



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO 588

**ESTRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO
POTI E RELAÇÕES DE CONTATO COM AS FORMAÇÕES
LONGÁ E PIAUÍ, BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA**

Dissertação apresentada por:

**ISABELLA DE FÁTIMA SANTOS DE MIRANDA
Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares (UFPA)**

**BELÉM-PARÁ
2020**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M672e Miranda, Isabella de Fátima Santos de

Estratigrafia e paleoambiente da Formação Poti e relações de contato com as Formações Longá e Piauí, borda Leste da Bacia do Parnaíba. / Isabella de Fátima Santos de Miranda. — 2020.
xx,69 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Joelson Lima Soares

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.

1. Paleoambiente. 2. Short-term transgression. 3. Bacia do Parnaíba. 4. Formação Poti. I. Título.

CDD 551.72



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ESTRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO
POTI E RELAÇÕES DE CONTATO COM AS FORMAÇÕES
LONGÁ E PIAUÍ, BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA**

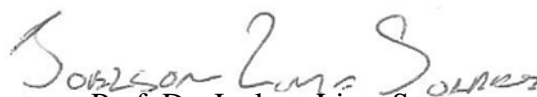
Dissertação apresentada por:

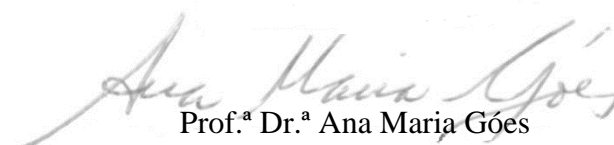
ISABELLA DE FÁTIMA SANTOS DE MIRANDA

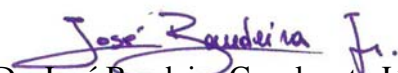
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA e Linha de Pesquisa em Análise de Bacias Sedimentares.**

Data de Aprovação: 27 / 07 / 2020

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Joelson Lima Soares
(Orientador – UFPA)


Prof.ª Dr.ª Ana Maria Góes
(Membro – USP)


Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante Júnior
(Membro – UFPA)

Ao Grande Arquiteto do Universo.

Aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

O apoio de queridos familiares e amigos são de vital importância para a realização dos melhores objetivos na vida. Agradeço ao Grande Arquiteto do Universo, primeiramente, que me proporcionou calma e fé. Gostaria de agradecer a todas as pessoas que de alguma forma, direta ou indiretamente, me ajudaram a desenvolver este trabalho.

Aos meus amados pais, Isardi Araújo de Miranda e Maria Goretti Fonseca Santos de Miranda, que me possibilitaram ferramentas e carinho para trilhar este caminho da ciência. Tenho eterna gratidão e admiração profunda pela tamanha grandiosidade de coração do meu pai. Que este trabalho seja prova que seu amor pelas ciências transbordou geração e ainda, do meu amor. À minha mãe, que me ensinou a ser uma mulher forte através de sua educação, inteligência e amor, alguns de seus inúmeros adjetivos como mulher e mãe. Ao meu grande irmão Isardy Miranda pela gentileza, amizade e inspiração do dia a dia.

Às minhas avós Maria de Nazaré (Noca) e Josina, modelos de resiliência e força feminina, com histórias de vida tão forte que me influenciaram a nunca desistir. Aos meus avôs (*in memoriam*) Hardy Miranda e José das Neves, pilares das famílias que formaram pais incríveis. Às minhas queridas tias (o) e primas (os), as quais muito me espelho e dedico toda a minha admiração. Aos meus amados padrinhos Izamar e Margarete, os guardo no coração.

Ao meu companheiro Bernardo Nóbrega e meus bons amigos, que fizeram parte também desta etapa. Meus amigos Caio Perdigão, Felipe, Rodriga, Rachel, Emanuelle e Heverlyn, que me apoiaram incondicionalmente. Muito obrigada.

Aos meus amigos da UFPA, que me proporcionaram boas tardes de discussões geológicas, cafés e momentos de descontração. Obrigada Alexandre Ribeiro pela amizade e conversas sobre geologia, Guilherme Raffaeli pelo apoio durante o trabalho, Pedro Augusto, Roberto Araújo pelo companheirismo, Renan, Cléber, Walmir, Renato Sol, Daniella, Sâmia, Nayra, Taynara, Mateus Xavier e ao técnico Aldemir Sotero do laboratório de Difração de raios- X. Um reconhecimento especial para a biblioteca do IG da UFPA, em especial a Lúcia Imbiriba, por um excelente trabalho de revisão e apoio em relação as normas de editoração.

Agradeço ao meu orientador Joelson Soares pela amizade, paciência e discussões ao longo desta caminhada. Agradeço por me inspirar a ser cada vez melhor. Um agradecimento especial a querida Prof. Vânia Barriga pela sua amizade e exemplo. Também, minha gratidão

aos professores José Bandeira e Afonso Nogueira pelas disciplinas ministradas e sugestões, as quais foram essenciais para a realização desta dissertação.

Ainda, sou grata pelo suporte estrutural e financeiro proveniente da PPGG da Universidade Federal do Pará, e do Conselho Nacional de Desenvolvimento científico e tecnológico (CNPq). Agradeço também a equipe de coordenação do Campo 1 da graduação da UFPA, que proporcionou o campo para esta dissertação.

“The truth is out there”

(X-Files)

RESUMO

Depósitos siliciclásticos mississipianos ocorrem nas regiões leste a sudoeste da Bacia do Parnaíba, com área de afloramento alongada segundo orientação N-S acompanhando o contorno geológico desta bacia. A Formação Poti está inserida em um contexto de início de recuo dos mares interiores, com rebaixamento do nível do mar, que posteriormente durante a deposição da Formação Pedra de Fogo, interrompeu a conexão existente com a Bacia do Amazonas. Esta unidade está inserida ao topo da Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, Grupo Canindé, sendo composta por arenitos cinzas, siltitos e folhelhos depositados em ambientes de deltas e planície de maré com influência de tempestade. Este trabalho definiu as sequências deposicionais e os paleoambientes da sucessão sedimentar correspondente à Formação Poti, na porção leste da Bacia do Parnaíba. A região de estudo situa-se entre os municípios de Barão do Grajaú (MA) e Nazaré do Piauí (PI), onde nove pontos foram descritos às margens das rodovias BR-230 e BR-343, em cortes de estradas, exposições próximas a drenagens intermitentes e em barragem próxima a cidade de Nazaré do Piauí. Os métodos empregados consistiram principalmente em análise de fácies, elementos arquiteturais e estratigráfica, além de análise petrográfica e de DRX para melhor classificação e identificação mineral das rochas. Foram individualizadas quinze fácies sedimentares, reunidas em 3 associações de fácies (AF). A associação de fácies AF1 – Fluvial entrelaçado – é composta por lente de folhelho (Fl), camadas de arenitos médios a grossos com estratificação plano paralela (App) a estratificação cruzada planar (Acp) na base, sotoposta por arenitos maciços (Am) e com estratificações cruzadas acanalada (Aca), de baixo ângulo (Aba), planar (Acp), tabular (Atb) e tangencial (Atg), com orientação preferencial para NW, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes. A organização destas fácies individualizaram sete elementos arquiteturais: depósitos de barras de acreção lateral (AL) e frontal (AF), lençóis de areia laminados (LL), formas arenosas (FA) e canais (CHa, CHm, CHp). A AF2 – Frente deltaica – possui as fácies arenito com laminação cruzada (Alc) e com laminação ondulada (Alo), arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal (As) e maciços (Am), compondo ciclos granocrescentes ascendentes, em camadas tabulares e lobadas, com paleocorrentes para NW. A associação de fácies AF3 – Plataforma de maré e onda – ocorre sotoposta aos depósitos AF2, com contato abrupto, composta por pelitos com laminação plano-paralela (Ap), arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (Alc) com recobrimento argiloso, ondulada (Alo), bem como arenitos maciços (Am) e com estratificações cruzadas *hummocky* (Ah), *swaley* (Aes), sigmoidal (As) e plano paralela (App).

Acamamentos heterolíticos do tipo *linsen* a *flaser* ocorrem na base da associação, com ritmitos de maré e *wave generated tidal bundles*. Localmente são observadas escape de fluidos, laminações convolutas e *ball-and-pillow*. As camadas são tabulares, lateralmente contínuas e com geometria de canal no topo desta sucessão. A análise petrográfica permitiu a classificação de quartzo-arenitos para os depósitos de AF1 e subarcósios para os referentes às associações AF2 e AF3. Para as exposições estudadas, foram identificadas 3 seqüências estratigráficas, divididas por 4 superfícies. A Seq. 1 corresponde ao intervalo com depósitos de tempestitos da Formação Longá representando um TSMA, limitada por limite de seqüência tipo 1 (S1) do fluvial da Formação Poti (AF1). A Seq. 2 tem início pelo TSMB, representado por depósitos de fluvial entrelaçado (AF1) e de frente deltaica (AF2), estas separadas por um limite (S2). Após, rochas da unidade de plataforma de maré e onda (AF3) são separadas dos depósitos transicionais (AF1 e AF2) por uma superfície transgressiva (S3), representando um TST e final da Seq. 2 na Formação Poti. A Seq. 2 é separada dos depósitos de fluvial entrelaçado da Formação Piauí acima, por uma superfície de limite de seqüência do tipo 1 (S4). A Seq. 3 é representada pelo fluvial entrelaçado do Piauí, sendo um TSMB. O empilhamento estratigráfico e as correlações dos perfis estudados revelaram a existência de uma transgressão na Formação Poti. O estabelecimento dos ambientes flúvio-costeiros com pontos de gelo da Formação Poti, corroboram a regressão inicial da Sequência 2, com posterior derretimento contribuindo para a transgressão que possivelmente deu origem aos depósitos plataformais dominados por onda e maré (AF3). Tal transgressão pode ser interpretada como de curta duração (*short term transgression*), visto que em escala regional a Formação Poti na Bacia do Parnaíba é regressiva.

Palavras-chave: Paleoambiente. *Short-term transgression*. Bacia do Parnaíba. Formação Poti.

ABSTRACT

Mississippian siliciclastic deposits occur in the regions east and southwest of the Parnaíba Basin, with an elongated outcrop area according to the N-S orientation, following the geological contour of this basin. The Poti Formation is inserted in a context of the beginning of the retreat of the inland seas, with a lowering of the sea level, which later during the deposition of the Pedra de Fogo Formation, interrupted the existing connection with the Amazon Basin. This unit is inserted at the top of the Mesodevonian-Eocarboniferous Sequence, Canindé Group, being composed of gray sandstones, siltstones and shales deposited in environments of deltas and tidal flats with storm influence. This work defined the depositional sequences and paleoenvironments of the sedimentary succession corresponding to the Poti Formation, in the eastern portion of the Parnaíba Basin. The study region is located between the municipalities of Barão do Grajaú (MA) and Nazaré do Piauí (PI), where nine points were described on the margins of the BR-230 and BR-343 highways, in road cuts, exposures close to intermittent rivers and in a dam near the city of Nazaré do Piauí. The methods employed consisted mainly of facies analysis, architectural and stratigraphic elements, in addition, petrographic analysis and XRD for better classification and mineral identification of rocks. Fifteen sedimentary facies were individualized, gathered in 3 facies associations (AF). The facies association AF1 – Braided fluvial - is composed of shale lens (Fl), layers of medium to thick sandstones with plane parallel stratification (App), cross planar stratification (Acp) at the base, overlay by massive sandstones (Am) and cross-bedding stratification (Aca), low angle (Aba), planar (Acp), tabular (Atb) and tangential (Atg), with preferential NW orientation, organized in fining-upwards cycles. The organization of these facies individualized seven architectural elements: deposits of lateral (AL) and frontal (AF) accretion bars, laminated sand sheets (LL), sandy forms (FA) and channels (CHa, CHm, CHp). AF2 - Delta front - sandstone facies with climbing ripple cross-lamination (Alc) and wavy lamination (Alo), fine to medium massive sandstone (Am), and sigmoidal cross stratification (As), composing coarsening-upward cycles, in tabular and lobed layers, with paleocurrents to NW. The facies association AF3 - Tidal and wave platform - occurs just below the AF2 deposits, with abrupt contact, composed by pelites with plane-parallel lamination (Ap), fine climbing ripple cross-lamination sandstone (Alc) with mud, wavy lamination (Alo), as well as massive sandstones (Am) and hummocky (Ah), swaley (Aes), sigmoidal (As) cross stratification and plane parallel (App). Heterolytic bedding, linsen to flaser type, occurs at the base of the association, with tidal rhythmite and wave generated tidal

bundles. Flame structures, convoluted laminations and ball-and-pillow are observed locally. The layers are tabular, laterally continuous and with channel geometry at the top of this sequence. Petrographic analysis allowed the classification of quartz-sandstones for the AF1 deposits and subarcose for those referring to the AF2 and AF3 associations. For the studied exhibitions, 3 stratigraphic sequences were identified and divided by 4 stratigraphic surfaces. Seq. 1 corresponds to the interval with storm deposits from the Longá Formation representing a TSMA, limited by type 1 (S1) sequence limit, from the fluvial braided (AF1) of the Poti Formation. Seq. 2 begins with the TSMB, represented by the fluvial braided (AF1) and delta front (AF2) deposits, which are separated between them, by a limit (S2). Afterwards, tide and wave platform (AF3) rocks are separated from the transitional deposits (AF1 and AF2) by a transgressive surface (S3), representing a TST and end of Seq. 2 in the Poti Formation. Seq. 2 is separated from the fluvial braided deposits of the Piauí Formation above, by a type 1 boundary sequence surface (S4). Seq. 3 is represented by the braided fluvial of Piauí, being a TSMB. The stratigraphic stacking and the correlations of the studied profiles, revealed the existence of a transgression in the Poti Formation. The establishment of fluvial-coastal environments with ice points in the Poti Formation corroborates the initial regression of Sequence 2, with subsequent melting contributing to the transgression that possibly gave rise to platform deposits dominated by wave and tide (AF3). Such transgression can be interpreted as short-term transgression, since the regional tendency in the Poti Formation, in the Parnaíba Basin, is regressive.

Keywords: Paleoenvironment. Short-term transgression. Parnaíba Basin. Poti Formation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de localização e geológico da área de estudo dos depósitos da Formação Poti na borda leste da Bacia do Parna.....	3
Figura 2- Elementos arquiteturais internos de canais fluviais (Miall 1985).....	7
Figura 1- Elementos arquiteturais externos de canal fluvial (Miall 1996).....	9
Figura 4- Hierarquia das superfícies limítrofes em sistemas fluviais. A ordem das superfícies aumenta conforme os números nos círculos (Miall 1996).....	11
Figura 5- Província Parnaíba composta pelas quatro bacias deposicionais, nordeste do Brasil (Silva <i>et al.</i> 2003, modificado de Góes 1995).....	14
Figura 6- Detalhe da carta litoestratigráfica da Bacia do Parnaíba, com enfoque para o intervalo do final do Grupo Canindé e início do Grupo Balsas (Góes & Feijó 1994).....	15
Figura 7- Perfis estratigráficos estudados nas regiões de Barão do Grajaú, Floriano e Nazaré do Piauí.....	20
Figura 8- Associação de fácies fluvial (AF1) da Formação Poti. A: Contato erosivo entre a Formação Longá sotoposta ao fluvial da Formação Poti na cidade de Floriano (P7, conforme os pontos de localização da Fig.1 e Fig.7). B: Clastos de argila e quartzo nos <i>foresets</i> de estratificação cruzada tangencial (P1). C: Segregação granulométrica em <i>foresets</i> cruzados (P1). D: Elemento arquitetural de acreção frontal (AF) com concordância da direção de estratos cruzados e superfícies limitantes, sugerindo migração preferencialmente frontal nesta porção do canal (P1). As siglas destas fácies são descritas na tabela 2.....	23

- Figura 9- Elementos Arquiteturais do Rio Muquém, Formação Poti (P1). **A:** Formas de leito arenosas composta pelas fácies arenito com estratificação cruzada acanalada, planar e baixo ângulo, separadas por superfícies de 1ª e 2ª ordem, gradando a SE para a arquitetura de acreção frontal, com superfícies limítrofes com direções divergentes dos estratos cruzados dominantes. Camadas centimétricas de folhelhos podem ser observadas entre *sets* de estratos cruzados. **B:** Quatro elementos arquiteturais foram identificados: Lençóis de areia laminado (LL; arenitos com laminação planar e estratificação cruzada planar) ocorrem na porção basal do afloramento, sendo contínuo lateralmente por aproximadamente 30 metros, limitado acima por superfície de 4ª ordem; Canal (CH) com forma geométrica côncava evidente, limitado por superfície de 3ª e 1ª ordem; gradando para o elemento de acreção lateral (AL) para SE, limitado por superfície de 4ª ordem.....26
- Figura 10- Classificação dos elementos arquiteturais de canal da exposição da Formação Poti (P1). Canal de preenchimento (CHp) com acreção vertical limitado por superfícies de 1ª, 3ª e 4ª ordem. Canal de migração (CHm), com migração lateral e forma assimétrica. Canal alternante (CHa), com migração bilateral, forma relativamente simétrica e superfícies de reativação.....27
- Figura 11- Modelo fluvial esquemático dos principais elementos arquiteturais encontrados nos afloramentos da Formação Poti. Os elementos LL e FA estão inseridos no interior dos canais, enquanto que as arquiteturas AF e AL ocorrem nas áreas arenosas. Tais elementos em conjunto sugerem um sistema entrelaçado, dominado por avulsões de canais ativos.....29
- Figura 12- Associação de fácies de Frente deltaica (AF2). Contato entre os depósitos da frente deltaica (Formação Poti) e os de plataforma da Formação Longá próximo a cidade de Nazaré do Piauí (porção leste da área de estudo; P9).....30

Figura 13. Associação de fácies de Frente deltaica (AF2). **A:** Contato de caráter abrupto dos depósitos deltaicos (AF2) com a associação de fácies de plataforma por onda e maré (AF3; P8). **B:** laminação cruzada cavalgante (Alc). **C:** Estratificação cruzada sigmoidal (As) com laminações cruzadas cavalgantes (Alc) e laminações convolutas na porção basal. Paleocorrentes de estratos cruzados com sentido principal para NW. **D:** Geometria lobada frequentemente encontrada nos depósitos deltaicos nas áreas de estudo..... 31

Figura 14- **A:** Ciclos com camadas compostas de arenito com laminação cruzada (Alc), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As) e arenito maciço (Am; P6). **B:** Laminação convoluta na base de lobos deltaicos na região de Barão do Grajaúm (P6). **C:** Convolução em camada de arenito maciço com geometria lobada, Floriano, Piauí (P8).....32

Figura 15- Associação de fácies de plataforma dominada por maré e onda (AF3). **A:** Contato entre as associações de frente deltaica (AF2) e de plataforma por onda e maré (AF3; P4). **B:** Arenito com laminação cruzada cavalgantes e ondulada com geometria *pinch and swell* (P4). **C:** Estrutura biogênica de escape em arenito com *microhummocky*, próximo ao contato com a AF2 (P8). **D:** Estruturas *ball and pillow* (P3). **E:** Escape de fluido com evidência de ajustamento hidroplástico (P5).....37

Figura 16- Associação de fácies plataforma dominada por onda e maré (Af3). **A:** *Tidal bundles* em laminação cruzada cavalgante, mostrando *foresets* com recobrimento de argila (P4). **B:** *Wave generated tidal bundles* com acamamento ondulado e sigmoidal e *foresets* recobertos por argila. Em ciclos maiores, observa-se ritmicidade com laminações onduladas a plano paralelas (P4). **C:** Ritmitos de maré com ciclos de 1^a, 2^a e 3^a ordem, superfícies erosivas e bidirecionalidade (P5). **D:** Ritmito de maré com ciclos semilunares de maré de sizígia e quadratura (P5).....38

