com vetor médio sul-sudeste (164°).

A deposição dos *mudstones* laminados no topo da Serra do Tonã representa o ápice da sedimentação lacustre na bacia, com o desenvolvimento de corpo d'água provavelmente mais profundo que aquele desenvolvido na SD1 (Figura 42). A deposição lacustre carbonática teve início no TST, com lâmina d'água pouco profunda e oscilante, condições em que se formaram as esteiras microbianas e brechas intraformacionais constituídas por clastos oriundos do retrabalhamento dos laminitos microbiais e fragmentos vegetais. Estas fácies são recobertas por *mudstones* laminados, que registram condições progressivamente de maior profundidade até a superfície de inundação máxima (MFS). Laminitos nodulares no topo da sucessão indicam queda do nível do lago, caracterizando empilhamento regressivo em trato de nível alto (HST).



Figura 42 – Fácies carbonáticas da SD2. A: Morro testemunho de São Saité, cujos últimos 10 metros são constituídos por camadas de carbonatos; B: Detalhe da porção inferior do intervalo carbonático de São Saité; C: Laminação plano paralela em *mudstones*, com níveis de *loop bedding*; D: Acamamento heterolítico em carbonato fino, com base reta e topo ondulado, comum na porção inferior.

9. CORRELAÇÕES E INTERPRETAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

As fácies fluviais da sequência inferior (DS1), típicas da parte inferior da Formação Marizal, são sobrepostas por delgada seção (<15 m de espessura) de folhelhos com intercalações de calcários lacustres, que apresentam ciclos de aprofundamento de alta frequência, nos quais estão presentes laminitos, microbiais e nodulares, associados a folhelhos ricos em matéria orgânica. A seção pelítica se estende para sul na Bacia do Tucano Central, onde é portadora de rica ocorrência de peixes fósseis (Silva Santos, 1972; Brito & Alvarado-Ortega, 2008; Alvarado-Ortega & Brito, 2010; Amaral & Brito, 2012). Este intervalo pelítico, pertencente à Formação Marizal, foi denominado Camada Amargosa por Freitas (2014), que reconheceu sua continuidade lateral nas bacias do Tucano Norte, Central e Sul.

O registro sedimentar Aptiano da Bacia do Tucano é similar ao da Bacia do Araripe (Assine, 2007), situada a norte no interior do Nordeste do Brasil (Figura 43). Arenitos fluviais predominam na parte inferior da sequência na Bacia do Araripe, (Assine, 1992; Chagas *et al.*, 2007; Scherer *et al.*, 2015, Assine *et al.*, prelo), onde são também recobertos por uma seção pelítica delgada (<20 m de espessura) e lateralmente contínua, com intercalação de calcários e folhelhos pretos ricos em matéria orgânica (Spigolon *et al.*, 2015). Este intervalo pelítico-carbonático existente dentro da Formação Barbalha, denominado Camadas Batateira (Hashimoto *et al.*, 1987), é um marco estratigráfico regional na Bacia do Araripe (Hashimoto *et al.*, 1987; Assine 2007).

Paleocorrentes obtidas da direção de *foresets* de estratos cruzados dos arenitos fluviais da DS1 mostram padrão bimodal, com moda principal para ENE e secundária para SSW, resultando vetor médio para o azimute 105°. Estes dados indicam área-fonte a norte e a oeste, à montante dos sistemas fluviais que deram origem aos arenitos da sequência (Formação Marizal inferior). Esta sequência encontra-se melhor exposta na bacia do Tucano Central, a sul da Serra do Tonã, onde toda a seção psamítica aflora, inclusive a discordância angular basal sobre os estratos da fase rifte pertencentes à Formação São Sebastião (Figueiredo *et al.*, 2015). Nesta área a direção do paleofluxo é para o azimute 186°, também indicativo de proveniência de norte, mas com padrão unimodal e baixa dispersão dos dados. Esta direção de paleocorrentes é paralela ao *strike* das falhas de borda do rifte da Bacia do Tucano, sugerindo condicionamento tectônico da sequência pelas estruturas herdadas da fase rifte, e mostrando claramente que a drenagem predominante era axial para sul (Figura 44).

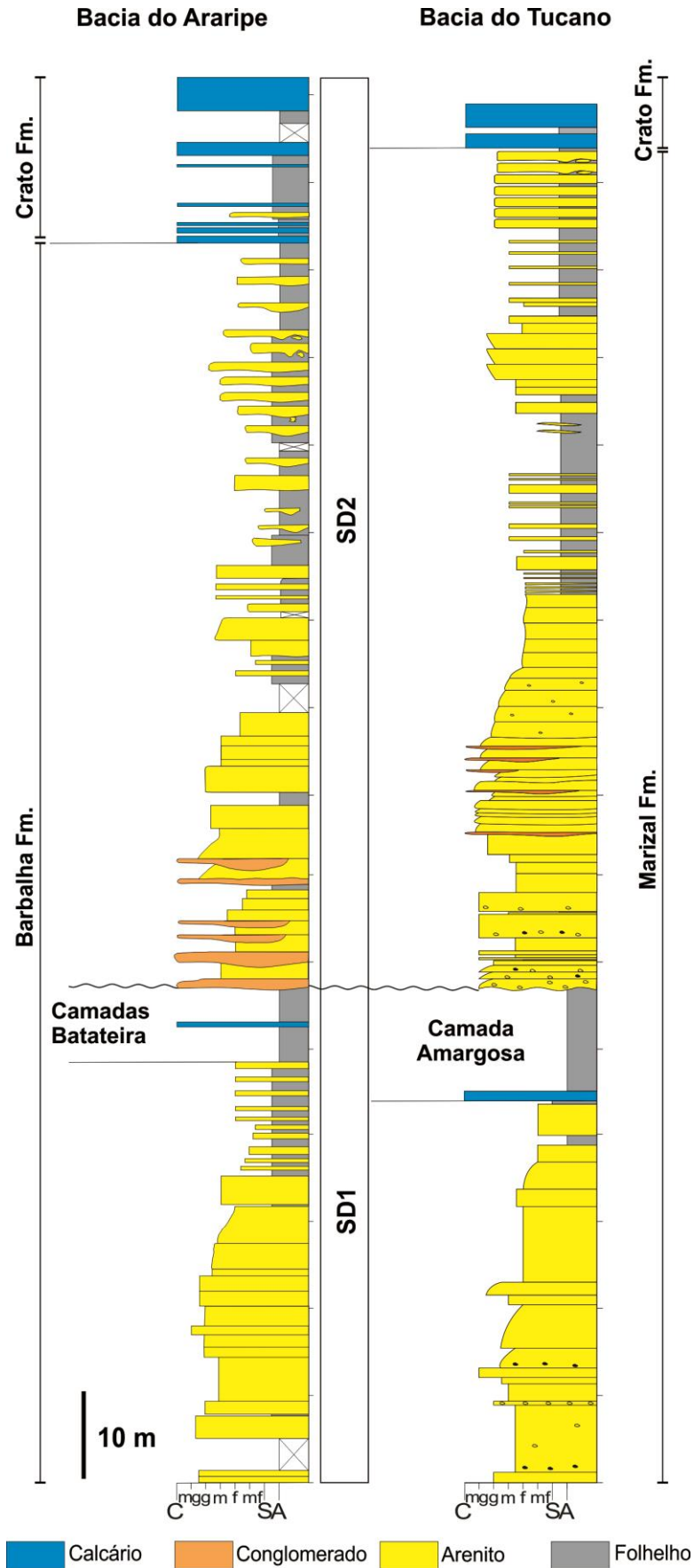


Figura 43 – Correlação do perfil vertical levantado no Rio da Batateira, Bacia do Araripe (Assine *et al.*, *prelo*) e o perfil composto de Salgado do Melão e testemunho 2-TN-ST-BA, Bacia do Tucano.

Desconformidade no topo da seção pelítica (Camada Amargosa) marca o limite entre as duas seqüências deposicionais aptianas na Bacia do Tucano. O empilhamento também é retrogradacional na seqüência superior (SD2), com sedimentação inicialmente flúvio-deltaica (parte superior da Formação Marizal), passando para lacustre carbonática na porção superior. Braun (1966) mapeou os calcários do topo da Serra do Tonã como Formação Crato, critério adotado em trabalhos posteriores (eg. Bueno, 1996; Silveira *et al.*, 2014), com base na similaridade com a Bacia do Araripe. Nesta bacia, os arenitos da Formação Barbalha são recobertos pelos calcários laminados lacustres da Formação Crato (Assine, 2007; Chagas *et al.*, 2007; Scherer *et al.*, 2015).

A seqüência também aflora na Bacia do Jatobá, preservada em dois morros testemunhos denominados Serra Negra e Serra do Periquito (Figura 1). Calcários laminados aflorantes na Serra Negra apresentam fácies muito similares às dos calcários presentes no topo da seqüência nas bacias do Tucano e do Araripe (Neumann *et al.*, 2010; Neumann & Rocha, 2014), tendo sido classificados também como Formação Crato por Braun (1966). Arenitos fluviais, com faciologias semelhantes às do Tucano, ocorrem abaixo dos calcários laminados. Embora suas exposições sejam limitadas, uma vez que são recobertos por espessos depósitos de talus e colúvios quaternários. Paleocorrentes fluviais indicaram paleofluxo para azimuth médio 219°. O paleofluxo para sudoeste é aproximadamente paralelo à falha principal na borda norte do rifte da Bacia do Jatobá, o que é sugestivo de drenagem axial e tectonismo sindeposicional também para esta seqüência. Embora esta hipótese precise de mais dados para sua comprovação, o paleofluxo deduzido na Bacia do Jatobá é coerente com o dos arenitos da DS2 na Serra do Tonã, que apontaram paleofluxo sul para o azimuth médio 176° (Figura 44).

Na Bacia do Araripe, a Formação Crato pode alcançar 70 m de espessura e é formada por vários bancos calcários, de origem lacustre (Neumann & Cabrera, 2002), que ocorrem intercalados com fácies siliciclásticas. Os calcários são portadores de importante conteúdo fossilífero (Mabesoone & Tinoco 1973; Martill *et al.*, 2007a) e a presença de pseudomorfos de halita indica ambientes de deposição áridos (Martill *et al.*, 2007b).

Na Bacia do Tucano, o registro estratigráfico Aptiano é incompleto, pois a seção carbonática apresenta poucos metros de espessura. Mas, sua presença é muito importante porque indica que a extensão originalmente ocupada por depósitos carbonáticos neoaptianos era muito maior do que está hoje preservada no interior do Nordeste do Brasil (Braun, 1966; Assine, 1990, 1994).

A ausência do registro estratigráfico neoptiano completo na Bacia do Tucano é evidente, mesmo porque não foram encontradas as camadas de gipsita da Formação Ipubi, que na Bacia do Araripe recobrem os calcários da Formação Crato (Beurlen, 1971). Os evaporitos caracterizam o estágio transicional entre as sequências rifte e drife e estão presente em grande parte das bacias marginais brasileiras (Chang *et al.* 1988, 1992). Camadas de gipso ocorrem, inclusive, a oeste na Bacia do Parnaíba, onde a seção carbonático-evaporítica da Formação Codó sobrepõe as fácies flúvio-deltaicas da Formação Grajaú (Paz *et al.*, 2005; Paz & Rossetti, 2006; Bahniuk *et al.*, 2015).

A sequência marinha neoptiana da Bacia do Araripe, litoestratigraficamente correspondente à Formação Romualdo, que registra de forma indubitável a transgressão marinha neoptiana no interior do Nordeste do Brasil (Assine, 2007; Assine *et al.*, prelo), também não ocorre na Bacia do Tucano. De fato, além da Bacia do Araripe, relictos estão preservados apenas nos dois morros-testemunhos da Bacia do Jatobá, mas a seção aflora muito mal e perfis estratigráficos verticais não são disponíveis.

Antes mesmo da transgressão Romualdo, é provável que tenha havido uma primeira ingressão marinha neoptiana, registrada no meio da seção psamítica da Formação Marizal por um intervalo de poucos metros de folhelhos e siltitos (Camada Amargosa). Nestes depósitos finos ocorrem peixes fósseis, há muito conhecidos e descritos (Santos 1972), e considerados marinhos de afinidade Tethyana (Brito & Alvarado-Ortega, 2008; Amaral & Brito, 2012). Se estes depósitos foram formados em um mar epicontinental, a ingressão não teria atingido a Bacia do Tucano Norte, pois nenhuma evidência marinha foi encontrada no intervalo pelítico-carbonático presente na parte superior da SD1.

As paleocorrentes fluviais da Bacia do Tucano Norte, integrada às paleocorrentes fluviais das bacias do Tucano Central, Jatobá e Araripe, mostram paleodrenagem continental formada por rios que fluíam de norte para sul, da Bacia do Araripe para a do Recôncavo, passando pela Bacia do Tucano (Figura 44). Neste cenário paleogeográfico, as ingressões marinhas teriam ocorrido de sul para norte, ou seja, do Recôncavo para montante, subindo pelos vales fluviais até atingir o Araripe. Estes resultados são opostos às interpretações paleogeográficas continentais propostas por Arai (2014) e corroboram a reconstituição apresentada por Assine (1994).