- Figura 17- **A:** Exposição da associação de fácies de plataforma dominada por onda e maré (AF3) sobreposta aos depósitos de frente deltaica (AF2) da Formação Poti (P4). **B:** Canais de maré na associação AF3, com evidente espessamento para o topo, com material pelítico dominado por ritmitos de maré na base e laminação cruzadas cavalgantes com *tidal bundles*, passando para camadas dominadas por ação de ondas, exibindo estratificações cruzada *hummocky* e *swaley*, ao topo (P5). **C:** Estratificação cruzada *hummocky* com clastos de argila ao entorno. **D:** Estratificação cruzada *hummocky* passando lateralmente para *swaley*.....39
- Figura 18- Coluna estratigráfica proposta para a região de estudo, entre os municípios de Barão de Grajaú e Nazaré do Piauí, borda leste da Bacia do Parnaíba (modificado de Vaz *et al.* 2007).....48
- Figura 19- Carta estratigráfica da área de estudo com as sequências deposicionais (SEQ) e principais superfícies estratigráficas (S), associação de fácies (AF) e curva de variação do nível do mar local (A=alto e B=baixo).....49
- Figura 20- Modelo evolutivo proposto para a região de estudo, borda leste da Bacia do Parnaíba. **A:** Trato de sistema de mar baixo (TSMB) da Formação Poti, início da Seq. 2. **B:** Trato de sistema transgressivo (TST), final da Seq. 2. **C:** Trato de sistema de mar baixo (TSMB) da Formação Piauí (Seq. 3).....50

Figura 21- Petrografia de arenitos da Formação Poti em luz natural. **Associação de fácies de fluvial entrelaçado (AF1, arenito com estrat. cruzada acanalada; A7).** **A:** Quartzo-arenito com granulometria média a grossa, subarredondados a arredondados, muito bem selecionados e suportado por grãos. **B:** Contato principalmente pontuais, porosidade intergranular e localmente feldspatos alterando para argilominerais; **Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc) na associação de fácies de frente deltáica (AF; A9)** **C:** Subarcósios finos a médios, subangulosos a subarredondados, bem selecionado, suportado por grãos e presença de argila entre grãos. **D:** Contato côncavo-convexos, pontuais e retos, com porosidade intergranular e por vezes óxido-hidróxido de Fe as preenchendo; **Associação de fácies de plataforma de onda e maré (AF3, Arenito com laminação cruzada cavalgante; A1).** **E-F:** Subarcósios muito finos a finos, subangulosos a subarredondados, muito bem selecionados. Porções da rocha ricas em argila em porosidade intergranular, demarcando laminação.....68

Figura 22- Foram realizadas difração de raios-X em pó total e argila orientada para 3 amostras representativas da Formação Poti, sendo 1 da associação de fluvial entrelaçado (AF1) e 2 referente a plataforma de onda e maré (AF3). **AF1 (A8; Folhelho). A:** A análise no modo orientada natural neste folhelho, saturada com etilenoglicol e calcinada, revela a existência de esmectitas, sendo observado a característica expansiva d_{001} indo de 15.5 Å para 17.1 Å quando glicolada, e colapsando para 9.7 Å quando calcinada. **B:** Em amostra de rocha total, é dominante a presença de picos principais de quartzo e secundariamente illita, caulinita e ortoclásio. **AF3 (A1; arenito com lam. cruzada). A)** Na análise em lâmina de argila orientada, a natureza expansiva d_{001} da esmectita e vermiculita vai de 14.4 Å para 16 Å em amostra glicolada, e colapsando para 9.8 Å. A vermiculita é observada como sendo um pico secundário na curva glicolada, deste mesmo pico. Observa-se a existência de esmectitas (montmorilonita/bendelita) e vermiculita no pico principal (14.4 Å), bem como um menor pico de clorita, sendo este melhor diferenciado na curva de amostra glicolada. A illita é melhor individualizada nesta análise, visto que a muscovita não é reduzida a argila, estando presente nos picos 9.9 Å e 4.9 Å do plano d_{002} , e 3.3 Å do plano d_{003} . A caulinita ocorre em picos menores, em relação a illita, no pico 7.1 Å d_{001} e 3.5 Å d_{002} . **B:** Na análise de pó total da amostra A1, o mineral dominante é o quartzo, ocorrendo ainda em menores picos albita, ortoclásio e muscovita/illitas. Ainda nesta análise, é possível individualizar montmorilonita trioctaédrica d_{060} 1,49 Å para o grupo das esmectitas. A análise de DRX em rocha total e em lâmina de argila orientada sugerem deposição em clima úmido (AF1) para seco (AF3), em virtude da maior presença de montmorilonita e vermiculita em AF3, porém, mais análises e estudos devem ser realizados afim de atestar esta tendência.....69

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Elementos arquiteturas internos de canais fluviais (modificado de Miall 1985 apud Miall 2006).....	8
Tabela 2- Tabela de Litofácies da Formação Poti.....	21
Tabela 3- Elementos arquiteturas internos de canais fluviais da Formação Poti na região de Barão do Grajáú.....	25

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xviii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 LOCALIZAÇÃO.....	2
CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA.....	4
2.2 ELEMENTOS ARQUITETURAIS	5
2.2.1 Hierarquia das superfícies limitantes	9
2.3 ANÁLISES COMPLEMENTARES	12
2.3.1 Análise petrográfica	12
2.3.2 Difractometria de Raios- X	12
CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO	13
3.1 GRUPO CANINDÉ.....	14
3.2 FORMAÇÃO POTI.....	16
CAPÍTULO 4 DESCRIÇÃO DE FÁCIES	19
4.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 1 (AF1) – FLUVIAL ENTRELACADO	19
4.1.1 Interpretação	27
4.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 2 (AF2) – FRENTE DELTAICA.....	29
4.2.1 Interpretação	32
4.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 3 (AF3) – PLATAFORMA DE MARÉ E ONDA.....	34
4.3.1 Interpretação	40

CAPÍTULO 5 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	44
5.1 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS	44
5.2 SEQUÊNCIAS E TRATOS DE SISTEMA	45
CAPÍTULO 6 DISCUSSÃO	51
CAPÍTULO 7 CONCLUSÕES	55
REFERÊNCIAS	57
APÊNDICE A – PETROGRAFIA	68
APÊNDICE B – DIFRATOMETRIA DE RAIOS - X	69

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Durante o Carbonífero Inferior a região oeste do supercontinente Gondwana estava separada do paleocontinente Laurásia por um estreito segmento do oceano Rheic (Golonka 2007, Torsvik *et al.* 2012). Neste período, incursões marinhas formaram mares rasos epicontinentais que conectavam as bacias sedimentares intracratônicas do Amazonas e Parnaíba, no norte/nordeste do Brasil (Almeida & Carneiro 2004, Della Fávera 1990, Medeiros *et al.* 2019, Torsvik & Cocks 2013). Durante o Carbonífero, a porção sul-ocidental do Gondwana era coberta por extensas geleiras que se instalaram desde o final do Devoniano (Castro 2004, Golonka 2007, Milani *et al.* 2007, Torsvik *et al.* 2012).

De acordo com reconstruções paleoclimáticas, a Bacia do Parnaíba durante o Viséano, encontrava-se em uma zona de clima semi-árido a temperado e frio (Iannuzzi 1994, Iannuzzi & Rosner 2000). Neste período teve início o recuo dos mares interiores com diminuição do nível do mar que interrompeu a conexão existente com a Bacia do Amazonas (Almeida & Carneiro 2004, Mabesoone & Neumann 2005). A tendência regressiva deste mar no período Carbonífero é relacionada a movimentos de isostasia e soerguimentos gerados pela Orogenia Herciniana (Windley 1995) ou pelo aumento das capas de gelo na porção sul-ocidental do Gondwana (Caputo 1984, Caputo *et al.* 2006 a,b).

Neste contexto foram depositadas as rochas continentais, transicionais e marinhas da Formação Poti. A Formação Poti é caracterizada por arenitos por vezes conglomeráticos, com intercalação de folhelhos e finos leitos de carvão (Lima & Leite 1978, Mesner & Wooldridge 1964), que registram ambientes de deltas e planícies de maré com influência de tempestades (Góes *et al.* 1997, Góes & Feijó 1994). A tendência da Formação Poti é principalmente regressiva, contudo os afloramentos na área de estudo mostram uma relação incomum entre depósitos transicionais sotopostos por depósitos de plataforma de maré e onda, estes por sua vez, foram pouco explorados pela literatura científica (Della Fávera 1990, Góes *et al.* 1997). Portanto, o objetivo principal deste trabalho é interpretar os paleoambientes e definir uma sequência deposicional para as rochas da Formação Poti que afloram entre as regiões de Barão do Grajaú, Floriano e Nazaré do Piauí, borda leste da Bacia do Parnaíba, e elaborar um modelo deposicional.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é definir as sequências deposicionais e interpretar os paleoambientes da sucessão sedimentar correspondente à Formação Poti, a partir do estudo de depósitos que afloram na porção leste da Bacia do Parnaíba. Para isto, têm-se os seguintes objetivos específicos:

- Descrição e interpretação de fácies sedimentares e arquiteturais dos sistemas deposicionais das Formações Poti, Longá (topo) e Piauí (base).
- Propor sequência estratigráfica delimitando suas principais superfícies estratigráficas para as Formações Poti, Longá (topo) e Piauí (base).
- Definir um modelo deposicional para as rochas siliciclásticas mississipianas da Formação Poti entre as regiões de Barão do Grajaú, Floriano e Nazaré do Piauí.

1.3 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na borda leste da Bacia do Parnaíba, na divisa entre os estados do Maranhão e Piauí. Os depósitos descritos estão situados ao longo da BR-230 e BR-343 abrangendo os municípios de Barão do Grajaú (MA), Floriano (PI) e Nazaré do Piauí (PI), em afloramentos de corte de estradas, exposições próximas a drenagens intermitentes e em barragem próxima a cidade de Nazaré do Piauí (Figura 1).

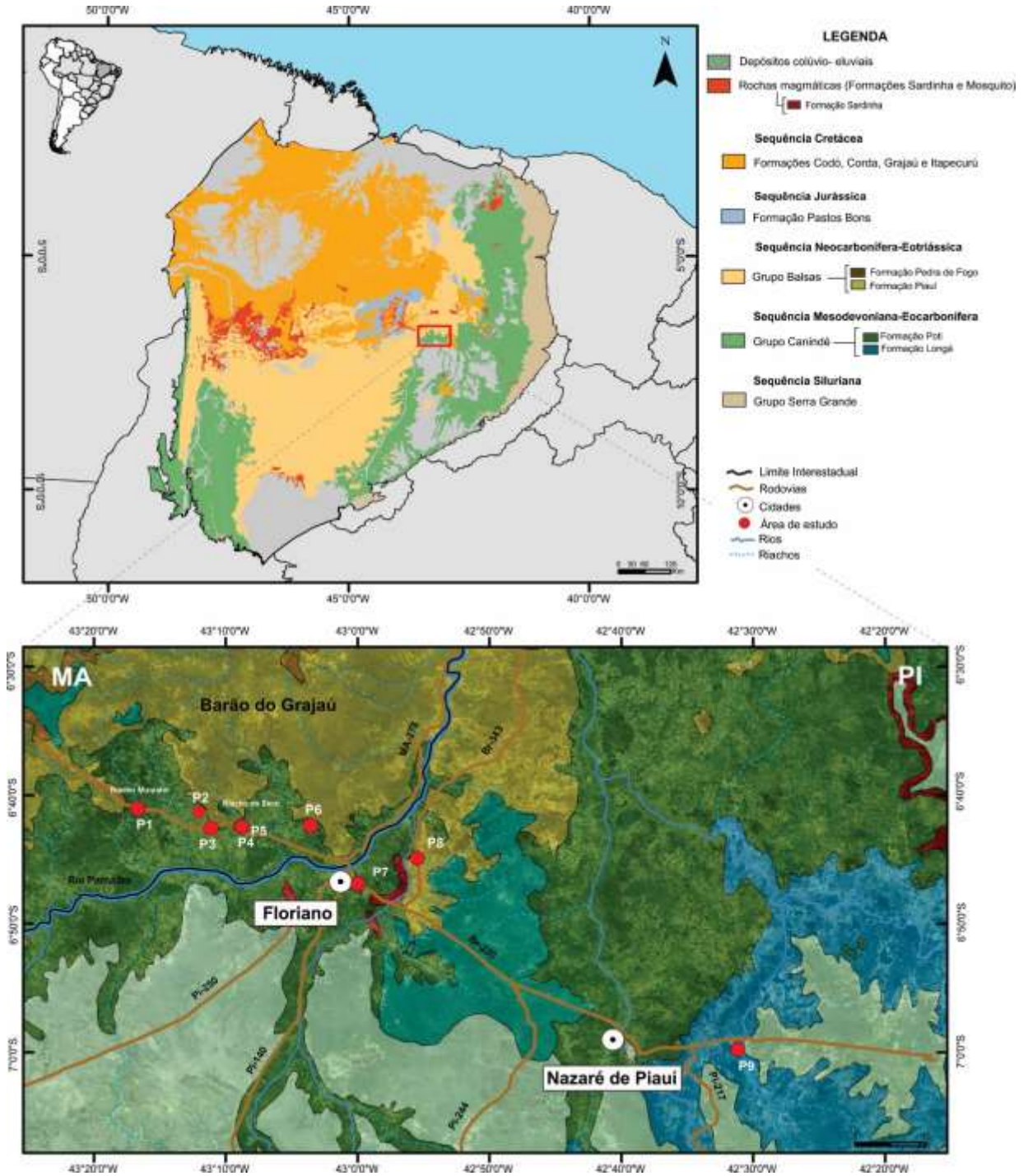


Figura 1- Mapa de localização e geológico da área de estudo dos depósitos da Formação Poti na borda leste da Bacia do Parnaíba (Fonte: CPRM).

CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS

A elaboração deste trabalho contou inicialmente com um levantamento bibliográfico acerca da geologia regional na área leste da Bacia do Parnaíba. A seguir, houve a fase de campo (realizada durante o campo da disciplina de Campo 1 da graduação da UFPA, na porção leste da Bacia do Parnaíba) com análises faciológica, arquitetural e estratigráfica, e posteriormente fase de laboratório com análise petrográfica. Estas metodologias foram as ferramentas utilizadas para alcançar os objetivos propostos nesta dissertação.

Na fase de campo foi realizada a coleta de dados, sendo feitas as descrições e interpretações faciológicas, a confecção de perfis estratigráficos e coleta de amostras dos afloramentos das Formações Poti, Longá e Piauí. As amostras coletadas originaram as seções delgadas para a análise petrográfica. A avaliação estratigráfica envolveu o estudo de nove afloramentos as margens das BR- 230 e BR-343, sendo os pontos P1 a P5 pontos as margens de drenagens secas; P6 a P8 exposições em cortes de estrada; e P9 a barragem Salinas (Figura 1). Na região, os litotipos referentes aos depósitos da Formação Poti, ocorrem com excelente preservação de estruturas sedimentares, bem como engloba unidades com associações litológicas de gêneses distintas, separadas por superfícies que podem ser utilizadas para correlações estratigráficas.

2.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA

Para a análise de fácies e estratigráfica foi utilizada a técnica de modelamento de fácies com auxílio de perfis colunares e estratigráficos, seguindo as propostas de Walker (1992, 2006), Miall (2000), Dalrymple (2010), Bhattacharya (2010), com nomenclatura de Miall (1977). Segundo a metodologia de Walker (1992, 2006), a reconstituição paleoambiental de uma unidade sedimentar deve conter caracterização das fácies sedimentares com textura, composição, geometria, estrutura sedimentar e conteúdo fossilífero, juntamente com a leitura de paleocorrentes, para haver compreensão dos processos sedimentares que agiram para a formação de cada fácies.

As associações de fácies identificadas consistem em um conjunto de fácies relacionadas geneticamente que remetem a determinados ambientes e sistemas deposicionais. As medidas de paleocorrentes foram retiradas em arenitos com estratificação cruzada e arenitos com laminação cruzada, com posterior produção de rosetas através do programa *OpenStereo*®. A representação de fácies em siglas inspirou-se no código de fácies de Miall

(1977), com representação da primeira letra maiúscula referente a litologia principal e a letra seguinte, minúscula, indicando a estrutura sedimentar dominante. Modelos de fácies foram construídos na forma de mapas paleogeográficos representativos, perfis verticais e blocos diagramas. A confecção de seções panorâmicas a partir de fotomosaicos de afloramentos seguiu a técnica de Wilzevic (1991), para auxiliar no estudo de elementos arquiteturais para depósitos fluviais (Miall 1985, 1988, 2006), deltaicos e plataformais.

O estudo de estratigrafia de sequência de alta resolução (Catuneanu *et al.* 2011, Zecchin & Catuneanu 2013) considerou os ciclos, as superfícies e as ordens de cada uma e suas sequências deposicionais, identificando superfícies-chave da sucessão e interpretando seu significado deposicional a partir dos conceitos da estratigrafia de sequências e tratos de sistemas (Catuneanu 2006, Catuneanu *et al.* 2009, Posamentier & Vail 1988, Vail *et al.* 1977).

2.2 ELEMENTOS ARQUITETURAIIS

O estudo de formas de leitos modernos e em boas exposições de sequências antigas (Allen 1983, Haszeldine 1983 a,b, Kirk 1983 *apud* Miall 1985), mostram que interpretações baseadas apenas em perfis verticais não representam de forma acurada a geometria e complexidade interna das estruturas de grandes macroformas de depósitos de barras. Portanto, apenas representações por perfis, consistem em ferramentas pouco eficientes para o estudo de sedimentos fluviais em função das inúmeras mudanças laterais de fácies e pela natureza tridimensional de um litossoma individual (Miall 1985, 1988). O canal e sua morfologia, usualmente têm sido usados como chave principal para a interpretação de sedimentos fluviais, existindo uma grande diversidade de estilo de canais e tipos de depósitos, com origem relacionada a variedade de controles parcialmente interdependentes, que atuam na sedimentação fluvial (Miall 1985).

A análise bi e tridimensional permite individualizar elementos arquiteturais em sistemas fluviais. O conceito de elemento arquitetural permeia-se na noção que depósitos sedimentares podem ser caracterizados por geometrias estratiais, escala e superfícies de acamamento limitantes (Allen 1980, Miall 1985, Miall 1988). Este conceito foi primeiramente aplicado para definir a geometria e arranjo tridimensional de estratos areníticos de antigos depósitos fluviais, depósitos estes que tem sido difundido na literatura desde o final da década de 80 em função da larga aplicação no estudo das heterogeneidades de rochas reservatório

(Miall & Tyler 1991). Contudo, atualmente é empregado para quaisquer sucessões estratigráficas, independentes da idade, litologia e gênese, como as sucessões deltaicas, de planície de maré (Eriksson *et al.* 1995), sucessões turbidíticas (Mutti & Normark 1987) e vulcanoclásticas (Palmer & Neall 1991), com a finalidade de explicar sobre a disposição das fácies e de suas associações no espaço (Borghi 2000). Allen (1983) deu origem ao termo “elemento arquitetural” e Miall (1985) resumizou e classificou as rochas fluviais, baseado nestes conhecimentos.

Jackson (1975) classifica as formas de leito em microformas, mesoformas e macroformas. Microformas são estruturas geradas por variação turbulenta, gerando marcas de onda de pequena escala e lineações de corrente. Mesoformas incluem formas de leito de maior escala como dunas, pequenos canais e barras linguóides, longitudinais e diagonais. Já as macroformas mostram o efeito cumulativo de vários eventos dinâmicos ao longo dos anos, que incluem canais maiores e formas de barras compostas como *point bars*, *side bars*, *sand flats* e ilhas. A identificação apropriada destas macroformas é a base para determinar o tipo de sistema fluvial (Jackson 1975, Miall 1985).