A preservação relictiva da seção neoptiana no interior do Nordeste do Brasil, sobretudo dos calcários laminados lacustres, evaporitos transicionais e folhelhos marinhos, foi consequência de eventos regionais de soerguimento, com denudação e remoção de grande

parte do registro sedimentar cretáceo no interior do Nordeste do Brasil, atuantes do Campaniano ao Mioceno (*Magnavita et al., 1994; Peulvast et al., 2008; Japsen et al., 2012*). A Bacia do Araripe é o principal testemunho destes depósitos, mas as ocorrências da Serra do Tonã na Bacia do Tucano e da Serra Negra na Bacia do Jatobá são fundamentais para reconstituir a história geológica cretácea do interior do Nordeste do Brasil e sua paleogeografia ao tempo das primeiras transgressões marinhas no final do Aptiano.

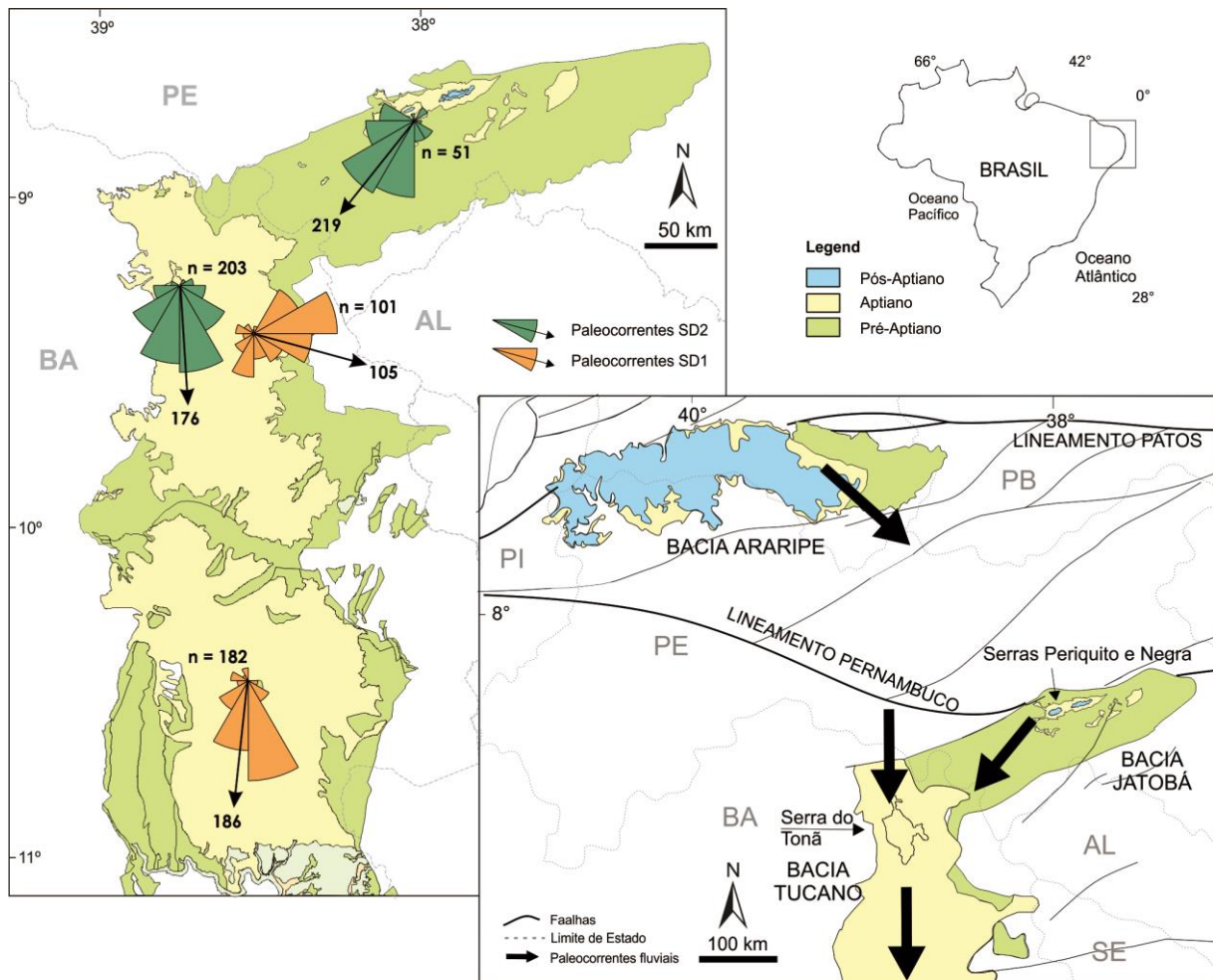


Figura 44 – Paleocorrentes aptianas das bacias de Tucano, Jatobá e Araripe à direita. À esquerda, paleocorrentes das seqüências deposicionais 1 e 2 das bacias de Tucano e Jatobá.

10. CONCLUSÃO

Duas sequências mistas carbonático-siliciclásticas, separadas por discordâncias regionais, foram reconhecidas no registro Aptiano superior da Bacia do Tucano Norte. As sequências são predominantemente transgressivas, com fácies fluviais na porção inferior e depósitos lacustres no topo. O registro estratigráfico lacustre mostra ciclicidade, provavelmente resultante de flutuação da salinidade, com deposição de microbialitos nas regiões mais rasas e *mudstones* nas porções com lâmina d'água mais profunda.

As sequências deposicionais neoaptianas são correlatas às do Aptiano do Grupo Santana da Bacia do Araripe. As fácies fluviais das formações Marizal (Tucano) e Barbalha (Araripe) apresentam padrões similares de empilhamento retrogradacional, culminando com a implantação de sistemas lacustres. O intervalo de folhelhos (Camada Amargosa), nos quais se encontram camadas de calcários formando ciclos de aprofundamento de alta frequência, constitui importante marco estratigráfico na Bacia do Tucano, similar às Camadas Batateira na Bacia do Araripe. A implantação deste sistema lacustre mais antigo no Tucano Norte, ao final do primeiro ciclo sedimentar, foi resultado de elevação do nível de base regional e afogamento das planícies fluviais, evento este relacionado à transgressão que ensejou a deposição de fácies consideradas marinhas mais a sul, na Bacia do Tucano Central, cuja paleoictiofauna apresenta afinidade thetyana.