A menor escala de elementos de macroforma é composta por oito elementos arquiteturais básicos: Canal, fluxo de gravidade de sedimentos, formas de leito e barra cascalhosa, acreção frontal, acreção lateral, lençóis de areia laminados, formas de leito arenosas e *hollow* (Figura 2, Tabela 1). Estes oito elementos arquiteturais são caracterizados por tamanho do grão, composição da forma de leito, sequência interna e principalmente geometria (Miall 1985). Afloramentos com ao menos vários decímetros e com certa quantidade de controle tridimensional, são necessários para um estudo detalhado. Todos os sistemas fluviais são compostos de proporções variadas dos oito elementos arquiteturais.

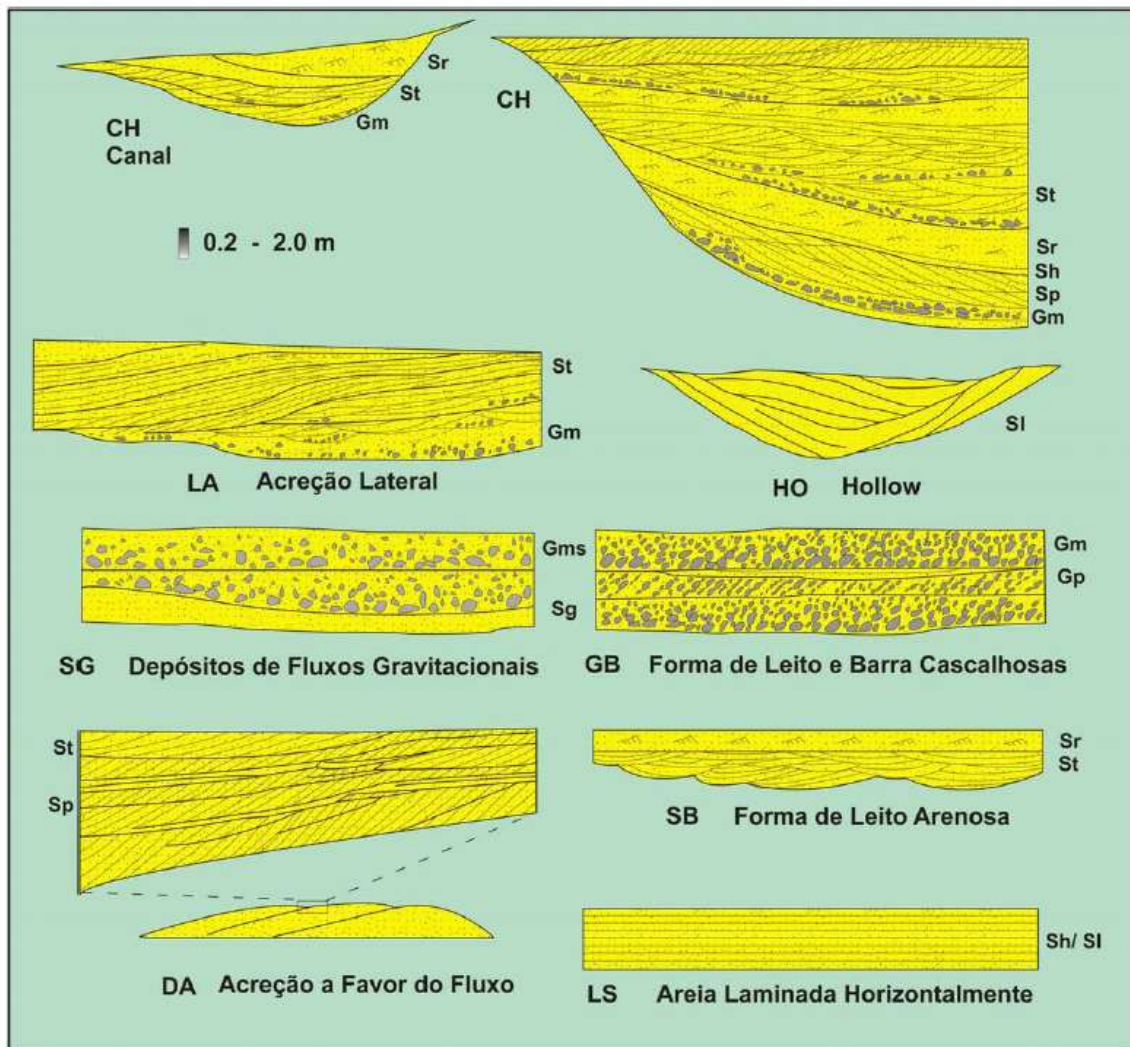


Figura 2- Elementos arquiteturais internos de canais fluviais (Miall 1985).

A ampliação de pesquisas ao longo dos anos em depósitos atuais e antigos, permitiu a uma abrangência maior desta classificação através da identificação de novos seis elementos externos ao canal (Miall 1996): Dique marginal, canais de *crevasse*, espriamento de *crevasse*, finos de planície de inundação e canais abandonados (Figura 3).

Segundo Miall (1985), elementos arquiteturais devem conter descrições e caracterização dos elementos objetivos, as quais devem incluir: 1) A natureza das superfícies limitantes superior e inferior; 2) a geometria externa; 3) escala e 4) geometria interna. Individualizar, analisar e descrever os elementos arquiteturais são medidas essenciais, pois podem determinar o padrão de alguns tipos de rios do passado e desta forma caracterizar o tipo de sistema fluvial.

Tabela 1- Elementos arquiteturas internas de canais fluviais.

Elemento	Cód.	Fácies	Geometria e arquitetura interna	Interpretação
Canal (<i>Channel</i>)	CH	Múltiplas combinações.	Base erosiva côncava. Diversas escalas e formas.	Preenchimento de canais internos menores, no cinturão de canais
Forma de leito e barra cascalhosas (<i>Gravel bars and bedforms</i>)	GB	Cascalho maciço, suportado por matriz; cascalho maciço com estrat. planar e acanalada	Corpos com geometria lenticular e tabular, usualmente intercalados por elementos SB.	Barras longitudinais cascalhosas.
Formas de leito arenosas (<i>Sandy bedforms</i>).	SB	Areia fina a muito grossa com estrat. cruzada acanalada, planar, de baixo ângulo; com laminação horizontal; laminações cruzadas de marcas onduladas; com <i>scour and fill</i> ;	Geometria em lentes ou lençóis, podendo ser amalgamados por sets de estratos cruzados de 1ª, 2ª ou 3ª ordem.	Migração e cavalgamento de dunas subaquosas.
Depósito de acreção frontal (<i>Downstream-accretion macroform</i>).	DA	Areia fina a muito grossa com estrat. cruzada acanalada, planar, de baixo ângulo; com laminação horizontal; laminações cruzadas de marcas onduladas; com <i>scour and fill</i> ;	Corpos lenticulares com bases planas ou canalizadas, compostas por sets de estratos cruzados de pequeno a grande porte, limitado por superfícies a favor do fluxo.	Migração a favor do fluxo de barras de meio de canal.
Depósito de acreção lateral (<i>Lateral accretion macroform</i>).	LA	Areia fina a muito grossa com estrat. cruzada acanalada, planar, de baixo ângulo; com laminação horizontal; laminações cruzadas de marcas onduladas; com <i>scour and fill</i> ; Raramente cascalhos	Corpos lenticulares ou lobados, compostos por sets de estratos cruzados, caracterizada pela acreção de lateral interna do canal.	Acresção lateral de barras de meio de canal ou barras em pontal.
<i>Hollow</i>	HO	Cascalho clasto-suportado maciço; com acamadamento horizontal; e cascalho com estrat. cruzada acanalada.	Corpos com base limitada por superfícies erosivas côncavas.	Preenchimento de feições erosivas em porção de confluência de canais.
Fluxo de gravidade de sedimentos (<i>Sediment gravity flows</i>)	SG	Cascalho matriz suportado com gradação incipiente; e com gradação inversa a normal. Cascalho clasto-suportado maciço; e com gradação inversa.	Geometria em lençóis a lobada, usualmente intercalada com Formas de leitos arenosas (GB).	Amalgamação de depósitos de fluxos de detritos.
Lençóis de areia laminados (<i>Laminated sand sheets</i>)	LS	Areia muito fina a muito grossa com laminação horizontal; estrat. cruzada de baixo ângulo. Raramente estrat. cruzada planares; e laminação cruzada de marca ondulada.	Geometria em lençóis formada por complexos por vezes amalgamados de estratos plano-paralelos ou de baixo ângulo.	Depósito de lençóis formados por rápida descarga.

Fonte: Modificado de (Miall 1985 *apud* Miall 2006).

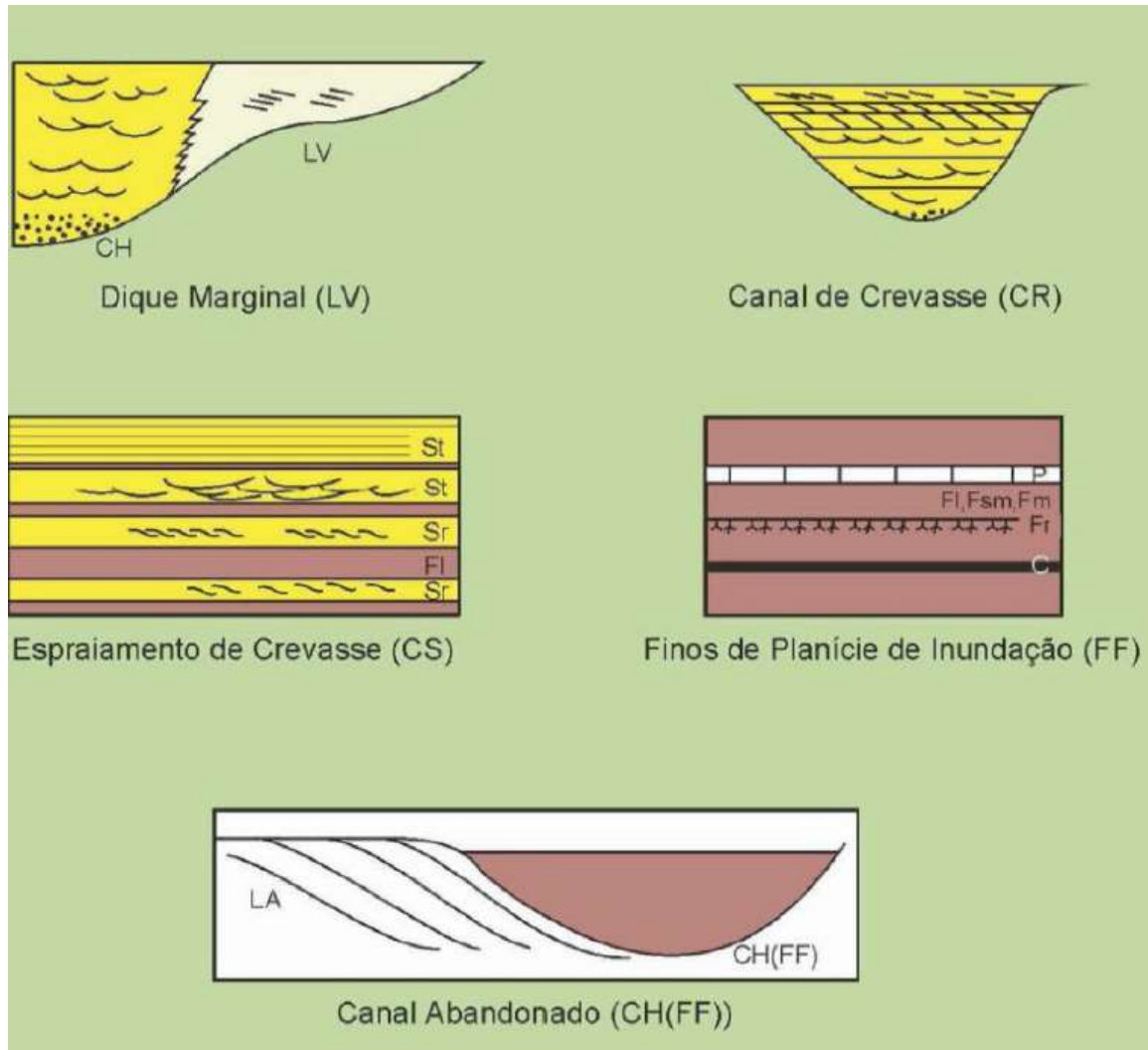


Figura 3- Elementos arquiteturais externos de canal fluvial. Fonte: (Miall 1996).

2.2.1 Hierarquia das superfícies limitantes

De acordo com Miall (1988, 1996), existem pelo menos seis ordens de superfícies limítrofes em sistemas fluviais que separam elementos arquiteturais (Figura 4). Estas são caracterizadas como superfícies de não deposição ou erosão, representando períodos de tempo desde alguns minutos até milhares de anos (Miall 1988). Allen (1980) estendeu o conceito de superfícies limitantes de pequena e grande escala em depósitos eólicos, para sistemas marinhos, desenvolvendo modelos teóricos para explicar a formação de *sandwaves* e superfícies limítrofes em regimes dominados por maré. Miall (1988) complementou o trabalho de Allen (1983) a respeito de superfícies limitantes, estendendo a classificação então conhecida, resultando em uma classificação de seis ordens, da escala menor (1º ordem) a maior (6º ordem).

- Superfícies de 1ª ordem: São planas e limitam *sets* de laminações cruzadas. Representam a sedimentação contínua da migração de formas de leito de mesma morfologia.
- Superfícies de 2ª ordem: A superfície não apresenta evidências de erosão ou truncamentos significativos. Separam *cosets* de litofácies diferentes, indicando mudança nas condições de fluxo ou mudanças na direção do fluxo.
- Superfícies de 3ª e 4ª ordem: São mencionadas para superfícies limitantes internas e mais acima de macroformas. As de 3ª ordem são superfícies erosivas existentes dentro das macroformas (superfícies de reativação), geralmente truncando estratos cruzados abaixo. Estas se estendem desde o topo até a porção inferior da macroforma, com assembleia de fácies e geometrias acima e abaixo da superfície, sendo similares.
- As superfícies de 4ª ordem são interpretadas como limite superior de macroformas, separando diferentes assembleias de fácies acima e abaixo. São paralelas que truncam em baixo ângulo as superfícies de ordem menor, se assemelhando a clinofórmias sísmicas.
- Superfícies de 5ª ordem: Superfícies que limitam grandes lençóis de areia, incluindo complexos de preenchimento de canais. São planas ou levemente côncavas, sendo relacionada a migração e/ou incisão lateral de canais fluviais.
- Superfícies de 6ª ordem: Superfícies que caracterizam subdivisões estratigráficas mapeáveis de uma unidade fluvial, com grande extensão lateral. Delimitam grupos de canais e paleovales e marcam mudanças relacionadas ao nível de base estratigráfica.

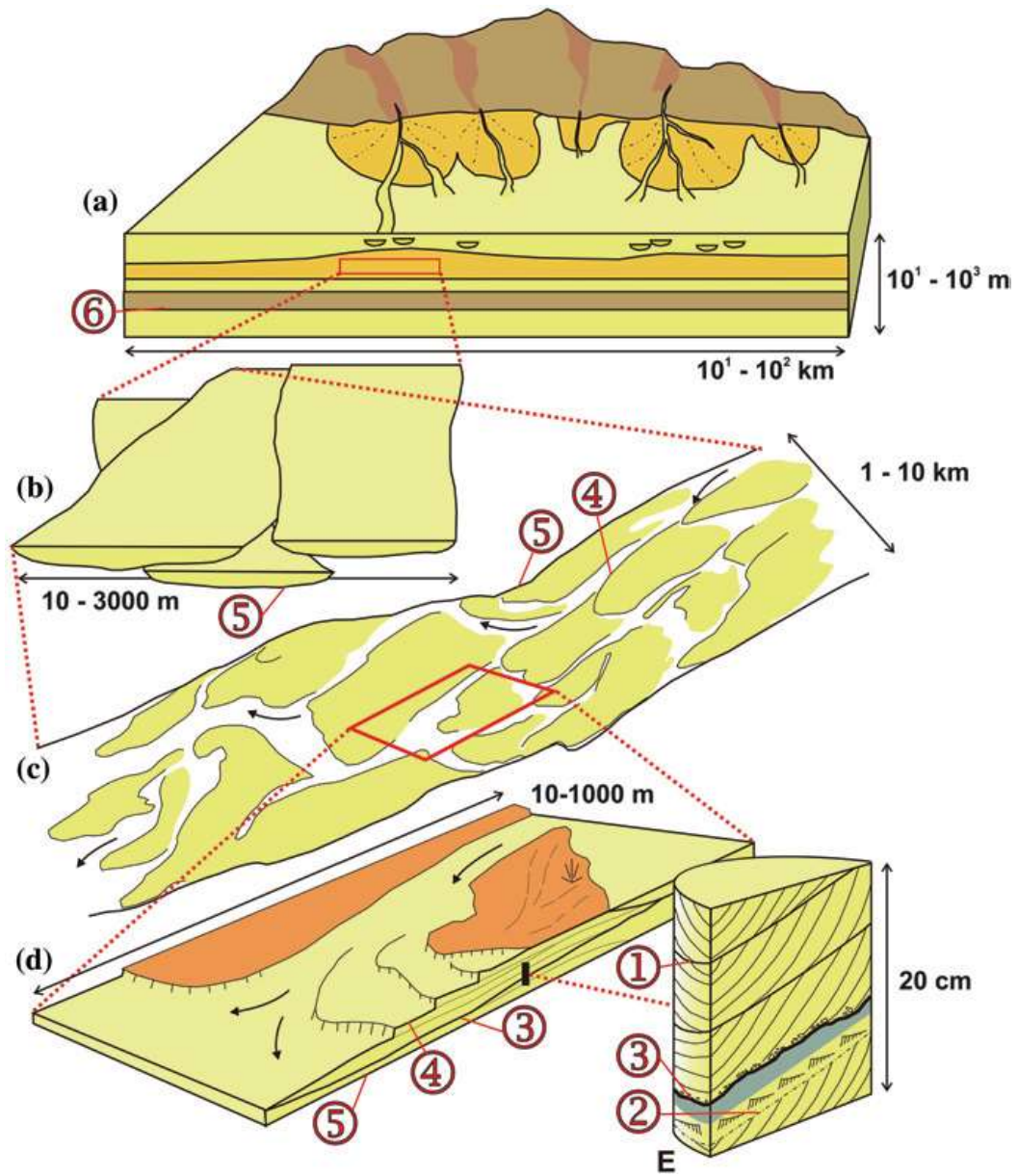


Figura 4- Hierarquia das superfícies limítrofes em sistemas fluviais. A ordem das superfícies aumenta conforme os números nos círculos (Miall 1996).

2.3 ANÁLISES COMPLEMENTARES

2.3.1 Análise petrográfica

A análise petrográfica das amostras de arenito foi realizada em sete seções delgadas das fácies mais representativas para este estudo. São elas: arenitos com estratificação cruzada da associação de fácies fluvial e em arenitos com laminação cruzada cavalgante nas associações de frente deltáica e de plataforma de maré e onda. Para a classificação destes arenitos foi adotada a metodologia de Folk (1968) baseada na descrição de constituintes, textura e fábrica da rocha, com contagem de 300 pontos (Galenhouse 1971) em cada seção para melhor quantificação dos seus constituintes.

As amostras selecionadas para esta análise foram 8, sendo: A1 a A6 correspondendo a arenitos com laminação cruzada cavalgante (Alc) da associação de fácies de plataforma de onda e maré (AF3); A7 a arenitos com estratificação tabular (Atb) da associação de fluvial entrelaçado (AF1); e A8 denotando arenitos com laminação cruzada cavalgante (Alc) nos depósitos de frente deltáica (AF2).

A identificação das principais feições e relações entre os constituintes dos arenitos foram obtidas em microscópio petrográfico LEICA DM 2700 P com câmera acoplada LEICA MC 170 HD, no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) da Universidade Federal do Pará.

2.3.2 Difractometria de raios- X

A técnica de análise de Difração de Raios-X foi aplicada em amostras de folhelhos da associação de fácies de fluvial entrelaçado (AF1, A8) e em arenitos com laminação cruzada cavalgante da associação de plataforma de maré e onda (AF3, A1 e A2). Esta análise foi realizada no laboratório de Difração de Raio-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), através dos métodos do pó total e em lâminas de argilas orientadas. O difratômetro utilizado foi o *X'Pert MPD-PRO PANalytical*, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), com a finalidade de identificar as assembléias minerais de cada rocha. O *software X'Pert HighScore Plus* auxiliou na identificação dos minerais através da comparação dos resultados obtidos com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data (ICDD)*.

CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Parnaíba está inserida na Província Parnaíba e abrange uma área total de 668.858 km², com depocentro que atinge cerca de 3.500 m e embasamento continental fortemente estruturado, representado por rochas formadas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro (Cunha 1986, Góes & Feijó 199, Milani & Zalán 1999, Vaz *et al.* 2007). Ainda, tomografias realizadas na área desta bacia intracratônica, indicam uma litosfera com espessura entre 150 e 180 km (McKenzie & Priestley 2016). A Província Parnaíba coincide com a denominação proposta por Góes (1995) de Província Sedimentar do Meio-Norte, proposta esta que foi pautada na compreensão tectono-sedimentar e na evolução policíclica da bacia, que favorecem a delimitação de bacias diferentes.

A Província do Parnaíba desenvolveu-se acima de um substrato composto por rochas metamórficas advindas de processos tectonomagmáticos relacionadas ao Estádio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida & Carneiro 2004), que agiram até o Mesoproterozóico, onde instalaram-se *grabens* preenchidos no Neoproterozóico (Formação Riachão) e Cambro-Ordoviciano (Formação Mirador) (Góes *et al.* 1992). Segundo Daly *et al.* (2014), o embasamento desta bacia é composto por três unidades crustais: A Província Borborema ao leste; o Bloco Parnaíba ao centro; o cinturão Araguaia e o Cráton Amazônico ao oeste. A natureza da sedimentação da Bacia do Parnaíba é principalmente siliciclástica com ocorrências de calcário, anidrita e sílex, além de rochas magmáticas.

A região da Província do Parnaíba é limitada ao norte pelo Arco Ferrer-Urbano; ao leste pela Falha de Tauá; a sudeste pelo lineamento Senador Pompeu; a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia; e a noroeste pelo Arco Capim. As principais feições morfo-estruturais que a compartimentam são a Estrutura Xambioá, o Arqueamento do Alto Parnaíba, o Lineamento Transbrasiliano, o Lineamento Rio Parnaíba, o Lineamento Rio Grajaú e o sistema de lineamentos orientados com direção NW-SE (Figura 5, Góes 1990). Segundo Vaz *et al.* (2007) as principais estruturas da bacia, os lineamentos Picos Santa-Inês, Marajó-Parnaíba e o Lineamento Transbrasiliano (mais proeminente na bacia), foram importantes nos estágios iniciais da bacia e durante sua evolução, em função do direcionamento dos eixos deposicionais na bacia.



Figura 5- Província Parnaíba composta pelas quatro bacias deposicionais, nordeste do Brasil. Fonte: (Silva *et al.* 2003, modificado de Góes 1995).

Góes & Feijó (1994) dividiram a Bacia do Parnaíba em cinco seqüências principais de segunda ordem, representadas por grupos, correlacionáveis a ciclos tectônicos de caráter global (Góes *et al.* 1992). São elas: Sequência Siluriana (Grupo Serra Grande); Sequência Devoniana (Grupo Canindé); Sequência Carbonífero-Triássica (Grupo Balsas); Sequência Jurássica (Grupo Mearim) e Sequência Cretácea (Formações Grajaú, Codó e Itapecuru). Vaz *et al.* (2007) sugeriram a compartimentação desta Bacia em cinco superseqüências delimitadas por discordâncias regionais oriundas de flutuações dos níveis eustáticos dos mares do Eopaleozoico, porém adotaremos a proposta de Góes & Feijó (1994).

3.1 GRUPO CANINDÉ

O Grupo Canindé agrupava inicialmente as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. Posteriormente, Caputo & Lima (1984) adicionaram a Formação Itaim e Góes *et al.* (1992) incluíram a Formação Poti ao grupo.

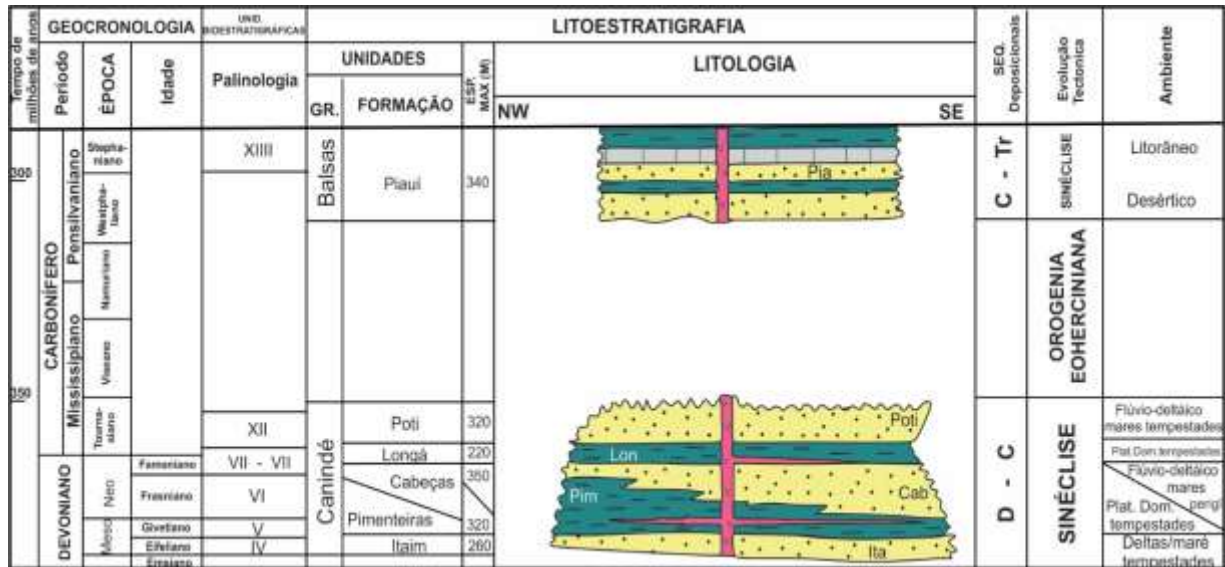


Figura 6- Detalhe da carta litoestratigráfica da Bacia do Parnaíba, com enfoque para o intervalo do final do Grupo Canindé e início do Grupo Balsas (Góes & Feijó 1994).

A Formação Itaim é caracterizada por arenitos finos a médios e folhelhos bioturbados formados em ambientes deltaicos e plataformais, dominados por processos de maré e tempestade (Della Fávera 1990, Góes & Feijó 1994). A Formação Pimenteiras é composta por folhelhos negros, bioturbados e localmente intercalados com arenitos e siltitos, que registram ambiente plataformal raso dominado por tempestades (Della Fávera 1990). A Formação Cabeças é caracterizada por arenitos finos a grossos, localmente intercalados com folhelhos ou deformados, e tilitos. Estes depósitos registram ambientes deltaicos e plataformais influenciados por tempestades, além de ambientes glaciais a periglaciais (Barbosa *et al.* 2015, Caputo 1984, Della Fávera 1990, Ponciano & Della Fávera 2009). A Formação Longá é composta principalmente por folhelhos e siltitos bioturbados, com raras lentes de arenitos, que registram ambientes plataformais dominados por tempestades (Caputo 1984, Góes & Feijó 1994, Lobato & Borghi 2014, Rodrigues 2003).

A atividade magmática na Bacia do Parnaíba possui três fases. A primeira, no Cambro-Ordoviciano, precede a formação da bacia, caracterizada por granitos e vulcânicas do Jaibaras (Oliveira & Mohriak 2003 *apud* Daly *et al.* 2018). No entanto Cerri *et al.* (2020) discorda desta hipótese, sugerindo que durante o intervalo de erosão/não deposição entre o fim da Bacia do Jaibaras e o início da Bacia do Parnaíba, ocorreu um ciclo completo de erosão, mudanças nos sistemas deposicionais e modificações em todas as áreas fontes. Portanto, sinais de proveniência revelam que não existe relação de causa e efeito entre a deposição do rift do Jaibaras e das sequências do Parnaíba (Cerri *et al.* 2020). A segunda e terceira fase ocorrem após o estabelecimento da bacia, no Mesozoico representada pela

Formação Mosquito, e no Cretáceo pela Formação Sardinha (Daly *et al.* 2018, Vaz *et al.* 2007). Estas duas últimas têm sua origem dada pelo estabelecimento de um novo estádio tectônico ativo no Brasil, após a ruptura do Pangea, que levaria a abertura do Oceano Atlântico com surgimento de fraturas, eventos distensionais, remobilização de antigas falhas e intenso magmatismo básico (Almeida & Carneiro 2004, Vaz *et al.* 2007, Zalán 2004).

3.2 FORMAÇÃO POTI

A denominação Poti foi primeiramente proposta por Paiva (1937) para depósitos siliciclásticos que ocorriam entre as profundidades 219-566m do poço 125 do DNPM, perfurado próximo a cidade de Teresina, Piauí. Campbell (1949) restringiu a Formação Poti ao intervalo 219-423m do mesmo poço, determinando uma espessura de 204 metros para esta formação. Conforme mapas de isópacas a Formação Poti possui espessura máxima de 300 metros (Caputo 1984, Cunha 1986, Góes 1995).

Litologicamente é caracterizada pela predominância de arenitos finos a médios intercalados subordinamente com siltitos e folhelhos (Lima & Leite 1978, Ribeiro 2000) depositados em ambientes flúvios-deltaicos, com ação de tempestade e maré (Goés 1995, Ribeiro 2000, Schobbenhaus *et al.* 1984). Diamictitos, *dropstones* e arenitos com deformações sin-sedimentares descritos em afloramentos da Formação Poti que ocorrem na porção oeste e sudeste da bacia, foram interpretados como registro de depósitos flúvio-glaciais a periglaciais (Andrade 1972, Caputo 1985, Caputo *et al.* 2006 a,b, Caputo *et al.* 2008, Della Fávera & Uliana 1979).

O contato entre as formações Longá e Poti é geralmente descrito como concordante, podendo ser localmente gradacional e litologicamente brusco (Lima & Leite 1978). Caputo (1984) descreve este contato como de caráter concordante na porção central da bacia e discordante nas bordas. Góes (1995) interpreta o limite entre as formações Longá e Poti como pertencentes a uma única sequência deposicional, composta por depósitos deltaico/estuarinos, plataformais litorâneos e fluvial em um sistema regressivo de costa progradante. Na borda leste da bacia, Lobato & Borghi (2007, 2014) descrevem o limite entre estas formações como uma superfície discordante erosiva interpretada como o limite de sequência de 3ª ordem. Dessa forma, a discordância de caráter regional entre as formações Longá e Poti descrita por Vaz *et al.* (2007) estaria restrita às bordas da bacia.

Lobato & Borghi (2007, 2014) interpretaram três sistemas deposicionais para a base da Formação Poti: marinho, deltaico dominado por onda e flúvio-deltaico. Segundo estes

autores, estes sistemas se implantaram após a discordância que separa a Formação Poti da Formação Longá e retratam um ciclo transgressivo-regressivo, pós-glacial, pontuado por novos episódios de regressão forçada. Segundo Mabesoone & Neumann (2005), movimentos tectônicos leves durante a deposição dos sedimentos da Formação Longá causaram pequenos avanços do mar que resultaram na deposição de areias litorâneas na porção inferior da Formação Poti (Struniano-Viseano). Lobato & Borghi (2007, 2014) interpretaram a superfície discordante como tectônica, produto de um *rebound* isostático, enquanto que as superfícies de regressão forçada que limitam as sequências de menor ordem seriam, em parte, glácio-eustáticas. Esta superfície discordante envolve um hiato deposicional entre Tournaisiano Superior e o Viseano Inferior (Melo & Loboziak 2000). Após este período, no início do Carbonífero Superior o mar se retirou rapidamente da área quando um novo episódio de soerguimento teve início (Mabesoone & Neumann 2005). Este episódio foi marcado pelo recuo da linha de costa e expôs a planície costeira que foi retrabalhada pelos rios (Mabesoone & Neumann 2005). Assim, a porção superior da Formação Poti é marcada por depósitos de planície aluvial (Mabesoone & Neumann 2005).

Paiva (2018) descreve sistemas deposicionais marinho raso, estuarino/deltaico dominados por maré, aluvial e desértico, organizados em oito sequências deposicionais. A primeira sequência seria uma transição formacional Longá/Poti, separando depósitos plataformais da Formação Longá por rochas de *shoreface* e *offshore* do sistema marinho raso da Formação Poti. Em sequência, identificou seis sequências de alta frequência (de 2ª e 3ª ordem), marcada pela mudança abrupta de fácies de sistemas flúvio estuarinos a flúvio-desértico com a Formação Piauí, ao topo. Araújo (2018), verificou a existência dos mesmos sistemas deposicionais agrupados em seis sequências deposicionais, onde os reservatórios de melhor qualidade, diante da análise de poço, seriam os arenitos de *shoreface*, frente deltaica influenciada por maré, barras de canais flúvio-estuarinos, porções centrais de barras arenosas de maré e *wadis*.

A presença de uma macroflora terrestre e a ausência de palinórfos marinhos sugere ambientes transicionais e continentais para os depósitos da Formação Poti que ocorrem na porção oeste da bacia (Iannuzzi & Pfefferkorn 2002, Melo & Loboziak 2000). Nas porções leste e central da bacia a ocorrência de *Edmondia*, um bivalve marinho, indica breves incursões marinhas (Kegel 1954). Os dados de palinologia e paleobotânica também sugerem paleoclima temperado para a Formação Poti (Iannuzzi 1994), considerando que já no final da deposição desta unidade existiriam condições de alta taxa de evaporação com clima ainda

mais seco, porém razoavelmente frio, tornando-se cada vez mais semi-áridas no Pensilvaniano da Formação Piauí (Goés 1995). Tal paleoclima confere com o encontrado na Formação Faro, Bacia do Amazonas (Amadou & Truckenbrodt 1992).

De acordo com estudos palinológicos (Daemon 1974, Loboziak *et al.*1992), foi definida idade eocarbonífera entre o Tournaisiano e o Viseano para esta formação, sendo posteriormente sugerido a idade Viseano tardio (Iannuzzi *et al.* 2003, Melo & Loboziak 2000) e ratificado por novos dados palinológicos de subsuperfície de Pasquo & Iannuzzi (2014). A macrofauna estudada por Iannuzzi & Pfefferkorn (2002), dominada por pteridospermas, além de licopsídeos arbóreos e esfenopsídeos, apontam idade entre o Viseano Superior e o Serpukhoviano Inferior. É importante salientar, que a presença de *Cordyosporites magnidictyus* (Daemon 1974), assim como miosporos de *Indotriaradites dolianitii*, são comuns na Formação Poti, representando bons marcadores estratigráficos para o Viseano em bacias do nordeste brasileiro, podendo ser correlacionada com a Formação Faro (Melo & Loboziak 2018).

CAPÍTULO 4 DESCRIÇÃO DE FÁCIES

A sucessão sedimentar aflorante na região de Barão do Grajaú, Floriano e Nazaré do Piauí é constituída pelas formações Longá, Poti e Piauí, e expõe-se ao longo de drenagens secas como os riachos Muquém e Saco, em cortes de estradas e próximo da Barragem Salinas. Os depósitos alcançam até 28 m de espessura, sendo extensos por dezenas de metros em algumas localidades, com acamamentos contínuos lateralmente por até 50 m, evidenciados pela geometria sigmoidal e tabular das camadas. Foram descritas 15 fácies sedimentares (Tabela 2), em 9 seções colunares (Figura 7), organizadas em três associações de fácies: fluvial (AF1), frente deltaica (AF2) e plataforma de maré e onda (AF3).

4.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 1 (AF1) – FLUVIAL ENTRELAÇADO

A associação de fácies 1 representa a porção basal da Formação Poti e aflora ao longo do riacho do Muquém (Barão do Grajaú), às margens da rodovia BR-230 e nas proximidades da cidade de Floriano, em cotas entre 120 e 178 m. Estes depósitos consistem em complexos de arenitos amalgamados extensos por aproximadamente 50 m, em sucessões com até 4 m de espessura, em contato erosivo com a Formação Longá (Figura 8A). A AF1 compreende as fácies: folhelho com laminação planar (Fl), arenito com estratificação plano-paralela (App), arenito com estratificações cruzadas de baixo ângulo (Aba), acanalada (Aca), planar (Acp), tabular (Atb) e tangencial (Atg), e arenito maciço (Am).

Os depósitos fluviais são constituídos por arenitos micáceos com estratificações cruzada acanalada, tabular, tangencial e de baixo ângulo. Estas rochas apresentam granulometria areia média a grossa, composta por grãos de quartzo monocristalino (92%) com extinção ondulante moderada a forte, quartzo policristalino, plagioclásio (4%), feldspatos indiferenciados, muscovita contorcidas (<1%) e cutículas de argila (3%) localmente. Os constituintes siliciclásticos são subarredondados a arredondados, muito bem selecionados, orientação preferencial marcada pela muscovita e feldspatos. O arcabouço da rocha é sustentado por grãos, com contatos pontuais em sua maioria, côncavo-convexos e retos, e ainda porosidade intergranular. Os feldspatos comumente estão alterados para argilominerais. Os argilominerais identificados através da DRX na amostra de folhelho (A8) foram: esmectitas, illita e caulinita.