O segundo ciclo sedimentar termina com a implantação de sistemas lacustres predominantemente carbonáticos, lito- e cronocorrelatos aos da Formação Crato da Bacia do Araripe. Os calcários laminados desta formação, presentes também na Bacia do Jatobá, representam registro relicto de uma cobertura originalmente mais extensa, sendo remanescentes de eventos erosivos associados a soerguimento epirogênico do interior do Nordeste do Brasil, do Campaniano ao Mioceno.

Paleocorrentes deduzidas das direções de mergulho de estratos cruzados de fácies fluviais indicam que a Bacia do Tucano integrava paleodrenagem continental que fluía para sul, acompanhando vales de direção norte-sul provavelmente condicionados por subsidência associada à reativação de falhas de fase rifte da bacia. Estes vales constituíram caminho natural para a invasão marinha neoaptiana, que atingiu a Bacia do Araripe a norte dando origem aos folhelhos marinhos da Formação Romualdo. O registro estratigráfico desta bacia constitui, assim, importante elo para a elucidação da história deposicional do Aptiano superior no Nordeste do Brasil, com importantes implicações paleogeográficas relacionadas à paleodrenagem continental e caminhos pelos quais o mar avançou em direção ao interior do

continente, num período em que houve a conexão do Atlântico sul com águas provenientes do Thethys.

A análise geoquímica dos intervalos portadores de rochas carbonáticas revelou que os carbonatos as SD1 apresentam calcita de alto magnésio, associados a predomínio de carbonatos microbiais, enquanto que os pertencentes à SD2 apresentam calcita de baixo magnésio, associados à *mudstones*. Dados de isótopos estáveis de carbono dos carbonatos inferiores apresentam valores bastante negativos associados a ambientes lacustres restritos com proliferação de esteiras microbianas. Os isótopos de carbono dos carbonatos superiores apresentam valores próximos a zero, típicos de carbonatos marinhos, porém a ausência até o momento de maiores evidências marinhas, levam a interpretação de ambiente lacustre em trato de nível alto.

REFERÊNCIAS

- Abdullatif, O.M., 1989. Channel-fill and sheet-flood facies sequences in the ephemeral terminal River Gash, Kassala, Sudan. *Sedimentary Geology* 63, 171-184.
- Adams, M.M., Bhattacharya, J.P., 2005. No Change in Fluvial Style Across a Sequence Boundary, Cretaceous Blackhawk and Castlegate Formations of Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 75, 1038-1051.
- Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93-114.
- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5, 89-191.
- Almeida-Filho, R., Miranda, F.P., Yamakawa, T., Bueno, G.V., Moreira, F.R., Camargo, E.G., Bentz, C.M., 2002. Data integration for a geologic model of hydrocarbon microseepage areas in the Tonã Plateau region, North Tucano basin, Brazil. *Canadian Journal of Remote Sensing* 28, 96-107.
- Alvarado-Ortega, J., Brito, P.M., 2010. A new ichthyodectiform (actinopterygii, teleostei) from the Lower Cretaceous Marizal Formation, North-East Brazil. *Palaeontology* 53, 297-306.
- Amaral, C.R.L., Brito, P.M., 2012. A New Chanidae (Ostariophysii: Gonorynchiformes) from the Cretaceous of Brazil with Affinities to Laurasian Gonorynchiforms from Spain. *PLoS ONE* 7, e37247.
- Arai, M., 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology* 44, 339-350.
- Armstrong, H.A., Brasier, M.D., 2005. Microfossil, stable isotopes and ocean-atmosphere history. *Microfossils*, 2nd ed. 4. Blackwell Publishing, Malden, USA, pp. 25-34.
- Assine, M.L., 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. UNESP - Rio Claro, Rio Claro, p. 124.
- Assine, M.L., 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 22 (3), 289-300.
- Assine, M.L., 1994. Paleocorrentes e Paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 24, 223-232.

- Assine, M.L., 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15, 371 - 389.
- Assine, M.L., Perinotto, J.A.J., Neumann, V.H., Custódio, M.A., Varejão, F.G., Mescolotti, P.C., Prelo. Sequências Depositionais do Andar Alagoas (Aptiano superior) da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociência da Petrobras*.
- Bahniuk, A.M., Anjos, S., França, A.B., Matsuda, N., Eiler, J., McKenzie, J.A., Vasconcelos, C., 2015. Development of microbial carbonates in the Lower Cretaceous Codó Formation (north-east Brazil): Implications for interpretation of microbialite facies associations and palaeoenvironmental conditions. *Sedimentology* 62, 155-181.
- Bates, R.L., Jackson, J.A., 1987. *Glossary of Geology*, 3rd ed. American Geological Institute, Alexandria, Virginia.
- Best, J.L., Brige, J.S., 1992. Themorphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon stage plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology* 39, 737-752.
- Beurlen, K., 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 43, 411-415.
- Bhattacharya, A., 1997. On the origin of non-tidal flaser bedding in point bar deposits of the river Ajay, Bihar and West Bengal, NE India. *Sedimentology* 44, 973-975.
- Braun, O.P.G., 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da Região Nordeste do Brasil (Bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). *Boletim DNPM/DGM* 236, 1-75.
- Brazil, J.J., 1947. O Estado da Bahia. Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, pp. 91-182.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Bristow, C.S., Skelly, R.L., Ethridge, F.G., 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology* 46, 1029-1047.
- Brito, I.M., 1979. Bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil. Interciência, Rio de Janeiro.

- Brito, P.M., Alvarado-Ortega, J., 2008. A new species of *Placidichthys* (Halecomorphi: Ionoscopiformes) from the Lower Cretaceous Marizal Formation, northeastern Brazil, with a review of the biogeographical distribution of the Ophiopsidae, in: Cavin, L., Longbottom, A., Richter, M. (Eds.), *Fishes and the Break-up of Pangaea*. Geological Society of London, Special Publications 295, pp. 145-154.
- Brown, J.S., 1943. Suggested use of the word microfacies. *Economic Geology* 38, 325-325.
- Brown, L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins, in: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG, Tulsa.
- Budd, D.A., Hammes, U., Ward, W.B., 2000. Cathodoluminescence in calcite cements: new insights on Pb and Zn sensitizing, Mn activation, and Fe quenching at low trace-element concentrations. *Journal of Sedimentary Research* 70, 217-226.
- Bueno, G.V., 1996. Serra do Tonã: um elo estratigráfico entre as bacias do Tucano Norte (BA) e Araripe (CE), Nordeste do Brasil., 4 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. UNESP/IGCE, Rio Claro, pp. 143-146.
- Buick, R., Dunlop, J.S.R., Groves, D.I., 1981. Stromatolite recognition in ancient rocks: an appraisal of irregularly laminated structures in an Early Archean chert-barite unit from North Pole, Western Australia. *Alcheringa* 5.
- Burne, R.V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios* 2, 241-254.
- Calvo, J.P., Rodriguez-Pacua, M., Martin-Velazquez, S., Jimenez, S., Vicente, G.d., 1998. Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. *Sedimentology* 45, 279-292.
- Carvalho, M.D., Guzzo, J.V.P., 1998. Análises petrográficas e biocronoestratigráficas de amostras de superfície da Bacia de Tucano, localidade de Salgado do Melão. *Petrobras CT DGER* 63/98, p. 7.
- Catto, B., 2015. Laminitos microbiais no Membro Crato (Neoptiano) da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, IGCE. UNESP, Rio Claro, p. 100.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier.

- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters Stratigr* 44, 173-245.
- Chaboureau, A.-C., Guillocheau, F., Robin, C., Rohais, S., Moulin, M., Aslanian, D., 2013. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics* 604, 191-223.
- Chagas, D.B., Assine, M.L., Freitas, F.I., 2007. Facies sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Barbalha no Vale do Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil *Geociencias* 26, 313-322.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes* 11, 194-202.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97-138.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, London, pp. 37-82.
- Costa, I.P., Bueno, G.V., Milhomem, P.d.S., Silva, H.S.R.L.e., Kosin, M.D., 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15, 9.
- Craig, H., 1957. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science* 133, 1702-1703.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L., 1986. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. In: Gautier, D.L. (Ed.), *Roles of Organic Matter in Sedimentary Diagenesis*. Soc. Econ. Paleontol.Mineral. Spec. Pub. 38, 23-33.
- De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R., Van Gelder, A., 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, Country Cork, Ireland. *Sedimentology* 24, 451-483.
- De Ros, L., 1986. Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil, *Ciênc. Téc. Pet. Seção Exploração Pet. CENPES Petrobras*, p. 107.

- Demicco, R.V., Hardie, L.A., 1994. Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits. SEPM.
- Des Marais, D., 1995. The Biogeochemistry of Hypersaline Microbial Mats, in: Jones, J.G. (Ed.), *Advances in Microbial Ecology*. Springer US, pp. 251-274.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures, in: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks AAPG*, pp. 108-121.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96, 141-162.
- Elliot, T., 1986. Deltas, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, pp. 113-154.
- Embry, A., 2009. *Practical Sequence Stratigraphy*. Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Embry, A.F., Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Canadian Petroleum Geology Bulletin* 19, 730-781.
- Emery, D., Myers, K., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, p. 297.
- Fairchild, T.R., Schopf, J.W., Shen-Miller, J., Guimarães, E.M., Edwards, M.D., Lagstein, A., Li, A., Pabst, M., Melo-Filho, L.S., 1996. Recent discoveries of Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Research* 80, 125-152.
- Fielding, C.R., 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190, 227-240.
- Figueiredo, F.T., Almeida, R.P., Freitas, B.T., Marconato, A., Carrera, S.C., Turra, B.B., 2015. Tectonic activation, source area stratigraphy and provenance changes in a rift basin: the Early Cretaceous Tucano Basin (NE-Brazil). *Basin Research*, 1-13.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, 2nd ed. Springer, Heidelberg.
- Frakes, L.A., 1999. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data, in: *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system*, edited by: Barrera, E. and Johnson, C., Geological Society of America, Special Paper 332, 49-57.

- Freitas, B.T., 2014. A Formação Marizal (Aptiano) na Bacia do Tucano (BA): contribuição à análise da arquitetura de depósitos fluviais e implicações paleobiogeográficas, Instituto de Geociências. São Paulo University, São Paulo, p. 175.
- Frostick, L.E., Reid, I., 1977. The origin of horizontal laminae in ephemeral stream channel-fill. *Sedimentology* 24, 1-9.
- Galloway, W.E., 2004. Accommodation and the sequence stratigraphy paradigm. *Reservoir*, Canadian Society of Petroleum Geologists 31, 28-29.
- Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1983. Terrigenous clastic depositional systems: applications to petroleum, coal and uranium exploration. Springer-Verlag, New York.
- Gierlowski-Kordesch, E.H., 2010. Lacustrine Carbonates, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in continental settings: facies, environments and processes*. Elsevier, pp. 1-101.
- Hashimoto, A.T., Appi, C.J., Soldan, A.L., Cerqueira, J.L., 1987. O neo-Alagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 118-122.
- Hoefs, J., 2004. *Stable Isotope in Geochemistry*. 5th ed. Springer-Verlag, Germany, 244 pp.
- Irwin, H., Curtis, C.D., Coleman, M., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic rich sediments. *Nature* 269, 209–213.
- Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P., Pedreira, A., 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *GSA Bulletin* 124, 800–816.
- Jorgensen, B.B., 1977. The sulfur cycle of a coastal marine sediment (Limfjorden, Denmark). *Limnol. Oceanogr.* 22, 814-832.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W., Barker, D.H.N., 2003. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. *Geological Society, London, Special Publications* 207, 105-129.
- Karner, G.D., Egan, S.S., Weissel, J.K., 1992. Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics* 215, 133-160.

- Kauffman, A.J., Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research* 73, 27-49.
- Kendall, C.G.S.C., Warren, J., 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology* 34, 1007-1027.
- Kosin, M.D., 2009. O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá - uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. *Boletim de Geociência da Petrobras* 17, 89-108.
- Li, K.C., Ku, T.L., 1997. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 69-80.
- Lima, C.C.U., Vilas Boas, G.S., 2000. A arquitetura deposicional da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do Recôncavo, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 729-736.
- Lima, R.P., Neumann, V.H., Rocha, D.E.G.A., Miranda, T.S., Gonçalves, L.R.L., Barbosa, J.A., Santos, C.A., Lima Filho, M., Fambrini, G., Menezes Filho, J.A.B., 2011. Sedimentologia e estratigrafia do paleolago aptiano da Bacia de Jatobá, 6º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, Florianópolis-SC.
- Mabesoone, J.M., Tinoco, I.M., 1973. Paleocology of Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 14, 87-118.
- Magaritz, M., Goldenberg, L., Kafri, U., Arad, A., 1980. Dolomite formation in the seawater - freshwater interface. *Nature (London)* 287, 622-624.
- Magnavita, L.P., 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá, Earth Sciences Department. University of Oxford, Oxford, p. 492.
- Magnavita, L.P., Cupertino, J.A., 1987. Conceção atual sobre as Bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociência da Petrobras* 1, 119-13416.
- Magnavita, L.P., Davison, I., Kuszniir, N.J., 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics* 13, 367-388.
- Magnavita, L.P., Destro, N., Carvalho, M.S.S.d., Milhomem, P.d.S., Souza-Lima, W., 2003. Bacia de Tucano, Fundação Paleontológica Phoenix, p. 9.

- Marriot, S.B., Wright, V.P., 2004. Mudrock deposition in an ancient dryland system: Moor Cliffs Formation, Lower Old Red Sandstone, southwest Wales, UK. *Geological Journal* 39, 277-298.
- Martill, D.M., Bechly, G., Loveridge, R.F., 2007a. *The Crato Fossil beds of Brazil - Window into an Ancient World*, 1st ed. Cambridge University Press, New York, p. 625.
- Martill, D.M., Loveridge, R., Heimhofer, U., 2007b. Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian), Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research* 28, 613-620.
- McCrea, J.M., 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *The Journal of Chemical Physics* 18, 849-857.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews* 13, 1 - 62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary, in: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 597-604.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin.
- Miall, A.D., 1999. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 3^a ed. Springer-Verlag, New York.
- Milani, E.J., Davison, I., 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics* 154, 41-70.
- Mitchum, J.R., Vail, R.M., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part two: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Memoir 26)*, 53-62.
- Mohriak, W.U., Leroy, L., 2012. Architecture of rifted continental margins and breakup evolution: insights from the South Atlantic, North Atlantic and Red Sea - Gulf of Aden conjugate margins. *Special Publication - Geological Society of London* 369, 1-40.
- Montenat, C., Barrier, P., d'Estevou, P.O., Hirsch, C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196, 5-30.

- Neumann, V., Rocha, D., Moraes, A., Sial, A., Castro, M.T., Barbosa, J., Fambrini, G., Carvalho, R., 2010. Microfácies carbonáticas e comportamento isotópico de C e O no calcários laminados aptianos lacustres da Serra Negra, Bacia do Jatobá, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos* 20, 89-100.
- Neumann, V.H., Cabrera, L., 2002. Características Hidrogeológicas gerais, mudanças de salinidade e caráter endorréico do sistema lacustre Cretáceo do Araripe, NE Brasil. *Revista de Geologia* 15, 43-54.
- Neumann, V.H., Rocha, D.E., 2014. Stratigraphy of the Post-Rift Sequences of the Jatobá Basin, Northeastern Brazil, STRATI 2013. Springer, pp. 553-557.
- Payton, C.E., 1977. Seismic Stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration, Memoir 26. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, p. 516.
- Paz, J.D.S., Rossetti, D.F., 2006. Paleohydrology of an Upper Aptian lacustrine system from northeastern Brazil: Integration of facies and isotopic geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 247-266.
- Paz, J.D.S., Rossetti, D.F., Macambira, J.B., 2005. An Upper Aptian saline pan/lake system from the Brazilian equatorial margin: integration of facies isotopes. *Sedimentology* 52, 1303-1321.
- Perry, R.S., McLoughlin, N., Lynne, B.Y., Sephton, M.A., Oliver, J.D., Perry, C.C., Campbell, K., Engel, M.H., Farmer, J.D., Brasier, M.D., Staley, J.T., 2007. Defining biominerals and organominerals: direct and indirect indicators of life. *Sedimentary Geology* 201, 157-179.
- Peulvast J.P., Claudino Sales V., Bétard F., Gunnell Y., 2008. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. *Global and Planetary Change* 62, 39-60.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R., 2013. Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Camerós Basin, Northern Spain). *Journal of Sedimentary Research* 83, 241.

- Reesnick, A.J.H., Bridge, J.S., 2007. Evidence of bedform superimposition and flow unsteadiness in unit bar deposits, South Saskatchewan River, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 81, 814-840.
- Renault, R.W., Gierlowski-Kordesch, E.H., 2010. Lakes, in: James, N.P. (Ed.), *Facies Models* 4. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, pp. 541-575.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179-214.
- Rocha, D.E.G.A., 2011. Caracterização do intervalo carbonático do sistema lacustre aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil, Centro de Tecnologia e Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, Recife - PE, p. 128.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G., Gómez-Gras, D., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135, 117-135.
- Rolim, J.L., 1984. Estudo da sequência clástica e carbonática da Serra do Tonã Macururé, Estado da Bahia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 155.
- Rolim, J.L., Mabesoone, J.M., 1982. Um modelo de grande rio para as bacias rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Purbeckiano-Aptiano, Nordeste do Brasil), 32º Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, Salvador, pp. 1406-1412.
- Rothman, D.H., Hayes, J.M., Summons, R.E., 2003. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 100, 8124-8129.
- Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems, in: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists pp. 187-198.
- Santos, C.C., Reis, R., 2011. Projeto Bacia do Tucano Central: Folha Caimbé – SC. 24-Z-A-I; Folha Jeremoabo – SC.24-Z-A-II. Estado da Bahia, Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos. CPRM, Salvador.
- Schelske, C.F., Hodell, D.A., 1991. Recent changes in productivity and climate of Lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments. *Limnology and Oceanography* 36, 961-975.

- Scherer, C.M.S., Goldberg, K., Bardola, T., 2015. Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology* 322, 43-62.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholler, D.S., 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Selley, R.C., 1982. *Introduction to Sedimentology*, 2^o ed. ed. Academic Press, Londres.
- Silva Santos, R., 1972. Peixes da Formação Marizal, Estado da Bahia. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, p. 76.
- Silveira, A.C., Varejão, F.G., Neumann, V.H., Sial, A.N., Assine, M.L., Ferreira, V.P., Fambrini, G.L., 2014. Químioestratigrafia de Carbono e Oigênio dos Carbonatos Lacustres Aptianos da Serra do Tonã, sub-Bacia de Tucano Norte, NE do Brasil. *Estudos Geológicos* 24, 47-63.
- Sloss, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin* 74, 93–114.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C., 1949. Integrated facies analysis, in: Longwell, C.R. (Ed.), *Sedimentary Facies in Geologic History*. Geological Society of America, pp. 91-124.
- Spigolon, A.L.D., Lewan, M.D., de Barros Penteadó, H.L., Coutinho, L.F.C., Mendonça Filho, J.G., 2015. Evaluation of the petroleum composition and quality with increasing thermal maturity as simulated by hydrous pyrolysis: A case study using a Brazilian source rock with Type I kerogen. *Organic Geochemistry* 83–84, 27-53.
- Szatimari, P., Milani, E.J., 1999. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai microplate. *Geology* 27, 1115-1118.
- Tagle, R., 2015. Analysis of geological thin sections, in: Manual, B. (Ed.), *Lab Reoirt XRF* 456.
- Todd, S.P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures, in: Carling, P.A., Dawson, M.R. (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 299-350.