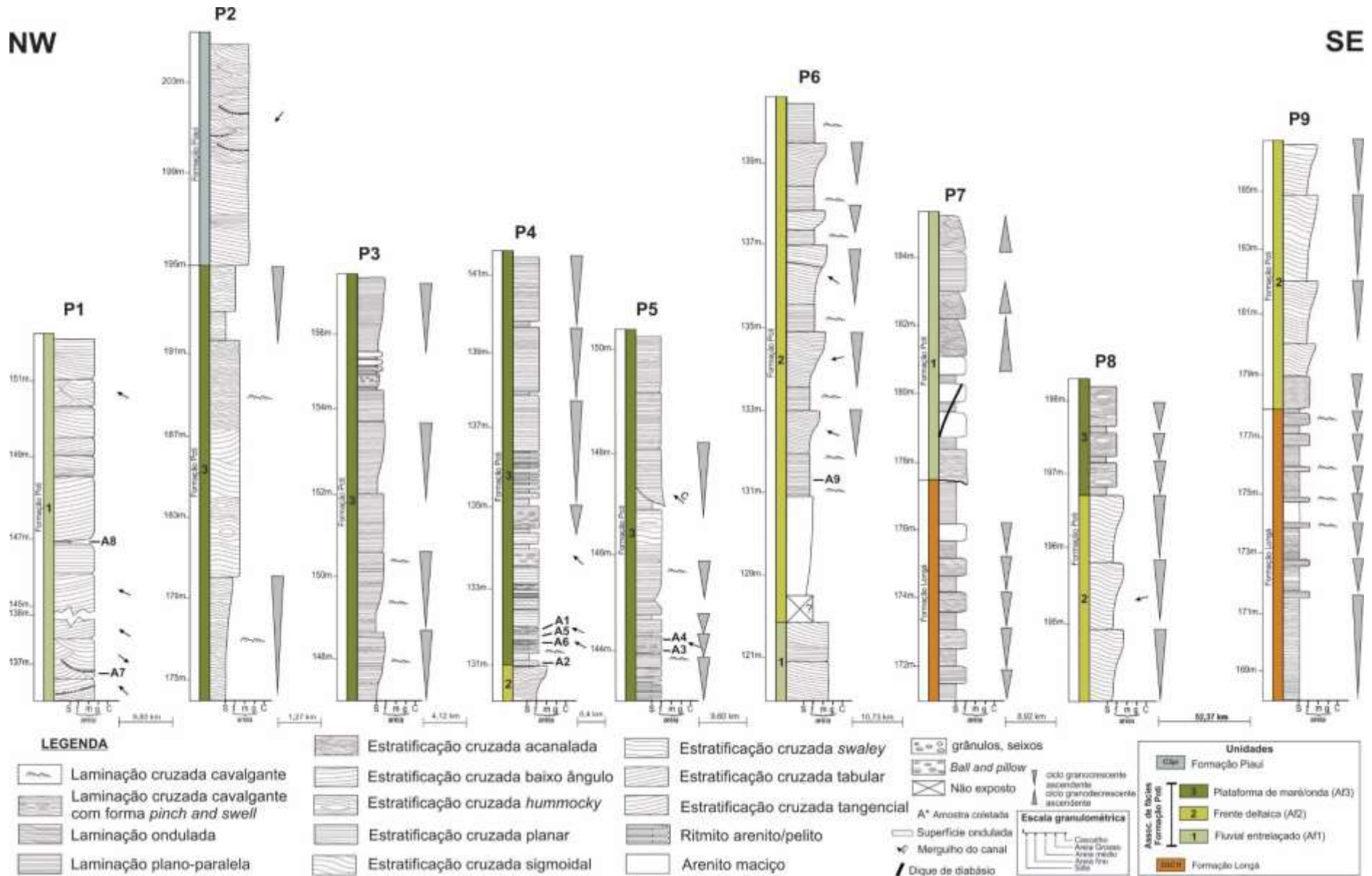


Figura 7- Perfis estratigráficos estudados nas regiões de Barão do Grajaú, Floriano e Nazaré do Piauí.

Tabela 2- Tabela de Litofácies da Formação Poti.

Fácies	Descrição	Interpretação
Folhelho com laminação (Fl)	Folhelho de cor cinza-escuro apresentando fissilidade.	Deposição de sedimentos por meio de decantação, em condições de baixa energia.
Arenito com laminação plano-paralela (Alp)	Arenito amarelo-claro, grãos de areia fina a muito fina, subarredondados, bem selecionados, estratificação plano-paralela e continuidade lateral.	Deposição de sedimentos em regime de fluxo superior, através de fluxo unidirecional trativo.
Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (Aba)	Arenito amarelo-claro com grãos de areia médios a grossos, subarredondados a arredondados, muito bem selecionados, estratificação cruzada de baixo ângulo e lateralmente contínua por 5 metros.	Agradação e migração de formas de leito.
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aca)	Arenito amarelo-claro com grãos médios a grossos, subarredondados a arredondados, muito bem selecionados e estratificação cruzada acanalada.	Migração de formas de leito 3D, em regime de fluxo inferior.
Arenito com estratificação cruzada planar (Acp).	Arenito amarelo-claro a escuro, com grão de areia médios a grossos, subarredondados a arredondados, muito bem selecionados e estratificação plano-paralela com continuidade lateral que chegam a cruzar no <i>bottom set</i> .	Relacionado à forma de leito plano em regime de fluxo superior.
Arenito com estratificação cruzada tabular (Atb)	Arenito cinza-claro, com grãos médios a grossos, subarredondados a arredondados, bem selecionados, com estratificação cruzada tabular e geometria tabular.	Migração de forma de leito 2D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior.
Arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg)	Arenito cinza-claro com granulometria média a grossa, subarredondados a arredondados, bem selecionados e estratificação cruzada tangencial que por vezes apresenta <i>foresets</i> com clastos tamanho seixo de quartzo e argila.	Migração e agradação de formas de leito 2D, por fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior. Transporte por tração.
Arenito com laminação ondulada (Alo)	Arenito amarelo-claro de grãos muito finos a finos, subangulosos a subarredondados, bem selecionados com laminação ondulada gradando lateralmente para plano-paralela.	Deposição de sedimentos por tração em regime de fluxo oscilatório, com migração de formas de leito onduladas de pequeno porte, oriunda da ação de ondas ou correntes.
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)	Arenito amarelo-claro com grãos de areia fina a média, grãos subarredondados, moderadamente selecionados, micáceos, exibindo estratificação cruzada sigmoidal.	Migração formas de leito de médio porte. Transição entre regime de fluxo inferior e superior em condições de alta taxa de sedimentação.
Argilito com laminação plano-paralela (Ap)	Argilito de cor cinza-escuro, lateralmente contínuas, lenticulares, com laminação plano paralela, alternando com arenitos, gerando acamamento heterolítico <i>linsen, wavy e flaser</i> da base para o topo.	Deposição por decantação em condições de baixa energia. O acamamento heterolítico está relacionado a alternância de processos de decantação de sedimentos finos e migração de formas de leito em um regime de fluxo inferior.
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc)	Arenitos com cores amarelo e vermelho, com grãos de areia muito finos a finos, subangulosos a subarredondados, bem selecionados, exibindo laminação cruzada cavalgante com <i>mud drapes</i> nos <i>foresets</i> em ciclos caracterizando <i>tidal bundles</i> . Ocorre ainda escape de fluidos, deformação convoluta no topo da camada, estruturas de <i>ball and pillow</i> e <i>pinch and swell</i> . Na AF3, localmente gradam para laminação sigmoidal.	Deposição de areias por meio de tração e suspensão, com desaceleração de fluxo associada à migração de marcas onduladas com crista sinuosa de pequeno porte. As deformações estão relacionadas a reorganização hidroplástica das camadas adjacentes em função da diferença de densidade.
Arenito maciço (Am)	Arenitos amarelo com grãos de areia muito finos a médios, subangulosos a arredondados (AF1), bem selecionados a muito bem selecionados, com continuidade lateral, ausente de estruturas e acamamento maciço. Localmente ocorrem escape de fluidos e acamamentos convolutos.	Deposição rápida em condições energéticas moderada a alta, e localmente sobrecarga ou escape de fluidos.
Arenito com estratificação plano paralela (App)	Arenito amarelo-escuro com grãos de areia média a grossa, subarredondados a arredondados, estratificação plano-paralela e contínuas lateralmente.	Sedimentos depositados em regime de fluxo superior, através de fluxo unidirecional trativo.
Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> (Ah)	Arenito amarelo-claro com grãos de areia fino, subarredondados, bem selecionados e estratificação cruzada <i>hummocky</i> , apresentando laminações internas onduladas com truncamento. Possuem 15 cm de espessura e 1,20 m de amplitude, gradando lateralmente para estratificação cruzada <i>swaley</i> .	Deposição em condições de alta energia, por meio de correntes trativas sob ação de fluxo combinado, durante ação de ondas de tempestade.
Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (Aes)	Arenito amarelo-claro, com grãos finos, subarredondados, bem selecionados e estratificação cruzada <i>swaley</i> .	Ação de ondas de tempestade, com ação de processos erosivos.

As estratificações são de médio a grande porte, com a fácies arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg) apresentando clastos de quartzo e argila, em tamanhos entre 1 cm e 4,5 cm nos *foresets* (Figura 8B). Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Aba) tendem a gradar lateralmente para arenito com estratificação plano-paralela (App). Estratos com estratificação cruzada tabular (Atb) apresentam segregação granulométrica (Figura 8C). As paleocorrentes medidas nos *foresets* de estratificações cruzadas indicam orientação preferencial para NW. Camadas de folhelho cinza-escuro (fácies Fl) com espessura de 10 cm, ocorrem como lentes entre arenitos com estratificação plano-paralela e estratificação cruzada tangencial e tabular.

Sete elementos arquiteturais internos de canal fluvial (Tabela 3), foram identificados para estes depósitos, baseados na análise bi e tridimensional dos afloramentos referentes a AF1, bem como na granulometria de grãos, composição da forma de leito, sequência interna e principalmente geometria (Miall 1985, 1988, 1996). São eles: elemento de acreção frontal (AF), acreção lateral (AL), canal alternante (CHa), canal migrante (CHm), canal de preenchimento (Chp), formas de leito arenosas (FA) e lençóis de areia laminados (LL).

As extensas exposições descritas mostram unidades de litofácies intercalados e superpostos entre si, formando formas de barras complexas. O litossoma de acreção frontal (AF) são corpos arenosos com espessura entre 2 e 4 m e 30 m de extensão, limitado por superfície de 4ª ordem (Figura 8D). As litofácies características são: Arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca), planar (Acp), tabular (Atb), baixo ângulo (Aba) e tangencial (Atg), limitados por *sets* de 1ª e 2ª ordem. As superfícies limitantes apresentam mergulhos entre 337° e 360° para NW, denotando mesma direção das superfícies limitantes com os estratos cruzados.

O elemento acreção lateral (AL) ocorre limitado por superfícies de 4ª ordem, com espessura média de 3 m e 15 m de extensão, composto por conjuntos de *sets* com superfícies de 1ª e 2ª ordem, inclinadas com direções entre 349° a 40° para NW e estratos cruzados limitados por elas, com mergulho para SE (Figura 9A e 9B). Para diferenciar este elemento arquitetural de AF, visto que ocorrem de outras formas muito similares, foi considerada a direção de mergulho entre as superfícies limítrofes de 1ª e 2ª ordem e os estratos cruzados. Allen (1965, 1970) e Miall (1985, 1996, 2006) citam que a principal forma de diferenciar os elementos AF e AL está baseada na diferença de orientação entre as superfícies de acreção e os estratos cruzados. O elemento AL tem geometria e composição variável, dependendo da geometria do canal e da carga sedimentar, este elemento é menos proeminente em rios

entrelaçados. As litofácies que representam este elemento são: Arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca), planar (Acp), baixo ângulo (Aba), tabular (Atb), tangencial (Atg) e estratificação plano-paralela. Depósitos de areia média ou areia grossa apresentam uma grande variedade de litofácies refletindo formas de leito vigorosas e progradação de barras. Acamamentos com este elemento AL são complexos e podem esconder a geometria acrescida lateralmente subjacente (Miall 1985, 2006).



Figura 8- Associação de fácies fluvial (AF1) da Formação Poti. **A:** Contato erosivo entre a Formação Longá sotoposta ao fluvial da Formação Poti na cidade de Florianópolis (P7, conforme os pontos de localização da Fig.1 e Fig.7). **B:** Clastos de argila e quartzo nos *foresets* de estratificação cruzada tangencial (P1). **C:** Segregação granulométrica em *foresets* cruzados (P1). **D:** Elemento arquitetural de acreção frontal (AF) com concordância da direção de estratos cruzados e superfícies limitantes, sugerindo migração preferencialmente frontal nesta porção do canal (P1). As siglas destas fácies são descritas na tabela 2.

A arquitetura de canal (CH) tem forma côncava e é limitada por superfícies (por vezes erosivas) de várias ordens (1ª, 2ª, 3ª e 4ª ordem), em diversas escalas, chegando a mais extensa a atingir 10,5 metros de extensão por 2,2 metros de altura. Três elementos de canal limitados por superfícies de 4ª, foram descritos e individualizados de acordo com sua granulometria, estruturas sedimentares e configuração externa (Figuras 9B e 10): Canais migrantes (CHm), canais de preenchimento (CHp) e canais alternantes (CHa). As principais litofácies são a estratificação cruzada acanalada (Aca) e estratificação cruzada planar (Acp). Os canais são componentes comuns em vários estilos de sistemas fluviais e ocorrem tanto com geometria assimétrica, quanto simétrica nos afloramentos da Formação Poti.








Os canais migrantes (CHm) são constituídos por areia média a grossa, com estratificação cruzada acanalada de larga escala e cruzada planar, com geometria assimétrica (Figura 10) relacionada a migração lateral e erodida pelo elemento sobreposto, limitada por superfícies de 2ª e 4ª ordem. As estruturas sedimentares, juntamente com a escala do canal, sugerem energia moderada. O elemento de canal alternante (CHa) possui granulometria média a grossa em arenitos com estratificações cruzada acanalada (Aca) e planar (Acp), limitados por superfícies de 1ª e 2ª ordem. As superfícies basais são relativamente simétricas, composta por formas de leito multilaterais, por vezes erodindo o adjacente resultante de fluxos alternados. O elemento de canal de preenchimento (CHp) contém arenitos médios a grossos, com menos estratos cruzados que os elementos de canal anteriores. É limitado em sua base por superfícies de 3ª e 4ª ordem, com extensão de 13,1 m e 1,90 m, preenchimento concêntrico (Gibling 2006), e arenito com estratificação cruzada acanalada na base passando para cruzada planar ao topo e localmente arenito maciço, sendo interpretado como preenchimento de um canal menor interno ao cinturão de canais (Miall 1988).

As formas de leito arenosas (FA) tem forma de lençóis com dimensões que compreendem 3,6 m de altura por 9 m de extensão (Figura 9A), limitados por superfícies de 4ª ordem. É dividido por *sets* por vezes amalgamados, que contém as litofácies arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca), planar (Acp), tabular (Atb), baixo ângulo (Aba) e tangencial (Atg), separadas por superfícies de 1ª e 2ª ordem suavemente inclinadas no sentido para NW, gradando lateralmente para o elemento AL. As formas de leito arenosas (FA) são interpretadas como elemento interno ao canal fluvial, oriunda da migração e cavalgamento de dunas subaquáticas em partes mais rasas do canal (Miall 1996, 2006).

Os lençóis de areia laminados (LL) tem geometria em lençol (Figura 9B), com espessura 1,75 m e 30 m de extensão, com arenito com laminação plano-paralela (App)

gradando lateralmente para arenito com estratificação cruzada planar (Acp). Esta unidade arquitetural é limitada acima por uma superfície de 4ª ordem, interpretada como produto de deposição arenosa de enchentes em condições de regime de fluxo superior em leito plano (Miall 1977, 1984b, Tunbridge 1981, 1984, Sneh 1983 *apud* Miall 2006). A gradação de arenito com estratificação plano paralela (App) para arenito com estratificação cruzada planar (Acp) está relacionada, ainda, com a diminuição das condições de fluxo no fim do evento de enchentes.

Tabela 3- Elementos arquiteturais internos de canais fluviais da Formação Poti na região de Barão do Grajáú.

Elemento	Geometria	Fácies	Descrição
Barras			
AF		Arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca), planar (acp), baixo ângulo (Aba), tabular (Atb), tangencial (Atg) e laminação plano-paralela (app).	Corpos constituídos por <i>sets</i> de estratos cruzados, superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem a favor do fluxo. Migração de barras arenosas de meio de canal a favor do fluxo.
AL		Arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca), planar (acp), baixo ângulo (Aba), tabular (Atb), tangencial (Atg) e laminação plano-paralela (app).	Litossoma composto por <i>sets</i> cruzados de superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem contra o fluxo. Migração lateral em barras de meio de canal.
FA		Arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca), planar (acp), baixo ângulo (Aba), tabular (Atb) e estratificação cruzada tangencial (Atg).	Forma de lençol, <i>sets</i> cruzados por superfícies de 1ª, 2ª. Preenchimento de canal.
LL		Arenito com estratificações cruzada planar (acp) e laminação plano paralela (App).	Geometria tabular formada em porções de descarga rápida.
Canais			
CH p		Arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca), planar (Acp) e arenito maciço.	Preenchimento concêntrica limitados por superfície de 4ª ordem. Preenchimento de canal de menor escala, em um cinturão de canais.
CH a		Arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca) e cruzada planar (Acp).	Preenchimento formas de leito multilaterais, limitadas por superfícies relativamente simétricas de 1ª e 2ª ordem.
CH m		Arenito com estratificações cruzada acanalada (Aca) e cruzada planar (Acp).	Geometria assimétrica relacionada a migração lateral e erodida por elemento sobreposto. Limitada por superfícies de 2ª e 4ª ordem.

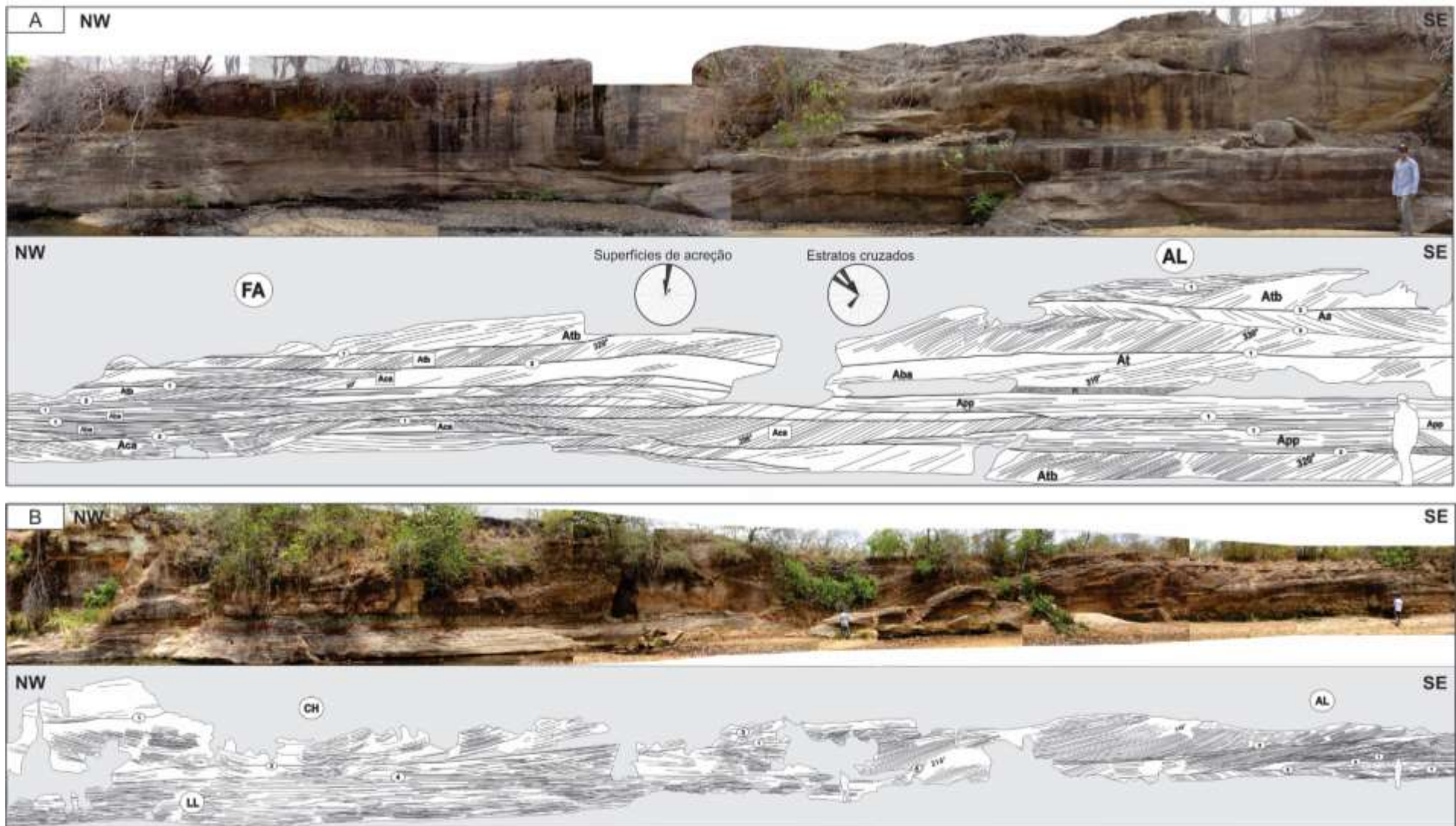


Figura 9- Elementos Arquiteturais do Rio Muquém, Formação Poti (P1). **A:** Formas de leito arenosas composta pelas fácies arenito com estratificação cruzada acanalada, planar e baixo ângulo, separadas por superfícies de 1ª e 2ª ordem, gradando a SE para a arquitetura de acreção frontal, com superfícies limítrofes com direções divergentes dos estratos cruzados dominantes. Camadas centimétricas de folhelhos podem ser observadas entre *sets* de estratos cruzados. **B:** Quatro elementos arquiteturais foram identificados: Lençóis de areia laminado (LL; arenitos com laminação planar e estratificação cruzada planar) ocorrem na porção basal do afloramento, sendo contínuo lateralmente por aproximadamente 30 metros, limitado acima por superfície de 4ª ordem; Canal (CH) com forma geométrica côncava evidente, limitado por superfície de 3ª e 1ª ordem; gradando para o elemento de acreção lateral (AL) para SE, limitado por superfície de 4ª ordem.

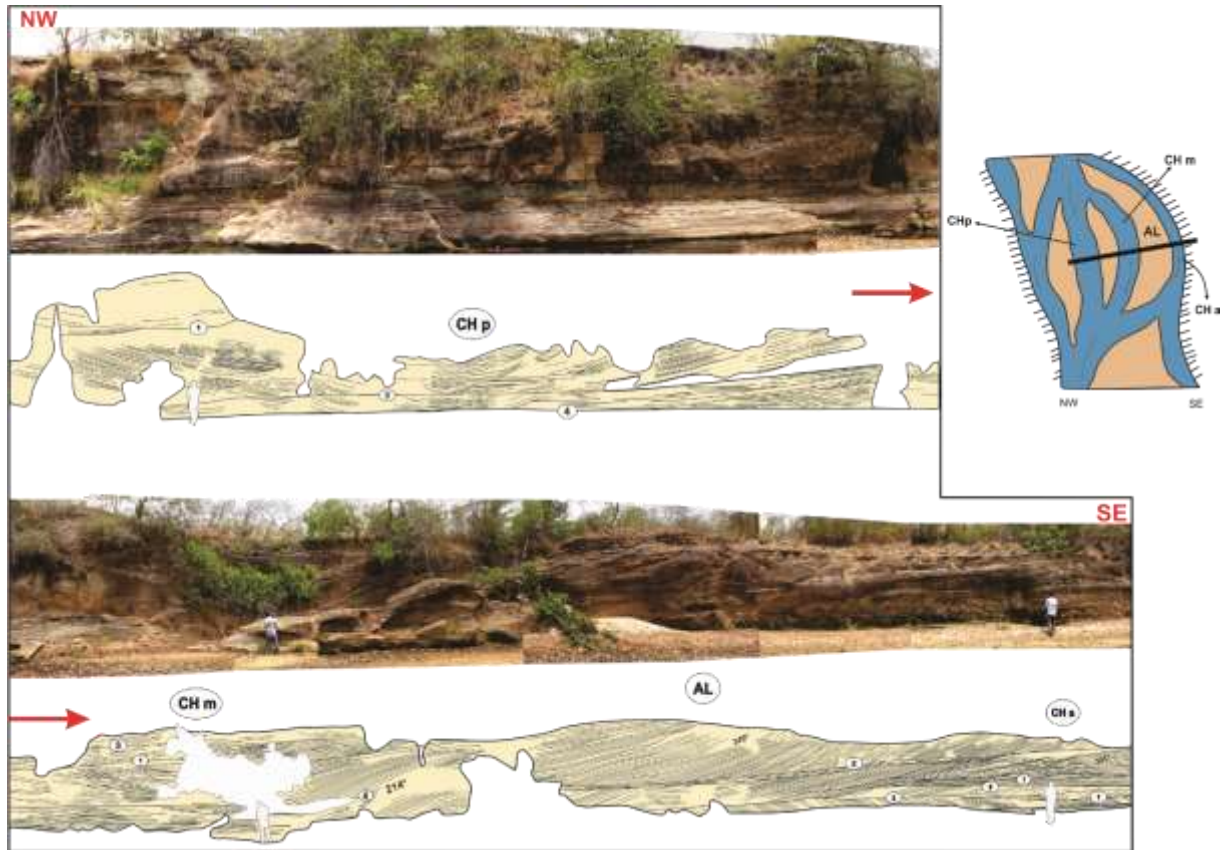


Figura 10- Classificação dos elementos arquiteturais de canal da exposição da Formação Poti (P1). Canal de preenchimento (CHp) com acreção vertical limitado por superfícies de 1ª, 3ª e 4ª ordem. Canal de migração (CHm), com migração lateral e forma assimétrica. Canal alternante (CHa), com migração bilateral, forma relativamente simétrica e superfícies de reativação.

4.1.1 Interpretação

Os depósitos da associação de fácies AF1 apresentam dominância de arenitos com estratificações cruzada tabular, acanalada e de baixo ângulo, com ocorrência subordinada de lentes descontínuas de pelitos. As camadas de arenitos exibem geometria geralmente tabular e um padrão de granodecrescência ascendente. Segundo a classificação proposta de Miall (1977), estes depósitos são característicos de rios do tipo entrelaçado (Figura 11), os quais apresentam canais largos, baixa sinuosidade com um ou mais canais, sendo favorecido pela presença de carga de fundo com granulação grossa, grande variabilidade na descarga e facilidade de erosão das margens (Miall 1981). O acúmulo da carga de fundo propicia a formação de barras arenosas, que obstruem a corrente e a ramificam com aumento do suprimento detrítico (Miall 1981). A formação de rios entrelaçados também é relacionada a condições climáticas e a presença de vegetação (Kasse *e. al.* 2005, Miall 1981, Piegay *et al.* 2009). Em condições climáticas mais úmidas, o nível do lençol freático mais próximo à superfície contribui para sedimentação mais prolongada, ao contrário de regiões áridas, onde

o lençol freático mais profundo resulta em sedimentação limitada a chuvas torrenciais (Miall 1991).

O modelo de rio entrelaçado do tipo *Saskatchewan Sul* proposto por Miall (1977) é o que mais se assemelha aos depósitos fluviais da Formação Poti. Este modelo fluvial consoante com as características litológicas e arquiteturas condiz com um fluvial entrelaçado relativamente profundo, perene com baixa sinuosidade (modelo 10 de Miall 1985, 2006). Este modelo ocorre em rios entrelaçados com canais ativos e ciclos dominados por sedimentação arenosa (Miall 1981). O fluvial entrelaçado é marcado pela existência de macroformas com geometrias de acreção (AF e AL) geralmente limitadas por superfícies de 4ª ordem, diferente de rios com acamamentos tabulares típicos de entrelaçados rasos (Miall 1985, 2006) e baixa ocorrência de depósitos de *overbank* devido ao baixo potencial de preservação em virtude da instabilidade do canal (Miall 1988, 2006). O elemento de acreção frontal (AF) é comum em rios entrelaçados, bem como canais secundários (Brierley 1996). Ambos litossomas de acreção frontal (AF) e acreção lateral (AL) podem ocorrer em diferentes partes da mesma barra complexa.

No elemento de canais (CHm), a geometria assimétrica da migração de canais está relacionada a migração lateral de acamamentos unidirecionais (Cant & Walker 1978). A migração destes acamamentos foi desenvolvida próxima a barras compostas (*compound bars*) com relativa alta sinuosidade no flanco do canal (Miall 1988). Nos elementos CHa e CHp, a presença de granulometria média a grossa, arenito com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte e o empilhamento das formas de leito, sugerem fluxos de alta velocidade (Li *et al.* 2015). No caso dos afloramentos estudados na Formação Poti ocorrem complexos de preenchimento de canais, formados pelas migrações laterais de canais.

As litofácies do elemento de Lençóis Laminados (LL), arenito com laminação horizontal (App) e estratificação cruzada planar (Acp), tipicamente indicam fluxo de regime superior, que caracterizam rios que são submetidos a descargas sedimentares sazonais em fluxos superficiais em rios entrelaçados (Miall 1988).

A fácies de granulometria fina como Fl, forma-se nos canais no período de mais baixa energia, quando a descarga diminuiu. Estas fácies podem se desenvolver ainda relacionadas à planície de inundação de canais fluviais entrelaçados em período de descarga elevada (Smith 1970). As medidas de paleocorrentes dominantes para NW estão condizentes

com os trabalhos de Góes (1994) e Lima & Leite (1978) que indicam áreas fontes para SE (Figura 9).

As evidências de paleocorrentes indicam que as direções principais de fluxo em elementos arquiteturais individuais variam entre 214° e 32° azimuth. Quatro dos sete elementos apresentam medidas com orientações principais tendo 20° do principal azimuth total. Com um cálculo de 29 leituras no afloramento da Formação Poti, obteve-se uma média de 324° azimuth com magnitude de vetor em 95%. As medidas de *dip direction* das superfícies limitantes de 1º a 4º ordem mostram uma tendência similar entre 290° e 39° , o que pode ser interpretado como ambiente fluvial de baixa sinuosidade.

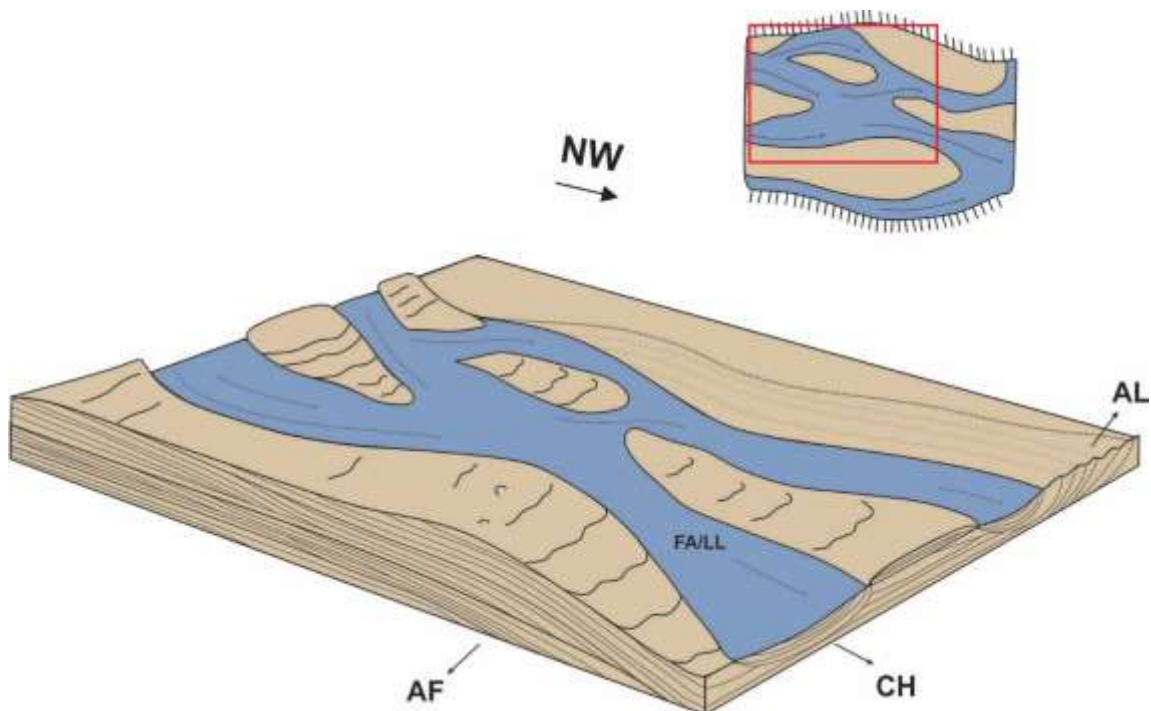


Figura 11- Modelo fluvial esquemático dos principais elementos arquiteturais encontrados nos afloramentos da Formação Poti. Os elementos LL e FA estão inseridos no interior dos canais, enquanto que as arquiteturas AF e AL ocorrem nas áreas arenosas. Tais elementos em conjunto sugerem um sistema entrelaçado, dominado por avulsões de canais ativos.

4.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 2 (AF2) – FRENTE DELTAICA

A associação de fácies de frente deltáica da Formação Poti ocorre sobreposta aos depósitos fluviais entrelaçados (AF1) e aos folhelhos marinhos da Formação Longá (Figura 12). Estão expostas em cortes de estrada e ao longo de leito de rios intermitentes as margens da rodovia BR-230, bem como na Barragem Salinas/PI, nos municípios de Barão do Grajaú e de Nazaré do Piauí. A AF2 tem 19 m de espessura com camadas lateralmente contínuas por centenas de metros, exibindo geometria tabular e sigmoidal. Tanto o contato inferior com os

depósitos da Formação Longá (Figura 12) e depósitos fluviais (AF1), e superior com a associação de fácies de plataforma de maré e onda (AF3) têm caráter abrupto (Figura 13A). As principais fácies são: arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc), arenito com laminação ondulada (Alo), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As) e arenito maciço (Am).

Estas camadas estão organizadas em ciclos de raseamento ascendente (1 a 3 m de espessura), com arenitos com laminação cruzada cavalgante (Figura 13B), ondulada ou maciço em sua base e arenitos com estratificação cruzada sigmoidal no topo (Figuras 13 C). Tais ciclos (Figura 14 A), exibem geometria lobada (Figura 13D). Arenitos maciços ocorrem em camadas tabulares e lobadas, localmente exibindo acamamentos convolutos (Figura 14B-C). Os arenitos são classificados como subarcósios, com grãos entre areia fina a média, subangulosos a subarredondados e bem selecionados. Os constituintes em geral são quartzos monocristalinos com extinção ondulante forte a moderada (90%), feldspatos indiferenciados (5%), plagioclásio (3%), microclina (1%), muscovita deformada e cimento de óxido-hidróxido de Fe (<1%). O arcabouço da rocha é sustentado por grãos com contatos predominantemente côncavo-convexos, e mais raramente retos e pontuais, com porosidade intergranular. Feldspatos comumente exibem alteração para argilominerais e porosidade intragranular. Medidas de paleocorrentes nos *foresets* de estratificação cruzada sigmoidal mostram paleocorrentes preferenciais para NW.



Figura 12- Associação de fácies de Frente deltaica (AF2). Contato entre os depósitos da frente deltaica (Formação Poti) e os de plataforma da Formação Longá próximo a cidade de Nazaré do Piauí (porção leste da área de estudo; P9).



Figura 13- Associação de fácies de Frente deltaica (AF2). **A:** Contato de caráter abrupto dos depósitos deltaicos (AF2) com a associação de fácies de plataforma por onda e maré (AF3; P8). **B:** laminação cruzada cavalgante (Alc). **C:** Estratificação cruzada sigmoidal (As) com laminações cruzadas cavalgantes (Alc) e laminações convolutas na porção basal. Paleocorrentes de estratos cruzados com sentido principal para NW. **D:** Geometria lobada frequentemente encontrada nos depósitos deltaicos nas áreas de estudo.

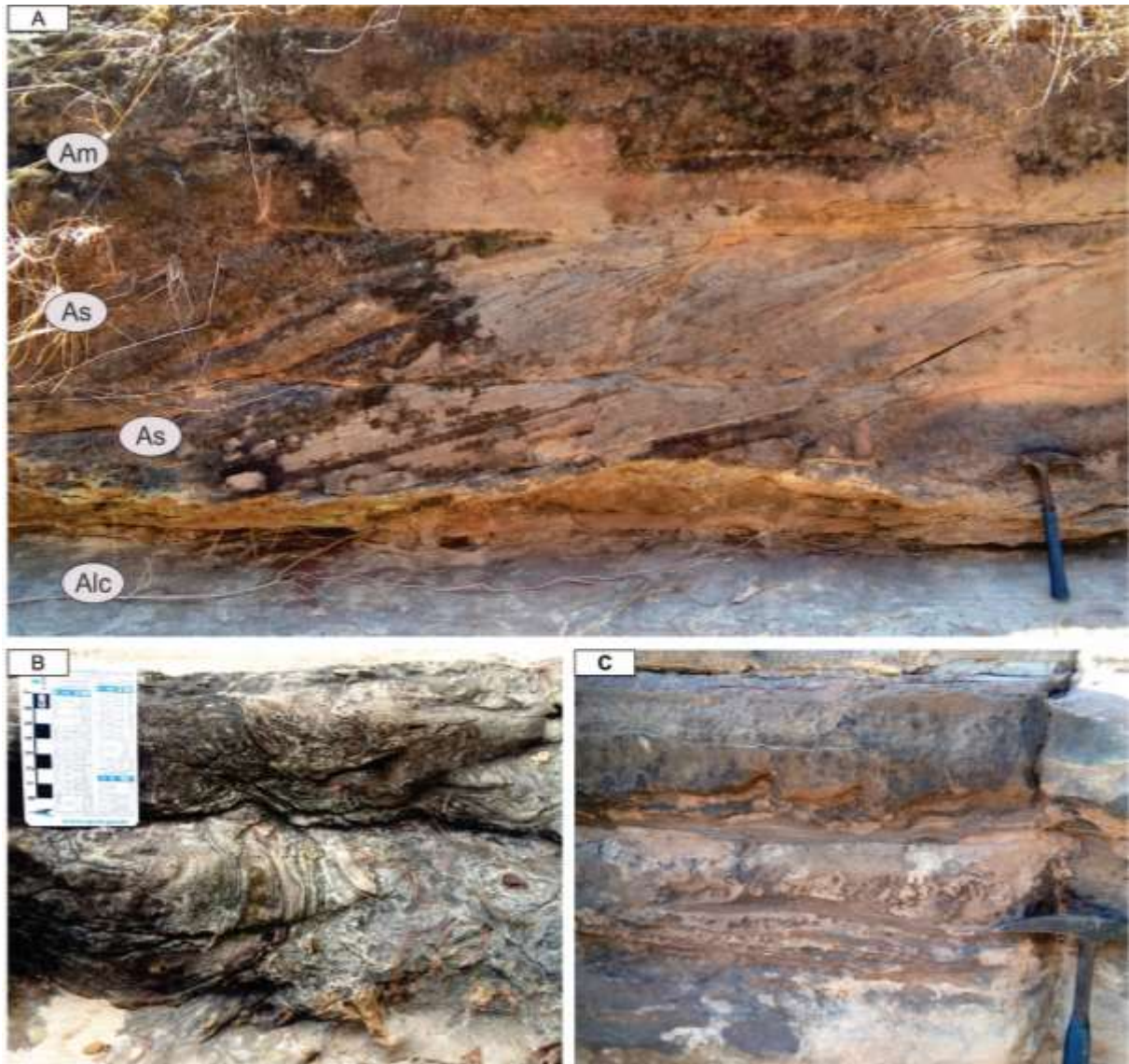


Figura 14- **A:** Ciclos com camadas compostas de arenito com laminação cruzada (Alc), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As) e arenito maciço (Am; P6). **B:** Laminação convoluta na base de lobos deltaicos na região de Barão do Grajaú (P6). **C:** Convolução em camada de arenito maciço com geometria lobada, Floriano, Piauí (P8).