- Vail, P.R., Mitchum, J.R., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson III, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in: Payton, C.E. (Ed.), Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG, Tulsa, pp. 49-212.
- Vasconcellos, D.V.F., 2003. Falha de Transferência de Caritá: O Significado Tectônico no Rife do Recôncav-Tucano-Jatobá, NE Brasil, Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, p. 66.
- Viana, C.F., Junior, E.G.d.G., Simões, I.d.A., Moura, J.A., Fonseca, J.d.R., Alves, R.J., 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. Boletim Técnico da Petrobras 14, 35.
- Walker, R.G., James, N.P., 1992. Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p. 454.
- Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J., Fischer, G., 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), Use of Proxies in Paleoceanography: Examples From de South Atlantic. Springer, pp. 1-68.
- Wright, V.P., Marriot, S.B., 2007. The dangers of taking mud for granted: Lessons from Lower Old Red Sandstone dryland river systems of South Wales. Sedimentary Geology 195, 91-100.

ANEXO 1

PONTO	X	Y	Z	UNIDADE	LOCALIZAÇÃO
TU-01	543.641	8.968.049	350	Mb. Banzaê	Serra do Tonã
TU-02	535.116	8.971.655	400	Camada Amargosa	Salgado do Melão
TU-03	531.690	8.973.573	481	Mb. Cícero Dantas	Serra do Tonã
TU-04	531.070	8.973.825	478	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-05	527.091	8.972.969	519	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-06	521.947	8.973.743	529	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-07	531.456	8.974.940	529	-	Serra do Tonã
TU-08	530.443	8.978.935	498	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-09	523.477	8.982.103	540	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-10	547.217	8.967.208	353	Mb. Banzaê	Serra do Tonã
TU-11	530.261	8.965.191	455	Mb. Cícero Dantas	Serra do Tonã
TU-12	527.885	8.965.179	476	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-13	524.919	8.966.276	495	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-14	524.322	8.968.534	486	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-15	521.388	8.974.750	500	Mb. Cícero Dantas	Serra do Tonã
TU-16	532.218	8.972.746	479	Mb. Cícero Dantas	Serra do Tonã
TU-17	534.558	8.972.350	419	Mb. Cícero Dantas	Salgado do Melão
TU-18	566.882	8.886.706	375	Marizal	Tucano Norte próximo a Jeremoabo
TU-19	559.418	8.883.289	299	Marizal	Tucano Central próximo a Jeremoabo
TU-20	535.143	8.971.569	398	Camada Amargosa	Salgado do Melão
TU-21	534.989	8.971.985	405	Mb. Cícero Dantas	Salgado do Melão
TU-22	531.299	8.974.121	483	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-23	522.021	8.974.723	535	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-24	534.777	8.972.475	455	Mb. Cícero Dantas	Morro Cemitério
TU-25	521.912	8.974.749	523	Mb. Cícero Dantas	Serra do Tonã
TU-26	524.675	8.972.216	510	Mb. Cícero Dantas	Serra do Tonã
TU-27	524.732	8.972.297	523	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-28	543.758	8.834.975	361	Marizal	Fazenda Retiro
TU-29	568.522	8.829.616	440	Marizal	BR-110 (Cícero Dantas)
TU-30	568.564	8.832.320	426	Marizal	BR-110 (Cícero Dantas)
TU-31	568.078	8.837.572	433	Marizal	BR-110 (Cícero Dantas)
TU-32	568.170	8.842.021	407	Marizal	BR-110 (Cícero Dantas)
TU-33	567.721	8.845.011	444	Marizal	BR-110 (Cícero Dantas)
TU-34	568.054	8.846.202	425	São Sebastião	BR-110 (Cícero Dantas)
TU-35	569.215	8.847.959	446	Marizal	BR-110 (Cícero Dantas)
TU-36	570.085	8.849.051	436	Marizal	BR-110 (Cícero Dantas)
TU-37	575.442	8.859.174	325	Marizal	BR-110 (Jeremoabo)
TU-38	575.394	8.861.857	345	Marizal	BR-110 (Jeremoabo)
TU-39	576.569	8.866.775	313	São Sebastião	BR-110 (Jeremoabo)
TU-40	532.372	8.973.858	436	Cícero Dantas	Cachoeira Socovão
TU-41	532.202	8.973.919	437	Cícero Dantas	Cachoeira Socovão
TU-42	531.962	8.974.199	442	Cícero Dantas	Cachoeira Socovão

ANEXO 1 (continuação)

PONTO	X	Y	Z	UNIDADE	LOCALIZAÇÃO
TU-43	531.939	8.974.144	446	Fm. Crato	Cachoeira Socovão
TU-44	531.898	8.974.172	476	-	Cachoeira Socovão
TU-45	531.955	8.974.346	468	Fm. Crato	Cachoeira Socovão
TU-46	531.892	8.974.466	471	-	Cachoeira Socovão
TU-47	535.848	8.975.905	436	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-48	532.475	8.981.967	439	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-49	529.056	8.985.771	479	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-50	527.600	8.987.064	472	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-51	527.579	8.983.745	463	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-52	528.297	8.983.874	464	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-53	529.420	8.982.686	446	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-54	521.319	8.986.528	495	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-55	520.506	8.991.988	530	Camada Amargosa	Morro testemunho 1
TU-56	521.641	8.994.560	503	Camada Amargosa	Morro testemunho 2
TU-57	517.283	9.000.735	615	Fm. Crato	São Saité
TU-58	517.176	9.000.914	663	Fm. Crato	São Saité
TU-60	517.181	9.000.871	656	Fm. Crato	São Saité
TU-61	517.135	9.000.960	626	Mb. Cícero Dantas	São Saité
TU-62	517.154	9.001.013	599	Mb. Cícero Dantas	São Saité
TU-63	517.072	9.001.075	554	Camada Amargosa	São Saité
TU-64	517.197	9.001.155	546	Camada Amargosa	São Saité
TU-65	517.006	9.001.240	505	Mb. Banzaê	São Saité
TU-66	533.930	8.969.154	444	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-67	534.162	8.969.102	448	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-68	531.222	8.973.484	489	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-69	523.229	8.970.708	483	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-70	521.249	8.988.438	505	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-71	521.744	8.989.296	502	Camada Amargosa	Serra do Tonã
TU-72	534.669	8.973.911	451	Mb. Cícero Dantas	Salgado do Melão Sup
TU-73	534.683	8.973.945	461	Mb. Cícero Dantas	Salgado do Melão Sup
TU-74	534.674	8.973.991	469	Mb. Cícero Dantas	Salgado do Melão Sup
TU-75	534.682	8.974.006	479	Mb. Cícero Dantas	Salgado do Melão Sup
TU-76	534.675	8.974.026	491	Mb. Cícero Dantas	Salgado do Melão Sup
TU-77	534.682	8.974.038	499	Fm. Crato	Salgado do Melão Sup
TU-78	566.307	8.896.044	583	Marizal	Tucano Norte (Jeremoabo)
TU-79	561.457	8.895.443	503	Mb. Banzaê	Tucano Norte (Jeremoabo)
TU-80	556.867	8.897.215	563	Mb. Banzaê	Tucano Norte (Jeremoabo)
TU-81	520.860	8.842.313	460	Marizal	Povoado Soares
TU-82	518.936	8.842.034	531	Marizal	Povoado Soares
TU-83	511.368	8.997.754	411	Ilhas	Oeste de São Saité
TU-84	518.685	9.005.621	423	Mb. Banzaê	Norte de São Saité
TU-85	512.353	8.993.689	456	Embasamento	Oeste de São Saité