4.2.1 Interpretação

Deltas são classificados principalmente em termos de granulometria dominante e da importância relativa de processos fluviais, por onda e maré (Bhattacharya 2006, 2010). Nesta associação de fácies, não houve exposição de litofácies indicativas de retrabalhamento por maré, sendo a maior influência por correntes unidirecionais. Fácies referentes à frente deltaicas são comumente depositadas em águas rasas e, portanto, recebem maior influência de processos gerados por ondas e correntes, com depósitos arenosos relativamente bem selecionados (Bhattacharya & Walker 1992, Nichols 2009).

As fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As), laminações cruzada cavalgante (Alc), laminação ondulada (Alo) e maciço (Am), estão dispostas em camadas com geometria sigmoidal que exibem ciclos de granocrescência ascendente e espessamento para o topo, indicando depósitos de frente deltaica (Bhattacharya & Walker 1992, Della Fávera 2001). O raseamento ascendente e a granocrescência ascendente são características importantes para a distinção de uma sucessão deltaica (Nichols, 2009), juntamente com a geometria lobada.

A predominância de fácies de lobos sigmoidais, como os da Formação Poti, sugere semelhança com a arquitetura de *foresets* e *bottomsets* dos deltas tipo Gilbert (Della Fávera 2001, Gobo *et al*, 2015). Os *foresets* são basicamente as fácies de arenito com estratificação cruzada sigmoidal que se desenvolve em lobos e tem sua gênese relacionada à rápida desaceleração do fluxo em condições homopícnais, com progressivo aumento do aporte sedimentar. Sua deposição ocorre próxima à desembocadura, onde fluxos pouco densos mantêm parte dos sedimentos em suspensão gerando uma geometria de lobos sigmoidais (Della Fávera 1984, 2001). Arenitos maciços (Am), podem ser resultantes de processos secundários como escape de água que obliteraram parcial ou completamente as estruturas primárias (Della Fávera 2001). Corroboram com esta interpretação a presença de porções com acamamento convoluto associado às camadas de arenito maciço. As fácies de *bottomsets*, arenitos com laminações cruzada cavalgante e laminação ondulada, indicam ação de correntes e ondas que retrabalham os sedimentos depositados na frente do delta e que são recobertos durante a progradação do lobo deltaico. Rodrigues (2003), descreveu a presença de estratificação cruzada *hummocky* nos depósitos deltaicos da Formação Poti, o que sugere que a frente deltaica foi retrabalhada por tempestade.

Fácies arenosas com presença de estratificações cruzadas sigmoidais, *current ripples* unidirecionais e camadas maciças em frente deltaicas, podem indicar presença de certo domínio fluvial (Bhattacharya & Walker 1992). As camadas deformadas (Figura 14B-C) observadas abaixo da fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal, também sugerem que houve um cisalhamento produzido por correntes sobre uma superfície, onde a fricção de arrasto pelo movimento da areia resultou em convoluções (Tucker 2014).

Paleocorrentes da fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal indicam que a migração de formas de leito nos depósitos de frente deltaica possuíam sentido principal para NW. Ciclos de camadas iniciadas pelas fácies de arenito com laminação cruzada cavalgante, que passam para as fácies arenito maciço e com estratificação cruzada sigmoidal, podem ser interpretados como oriundos de desaceleração de fluxo ao entrar em um corpo de água em

menor energia (granocrescência ascendente), onde cada ciclo representa a progradação de um lobo deltaico individual, com espessura diretamente relacionada à profundidade da lâmina d'água (Elliott, 1986).

4.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 3 (AF3) – PLATAFORMA DE MARÉ E ONDA

As exposições da associação AF3 ocorrem ao longo de drenagens secas do Riacho do Saco, distante 6 km da rodovia BR-230 e em corte de estrada. Compreende depósitos de arenitos finos e pelitos, contínuos lateralmente com geometria tabular e lenticular, respectivamente, por vezes com camadas amalgamadas e acamamento ondulado, com espessura que varia de 6 a 20 m.

A associação de fácies de plataforma de maré e onda (AF3) está sotoposta aos depósitos referentes à AF2 (frente deltáica), em contato abrupto (Figura 13A e 15A) e sobreposta por depósitos fluviais da Formação Piauí. Esta sucessão é composta pelas fácies: argilito com laminação plano-paralela (Ap), arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc), laminação ondulada (Alo), arenito maciço (Am), arenito com estratificação plano-paralela (App), arenito com estratificações cruzada *hummocky* (Ah), estratificação cruzada sigmoidal (As) e estratificação cruzada *swaley* (Aes).

Na base desta associação ocorrem camadas com intercalação rítmica de lâminas de argilito (Ap) e arenitos muito finos (Alc, Alo e App), formando acamamento heterolítico com padrão granocrescente ascendente, com predomínio do tipo *linsen* na base, passando para *wavy* e *flaser* em direção ao topo. Esta ciclicidade também é caracterizada por pares de arenito e pelitos mais espessos seguidos por pares menos espessos (Figura 16C-D).

As fácies de arenito com laminação cruzada exibem acamamento ondulado no topo, com laminações truncadas por ondas com arranjo interno do tipo *bundled upbuilding* e *chevron* (Raaf *et al.* 1977), que variam lateralmente para laminação plano-paralela, com presença de *mud-drapes* nos *foresets*, superfícies erosivas e paleocorrentes preferenciais para NW.

As laminações cruzadas cavalgantes possuem laminações côncavo-convexas, que se truncam lateralmente, assemelhando-se à *micro-hummockies*, exibindo geometria *pinch and swell* (Figura 15B) e pontualmente estruturas de escape (Figura 15C). Localmente, no topo de camadas, observa-se deformação convoluta. Os arenitos com laminação cruzada cavalgante são subarcósios com grãos de areia muito fina a fina, tais como quartzos monocristalinos com

extinção ondulante forte a moderada (86%), feldspatos indiferenciados (7%), plagioclásio (5%), microclina (1%), muscovita deformada, óxido-hidróxido de Fe (ambas <1%) e localmente cimento de calcita. Os grãos são subangulosos a subarredondados e muito bem selecionados. A rocha é sustentada por grãos com contatos pontuais, côncavo-convexo, reto e suturado; exibem ainda grãos e micas orientados, porosidade intergranular. Feldspatos comumente exibem alteração para argilominerais e porosidade alveolar. Os argilominerais identificados na análise de DRX (laminações cruzadas cavalgantes, A1 e A3) foram esmectitas (montmorilonita), vermiculita, clorita, ilita e caulinita.

Arenito com acamamento heterolítico é caracterizado por exibir laminações plano paralela que passam lateralmente para laminação ondulada, com acamamentos do tipo *linsen*, *wavy* e *flaser*. Localmente observa-se estruturas *ball and pillow* e escape de fluido (Figura 15D-E).

Arenitos finos com marcas onduladas simétricas e assimétricas exibem laminação cruzada por onda (Alo) a sigmoidais com *tidal bundles* nos *foresets*. O comprimento de onda das marcas onduladas varia de 4 a 8 cm e a altura de 2 a 7 cm. Estas estruturas são limitadas por arenitos com laminação ondulada paralela a sigmoidal com alternância de pares de areia e argila (Figura 16A-B). Localmente, são observadas variações na inclinação dos *foresets* e superfícies de reativação. As *tidal bundles* são caracterizadas por alternâncias milimétricas a centimétricas de areias e recobrimentos argilosos. Estes pares exibem lateralmente espessuras distintas de recobrimento argiloso, formando pares cíclicos ricos em argila seguidos de pares ricos em areia.

Os ritmitos de maré apresentam 120 pares de maré organizados em 3 ordens de ciclicidade (Figura 16C-D): 1) os ciclos de primeira ordem são caracterizados por pares de lâminas milimétricas a centimétricas de areia e argila que exibem *current ripples* e bidirecionalidade dos *foresets*. A deposição do material mais fino ocorre através de suspensão e ainda, floculação no período de *stillstand*. Este ciclo de menor ordem reflete a ciclicidade de cheia e vazante (*flood-ebb*); 2) os ciclos de segunda ordem representam agrupamentos de ciclos de primeira ordem individualizados pela espessura dos pares de areia e argila, com cada ciclo mostrando um aumento da espessura dos pares, seguido por uma diminuição da espessura dos mesmos. Assim, há ciclos de segunda ordem espessos, onde os arenitos exibem espessura entre 0,7 cm e 4,3 cm e argilitos entre 0,4 a 1,0 cm. Enquanto que outros ciclos menos espessos de segunda ordem, apresentam camadas de arenito entre 0,1 a 0,9 cm e de argila entre 0,1 a 1,0 cm de espessura. Cada ciclo pode chegar a aproximadamente 18 cm de espessura e são compostos por 12 a 15 pares de areia-argila; 3). Os ciclos de terceira ordem

designam a maior ordem de ciclicidade nestes ritmitos, com ciclos menos espessos (pares mais finos) seguidos por ciclos mais espessos (com pares mais grossos), gerando uma ciclicidade desigual em sucessivos ciclos de variação vertical de espessura dos pares.

Sobrepostos aos depósitos cíclicos de maré ocorrem fácies mais arenosas (Figura 17A-B) caracterizadas por arenitos com estratificação cruzada *hummocky* que variam lateralmente para estratificação cruzada *swaley* (Figura 17C-D). As estratificações cruzadas *hummocky* ocorrem em camadas tabulares contínuas lateralmente com aproximadamente 20 cm de espessura por 80 de comprimento, que exibem topo e base ondulada, sendo possível observar clastos orientados de argila subarredondados com dimensões entre 3 e 9 cm (Figura 17B-C). Dos três tipos de estratificação cruzada *hummocky* descritas por Cheel & Leckie (1993), a do tipo *scour-and-drape* é a dominante, visto que as superfícies geradas por erosão ondulatória estão presentes.

A estratificação cruzada *swaley* tem espessuras de 5 a 22 cm com dimensões entre 7 a 75 cm. Esta estrutura começa com uma superfície erosiva planar passando para ondulada. Internamente, a laminação ondulatória possui espessuras de 1 a 9 mm, com inclinação de aproximadamente 15°, com *onlap* de baixo ângulo em superfícies erosivas. A inclinação das laminações pode começar e terminar lateralmente acentuada, formando uma geometria côncava, como pode perder a angulação gradando para laminação ondulada. As fácies com estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley* são sotopostas a camadas onduladas que apresentam estruturas de maré, e sobreposta por camadas onduladas.

Arenito com estratificação cruzada sigmoidal ocorrem em camadas geralmente tabulares com até 20 cm de espessura, com base e topo suavemente ondulados e que se adelgam lateralmente. Localmente são observados finos recobrimentos argilosos nos *foresets* e dados paleocorrente indicam fluxos para NW.

No topo destes depósitos, observam-se corpos com geometria de canal (Figura 17B). Estes canais são caracterizados por evidente migração, mergulho de 310°, compostos por camadas amalgamadas de arenito fino com laminação ondulada e plano-paralela, que acompanham a forma côncava do canal (preenchimento concêntrico. Gibling 2006). A paleocorrente dominante deste ambiente está para NW, baseado na medição de laminações cruzadas cavalgantes. Os depósitos da associação de fácies de plataforma dominados por onda e maré (AF3), de uma forma geral, apresentam ciclos retrogradacionais, com material argiloso dominante na base influenciados principalmente por maré, passando para mais arenoso ao topo e maior influencia por onda.

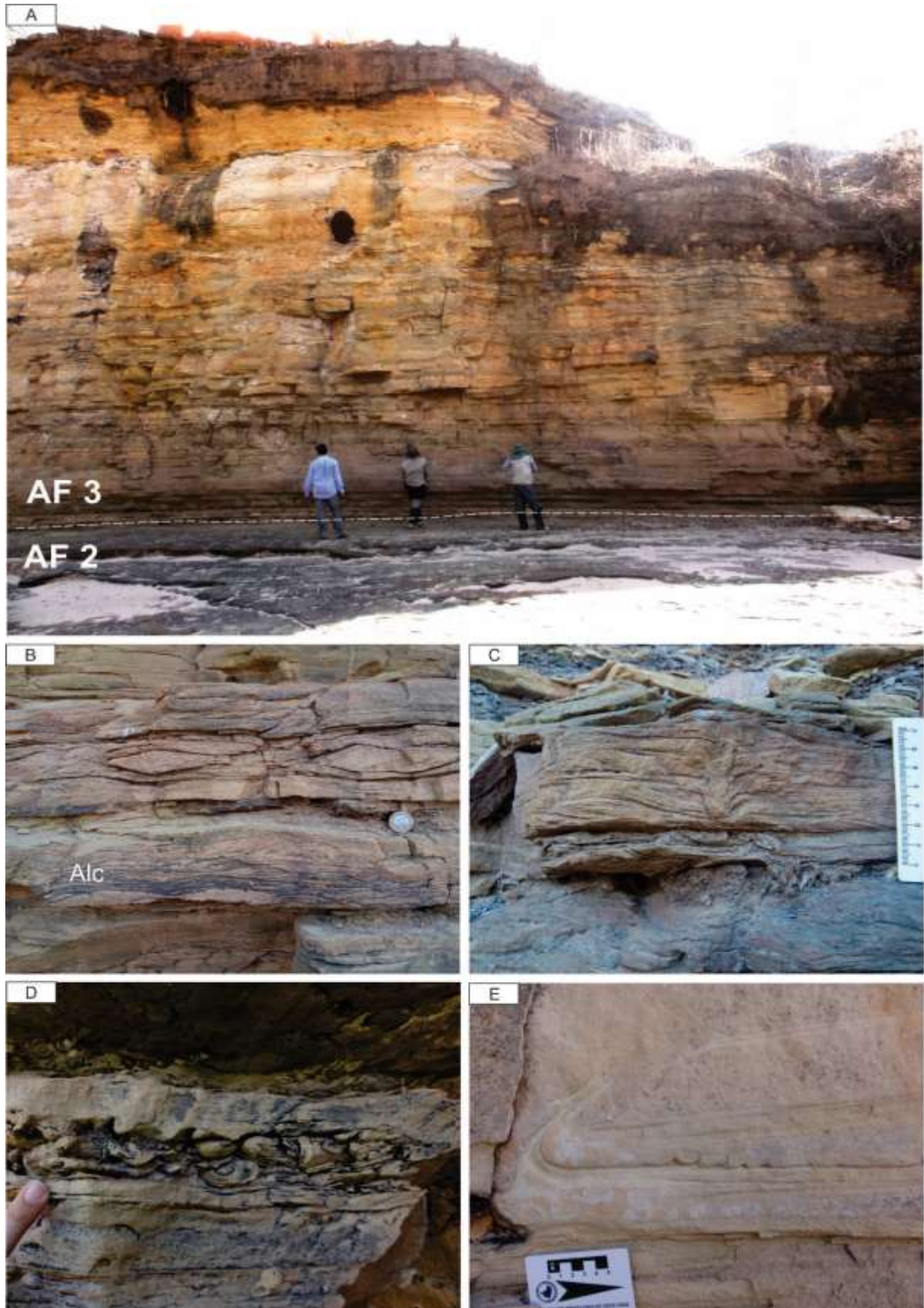


Figura 15- Associação de fácies de plataforma dominada por maré e onda (AF3). **A:** Contato entre as associações de frente deltaica (AF2) e de plataforma por onda e maré (AF3; P4). **B:** Arenito com laminação cruzada cavalgantes e ondulada com geometria *pinch and swell* (P4). **C:** Estrutura biogênica de escape em arenito com *microhummocky*, próximo ao contato com a AF2 (P8). **D:** Estruturas *ball and pillow* (P3). **E:** Escape de fluido com evidência de ajustamento hidroplástico (P5).

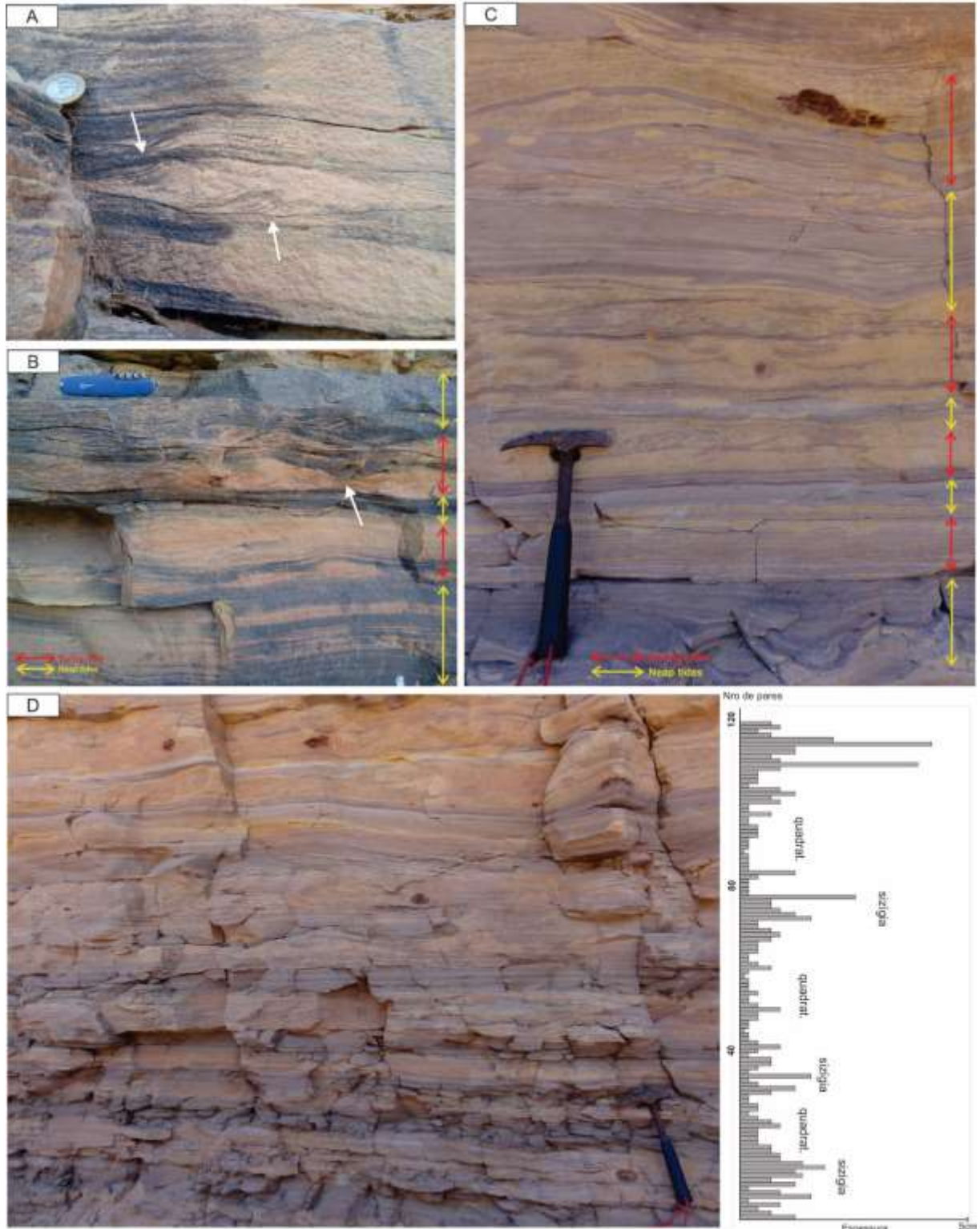


Figura 16- Associação de fácies plataforma dominada por onda e maré (Af3). **A:** *Tidal bundles* em laminação cruzada cavalgante, mostrando *foresets* com recobrimento de argila (P4). **B:** *Wave generated tidal bundles* com acamamento ondulado e sigmoidal e *foresets* recobertos por argila. Em ciclos maiores, observa-se ritmicidade com laminações onduladas a plano paralelas (P4). **C:** Ritmitos de maré com ciclos de 1^a, 2^a e 3^a ordem, superfícies erosivas e bidirecionalidade (P5). **D:** Ritmito de maré com ciclos semilunares de maré de sizígia e quadratura (P5).