ANEXO 1 (continuação)

PONTO	X	Y	Z	UNIDADE	LOCALIZAÇÃO
TU-86	511.629	8.996.273	424	Embasamento	Oeste de São Saité
TU-87	511.255	8.996.943	427	Embasamento	Oeste de São Saité
TU-88	532.806	8.973.708	446	Mb. Cícero Dantas	Serra do Tonã
TU-89	531.916	8.978.801	484	Fm. Crato	Serra do Tonã
TU-90	532.669	8.973.854	460	Mb. Cícero Dantas	Cachoeira Socovão
TU-91	518.844	8.835.162	520	São Sebastião	Povoado Soares
TU-92	519.035	8.829.159	496	Camada Amargosa	Povoado Soares
TU-93	540.912	8.835.407	339	Mb. Banzaê	Fazenda Retiro
TU-94	540.092	8.836.753	341	Mb. Banzaê	Fazenda Retiro
TU-95	537.851	8.836.141	474	Mb. Banzaê	Fazenda Retiro
TU-96	537.965	8.836.296	476	Camada Amargosa	Fazenda Retiro
TU-97	542.937	8.833.369	356	Marizal	Campo do Brito
TU-98	561.582	8.828.179	374	Mb. Cícero Dantas	Estrada S.J. Fortaleza - Cícero Dantas
TU-99	554.695	8.744.203	243	Mb. Cícero Dantas	Estrada de terra - à SW da BR-110
TU-100	549.860	8.732.531	322	Marizal	BA-403 (Nova Soure - Sátiro Dias)
TU-101	545.843	8.717.891	293	Mb. Cícero Dantas	BA-403 (Nova Soure - Sátiro Dias)
TU-102	546.666	8.716.257	283	Mb. Cícero Dantas	BA-233
TU-103	551.731	8.733.731	295	Camada Amargosa	Próximo à Raso
TU-104	567.603	8.836.149	417	Camada Amargosa	BR-110
JA-01	607.970	9.042.751		Fm. Crato	Serra Negra
JA-02	608.192	9.043.868		Exu	Serra Negra
JA-03	610.040	9.044.320		Fm. Crato	Serra Negra
JA-04	623.553	9.047.231		Fm. Crato	Serra do Periquito
JA-05	622.483	9.047.997		Fm. Crato	Serra do Periquito
JA-06	622.195	9.048.674		Exu	Serra do Periquito
JA-07	610.022	9.044.313	753	Fm. Crato	Serra Negra
JA-08	611.833	9.045.965	580	Marizal	Serra Negra

ANEXO 2

Amostra	13C (‰)	18O (‰)	Prof (m)	Litologia	Observação
SM1	-9,27	-4,23	29.7	Mudstone	Intercalado com folhelho
SM2			30	Laminito ondulado	-
SM3	-11,01	-4,51	30.2	Laminito ondulado	Si e Mg
SM4	-10,7	-4,49	30.25	Laminito nodular	Mg
SM5			30.5	Ostracodito	-
SM6			30.6	Laminito nodular	-
SM7	-11,55	-4,76	30.65	Laminito nodular	Si e Mg
SM8	-10,78	-3,4	30.7	Laminito nodular	Mg

Amostra	13C (‰)	18O (‰)	Prof (m)	Litologia	Observação
A1	-6,06	-8,74	6.15	Arenito cimentado	Alterado
A2	-6,77	-8,01	9.15	Mudstone + areia	Alterado
A3	-8,36	-7,4	9.35	Mudstone + areia	Alterado
A4	-4,28	-7,67	9.5	Laminito nodular	Oxidado + Silicificado
A5	-	-	9.95	Rudstone	Oxidado + Silicificado
A6	-	-	10	Rudstone	Oxidado + Silicificado
A7	0,4	-8,22	13.95	Mudstone	-
A8	1,07	-7,73	15.75	Mudstone	-
A9	0,85	-8,45	19.35	Mudstone laminado def.	Laminas org.
A10	1,41	-7,66	20.55	Mudstone laminado	Laminas org.
A11	1,24	-5,68	20.6	Mudstone laminado	Laminas org.
A12	1,78	-8,34	20.8	Brecha	
A13	1,33	-8,3	21.3	Mudstone laminado	Laminas org.
A14	0,32	-7,48	21.75	Mudstone laminado	Fraturas com carb.
A15	0,5	-1,3	23	Mudstone laminado biot.	Siliciclásticos na biot.
A16	0,67	-7,52	23.05	Mudstone	Fraturas com carb.
A17	0,34	-1,05	23.1	Mudstone	
A18	-0,92	-9,39	23.4	Mudstone loop bedding	Grãos siliciclásticos
A19	-	-	25.75	Arenito micáceo	Intraclastos micrita
A20	0,75	-7,64	28.1	Mudstone	Slump?
A21	-0,26	-7,64	28.5	Arenito micáceo	-
A22	-8,76	-14,28	31.55	Arenito micáceo	-
A23	-2,64	-4,14	34.15	Arenito micáceo	-
A24	-4,26	-6,02	34.2	Arenito micáceo	-
A25	-6,24	-8,81	40.75	Arenito micáceo	-