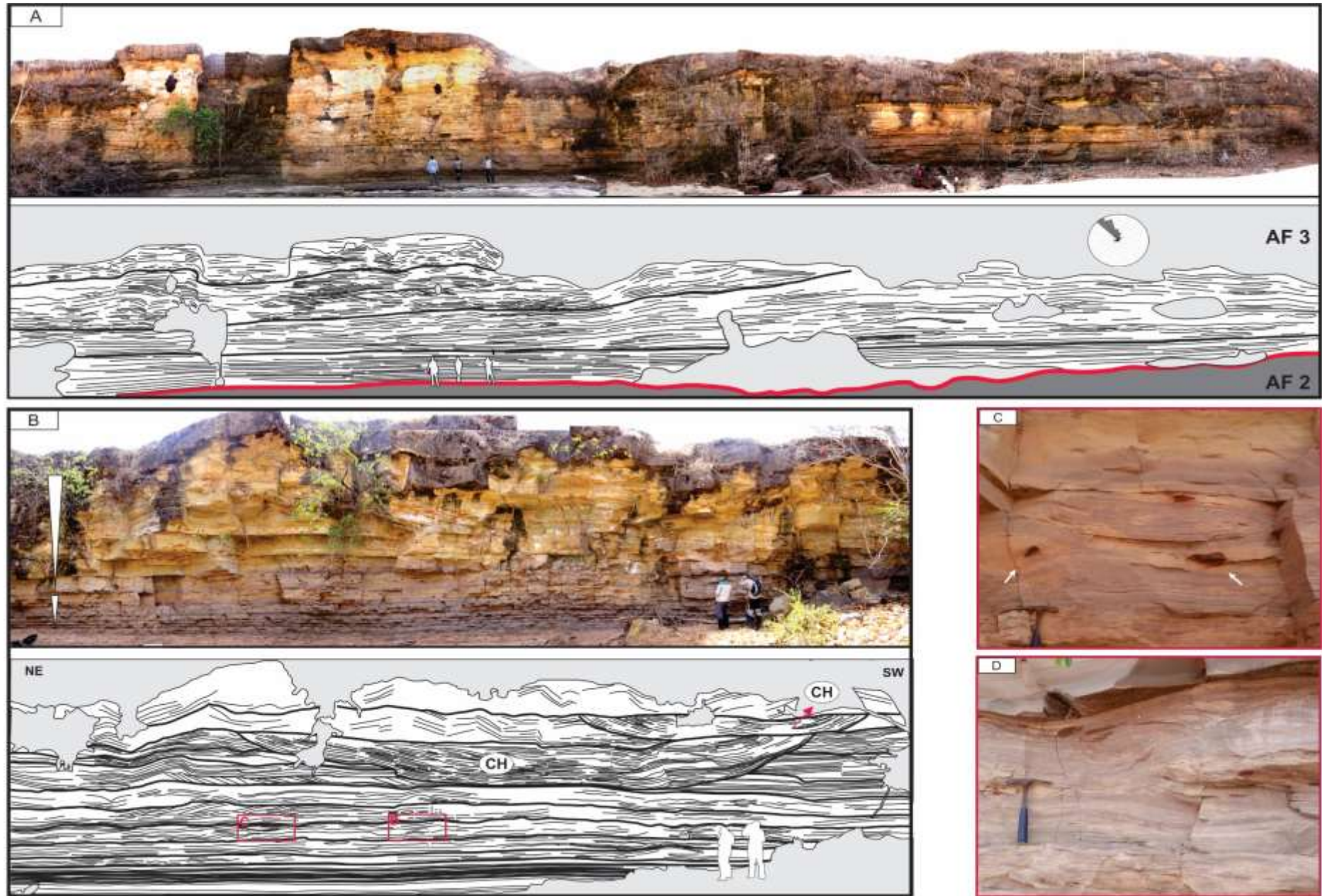


Figura 17- **A:** Exposição da associação de fácies de plataforma dominada por onda e maré (AF3) sobreposta aos depósitos de frente deltaica (AF2) da Formação Poti (P4). **B:** Canais de maré na associação AF3, com evidente espessamento para o topo, com material pelítico dominado por ritmos de maré na base e laminação cruzada cavalgantes com *tidal bundles*, passando para camadas dominadas por ação de ondas, exibindo estratificações cruzada *hummocky* e *swaley*, ao topo (P5). **C:** Estratificação cruzada *hummocky* com clastos de argila ao entorno. **D:** Estratificação cruzada *hummocky* passando lateralmente para *swaley*.

4.3.1 Interpretação

Na associação de fácies de plataforma de maré e onda (AF3), é evidente a intercalação regular entre as fácies arenosas finas e argilosas na base, que gradativamente passam para dominância de fácies arenosa para o topo. Esta característica sugere um aumento crescente de energia, passando de um sistema com predomínio de transporte por decantação para outro dominado por tração. A presença das fácies arenito com laminação cruzada cavalgante e *mud drapes* nos *foresets*, argilito com laminação plano-paralela, arenito com laminação ondulada e ainda, acamamento heterolítico *linsen*, *wavy* e por vezes *flaser*, são comuns em sistema dominado por maré (Choi 2010, Longhitano *et al.* 2012, Reineck & Wunderlich 1968, Visser 1980, Yang *et al.* 2008;). Os processos específicos que favorecem a deposição de acamamento *linsen* e *flaser*, refletem condições de flutuações irregulares, sendo comuns em ambientes dominados por maré, e também por ondas (Nio & Young 1991, Reineck & Wunderlich 1968). Ritmitos de maré exibem ciclicidade entre laminações *linsen* e *flaser*, mostrando eventos influenciados por marés. Tal estrutura pode ser formada em vários ambientes, mas a presença de ciclicidade e sua correlação com diferentes ordens de ciclicidade de maré, são evidências suficientes para afirmar a presença de maré em depósitos clásticos marinhos rasos (Nio & Young 1991). Isto, associado com as fácies de arenito com laminação cruzada cavalgante, ondulada (exibindo porções com bidirecionalidade) e *mud drapes*, atestam a existência da ação de marés na porção superior da Formação Poti.

Nos ritmitos de maré, a bidirecionalidade em alguns pares de areia e pelito, pode indicar que durante nos períodos de marés sizígia (*spring tide*) a corrente subordinada teve força suficiente para mover porções de areia como pequenas migrações de *ripples*. A presença de depósitos de corrente dominante e subordinada com dois *mud drapes*, podem sugerir ambiente de submaré (*subtidal*) para AF3, sendo coberto por dois períodos de *slack water*, em um ciclo de maré alta e vazante (*ebb-flood*) (Nio & Young 1991). A alternância dos ciclos de 2ª ordem de ritmitos de maré (grupos mais e menos espessos) indicam inequidade diurna. Esta alternância pode ser relacionada às variações de ciclos semilunares de marés de sizígia e quadratura, sugerindo alta taxa de deposição (Rahmani 1988). A espessura média entre 12 e 16 cm por ciclo semilunar com 22 e 26 pares, indica taxa deposicional de 24 a 32 cm por mês. Esta sequência, portanto, pode ter sido depositada em uma zona de submaré ou intermaré inferior, em função da alternância entre lâminas de material arenoso e pelítico que foram cobertos por marés durante todo ou na maior parte dos ciclos de marés de sizígia e de quadratura (Tessier *et al.* 1988).

As *tidal bundles* ocorrem em laminações onduladas, com 3 a 8 cm de espessura, como já descrito em trabalhos de Boersma (1969), Terwindt (1981), Kreisa e Moiola (1986) de estruturas de *megaripples/sandwave* de ambientes de submaré (*apud* Bhattacharya & Bahattacharya 2006). *Tidal bundles* em camadas de pequena espessura podem indicar retrabalhamento mínimo dos sedimentos mais novos em função do *mud draping* espesso (Bhattacharya & Bhattacharya 2006). Estruturas similares são reconhecidas pela migração de *ripples* ou *sandwaves* durante a maré principal. O recobrimento de argila com forma sigmoidal nas bandas das *tidal bundles* podem definir períodos de pausas da maré (Kreisa & Moiola 1986).

Algumas porções de *tidal bundles* observadas nos afloramentos descritos, condizem com as sugeridas no trabalho de Yang *et al.* (2008) como *wave generated tidal bundles* (Figura 16B), com laminações na base dos *sets* por vezes sigmoidais a onduladas (componente oscilatória), e recobrimento de argila nas cristas da ondulação adjacente, exibindo as geometrias em *offshoot* e unidirecional descritas por Raaf *et al.* (1977). Os *foresets* são recobertos por argila com variações deste material pelítico indicando ciclicidade, com porções ricas em argila (*neap tide*) e em areia (*spring tide*). Na base e topo deste conjunto de *wave generated tidal bundles*, há laminações onduladas a plano paralelas com acamamento heterolítico, variando *linsen-flaser*, indicando ciclos semilunares (Figura 16B). Esta estrutura, portanto, é uma soma de resultantes advindas da ação tanto de ondas, pela ocorrência de *wave generated ripples* (Raaf *et al.* 1977), como pela ação de correntes de maré, pela existência de recobrimento de argilas com ciclicidade.

As *wave-generated tidal bundles* são indicativas de um depósito com superimposição de ação de ondas, bem como de maré, gerando uma sucessão rítmica. Estas estruturas diferem das *tidal bundles* típicas, por serem estruturas que resultam de uma variação temporal na combinação de correntes de maré e onda, bem mais do que variação de corrente de maré apenas (Yang *et al.* 2008). Elas se formam em circunstâncias onde o pico de energia continua ainda no campo de estabilidade de *ripples*, sendo portanto, estruturas indicativas de deposição por tempestade de baixa energia, pois em condições de tempo normal, a quantidade de sedimento em suspensão não é suficiente para gerar sucessões espessas em um único ciclo de maré, principalmente em ambientes de costa aberta (Yang *et al.* 2008). Estruturas deste gênero são difíceis de serem preservadas em função do intenso retrabalhamento por ondas que ocorrem no ambiente em que são geradas, desta forma, elas tendem a ser preservadas por

subsidência tectônica (Allen & Bass 1993, Tessier & Gigot 1989), ou por taxas de sedimentação altas.

Fácies arenito com laminação ondulada, arenito com estratificações cruzada *hummocky*, sigmoidal e *swaley* em sedimentos de areia fina, denotam sistema mais energético com ação de ondas de tempestade. Clastos de argilas presente nas camadas com estruturas geradas por ondas, ratificam este sistema mais energético, forte o suficiente para retrabalhar as rochas do substrato. Estruturas como estratificação cruzada *hummocky* foi primeiramente descrita por Harms *et al.* (1975), sendo gerada por meio de processos predominantemente oscilatórios, combinados por correntes unidirecionais resultantes de ambiente dominado por tempestade em águas rasas (Arnott & Southard 1990, Cheel & Leckie 1993, Duke 1985, Dumas & Arnott 2006). As estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley* estão geneticamente relacionadas, onde a estratificação cruzada *swaley* pode ser descrita como estratificação cruzada *hummocky* truncada anisotrópica (Dumas & Arnott 2006). A estratificação cruzada *hummocky* geralmente ocorre em um restrito intervalo de granulometria (areia muito fina a fina), onde a forma de leito responsável pela geração desta estrutura é um tipo de ondulação orbital (Harms *et al.* 1975, Southard *et al.* 1990, Yang *et al.* 2006).

Em períodos onde a atividade por tempestade foi maior, as ondas penetraram e retrabalharam os depósitos dominados por maré formando as estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*, visto que a influência de maré foi preservada durante períodos de não tempestade (Vakarelov *et al.* 2012). Em outras palavras, a ação das ondas retrabalharam os sedimentos existentes, onde tais ondas de tempestade atingiram o substrato acima do nível de base de onda sob fluxo combinado, juntamente com componente unidirecional em regime de fluxo superior (Arnott & Southard 1990).

Estruturas de sobrecarga/deformação podem ocorrer através do fenômeno de fluxo plástico, associado à saída de água e peso da areia sobreposta (Allen 1982). Superfícies erosivas nas camadas desta associação ocorrem truncando estruturas sedimentares e tem forma ondulada com maior concentração de material pelítico, ratificando a interpretação da ação de ondas e tempestades nestes depósitos (Peng *et al.* 2018). As Superfícies de reativações são resultantes de variação de velocidades durante as marés (Klein 1970).

Estruturas *balls and pillows* compreendem massas redondas de sedimentos clásticos, também chamados de pseudonódulos, em uma matriz similar ou mais fina, verticalmente sobrepostos em um horizonte. São estruturas que se formam através da separação repetitiva de

pseudonódulos, da base de uma camada fonte, que para de fato ocorrer, o substrato deve permanecer liquidificado por um tempo maior em relação à taxa de deformação, sendo possível o contraste de densidade das camadas e, portanto, o aparecimento da força de divisão (Owen 2003). As estruturas deformacionais penecontemporâneas presentes na associação de fácies AF3 evidenciam, portanto, perturbação dos sedimentos ainda semi-consolidado ou inconsolidado (Van Loon & Brodzowski 1987).

Os depósitos da associação de fácies AF3, estão relacionados a um *shoreface* inferior, com ação de tempestades episódicas, em uma costa retrogradante com ação de maré. O ambiente plataformar torna-se mais profundo para leste em função da maior ocorrência de tempestitos nesta área. Geometria em canal observada no topo de tempestitos denota proximidade com o continente, com fluxo de detritos subaquosos confinados.

CAPÍTULO 5 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

Na região estudada foram identificadas três sequências deposicionais de 4ª ordem, que tiveram início no final do Neodevoniano até o Pensilvaniano, e compreendem o topo da Formação Longá, a Formação Poti e a base da Formação Piauí. Estas sequências são compostas por 5 tratos de sistemas, limitados por 4 superfícies estratigráficas (Figuras 18 e 19): Sequência 1 (Trato de Sistema de Mar Alto – TSMA), Sequência 2 (Trato de Sistema de Mar Baixo – TSMB e Trato de Sistema Transgressivo – TST) e Sequência 3 (Trato de Sistema de Mar Baixo – TSMB).

5.1. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

As superfícies estratigráficas (S) foram baseadas em fácies e limites erosivos, que delimitam os tratos de sistemas identificados (Catuneanu *et al.* 2009, 2011), com seu reconhecimento pautado em mudanças bruscas entre fácies e sistemas deposicionais. A superfície S1 é o limite entre as formações Longá e Poti (Figura 8A), representando um limite de sequência tipo 1. A superfície S2 representa o limite entre as associações de fácies fluvial e frente deltaica da Formação Poti, e a superfície S3 é interpretada como uma superfície transgressiva, uma vez que separa depósitos flúvio-costeiros (AF1 e AF2) de depósitos de plataforma rasa (AF3, Figuras 13A e 15A). A superfície S4, é um limite de sequência tipo 1 de depósitos plataformais do topo da Formação Poti com os fluviais da Formação Piauí sobrejacente.

A inconformidade subaérea tem sua gênese relacionada a condições subaéreas com resultado de erosão fluvial ou *by-pass*, pedogênese, degradação eólica ou dissolução e carstificação (Catuneanu *et al.* 2011). Ocorre quando a taxa de subsidência é menor que a de rebaixamento eustático na quebra do *offlap* (Van Wagoner *et al.* 1988). Na área de estudo, este limite é encontrado em toda a região, onde dois tipos são diferenciados. O tipo 1 ocorre dividindo os depósitos fluviais (AF1) da Formação Poti dos plataformais da Formação Longá, apresentando erosão fluvial com horizontes irregulares. O segundo tipo divide os depósitos plataformais de ondas e maré (AF3) de sequências fluviais referentes à Formação Piauí. Esta superfície apresenta horizontes erosivos irregulares mais tênues que a primeira superfície.

As superfícies S1 e S4 são interpretadas como resultante de queda do nível relativo do mar, onde depósitos fluviais puderam ser desenvolvidos. As camadas foram erodidas por

essa ação, resultando em horizontes irregulares. A superfície S2 é um limite de fácies, sendo estabelecida em um contato abrupto entre litofácies de arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular (depósitos fluviais – AF1) e finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal (depósitos deltaicos – AF2). A superfície transgressiva (S3) limita camadas progradantes abaixo, de camadas retrogradantes acima, separando os depósitos transicionais (AF1 e AF2) de depósitos plataformais (AF3).

5.2. SEQUÊNCIAS E TRATOS DE SISTEMA

A primeira sequência (Seq. 1) consiste no final de uma sequência estratigráfica, representada por trato de sistema de mar alto (TSMA), com folhelhos cinza escuros a pretos, homogêneos ou laminados e bioturbados, referente a ambiente plataformal dominado por tempestade (Góes & Feijó 1994). Esta sequência corresponde ao final da deposição da Formação Longá, limitada acima por uma S1 (LS1) erosiva, e deposição de sedimentos fluviais (AF1) da Formação Poti.

O trato de sistema de mar baixo (TSMB) da Seq. 2 (Figura 20A) compreende depósitos fluviais e deltaicos contemporâneos (AF1 e AF2), em um contexto de bacia com conexão oceânica restrita ou de mares epicontinentais. Limitados abaixo por S1 (LS1) e acima por S3 (ST), com ciclos de granodecrescência ascendentes nas litofácies de arenito médio a grosso com estratificação cruzadas de médio porte de fácies fluvial, passando para ciclos granocrescente ascendente de arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal e laminações cruzadas cavalgantes nos depósitos deltaicos, com a superfície S2 separando estes dois depósitos.

A variação das taxas de criação de espaço de acomodação ao longo do tempo consiste no principal fator para preservação de sedimentos (Shanley & McCabe 1994). Sistemas fluviais costeiros são muito influenciados pela mudança de nível de base (Miall 2006). Em sistemas fluviais controlados pelo nível relativo do nível do mar, a identificação dos tratos de sistemas está fundamentada em um somatório de critérios que envolvem a geometria, padrão de empilhamento dos canais fluviais, razão entre depósitos de canais e de planície de inundação (Miall 2006). O TSMB está relacionado ao final do rebaixamento do nível do mar e consequente início de sua elevação.

De acordo com a análise arquitetural dos depósitos fluviais, os elementos individualizados foram elemento de acreção frontal (AF), acreção lateral (AL), canal

alternante (CHa), canal migrante (CHm), canal de preenchimento (Chp), formas de leito arenosas (FA) e lençóis de areia laminados (LL), com camadas por vezes amalgamadas e em forma de lençóis. Geralmente, sistemas fluviais entrelaçados arenosos de TSMB formam corpos de canais do tipo “*sheet-like*” (Hirst 1991, Miall 2006), com amalgamação de barras e canais internos ao canal principal, onde a preservação de sedimentos mais finos comuns de planície de inundação é menor (Schanley & McCabe 1993, Wan Wagoner *et al.* 1995). Tal disposição está de acordo com o observado para os depósitos fluviais da Formação Poti. De uma forma geral, segundo a variação de espessura e distribuição desses depósitos (Figura 19), observa-se um acunhamento dos depósitos fluviais para a porção SE da região.

O final do TSMB é marcado pelos depósitos da associação de fácies de frente deltaica (AF2), que denota progradação com padrão de raseamento ascendente. Segundo Bhattacharya & Walker (1992), durante os períodos de aumento do nível do mar, a deposição deltaica fica confinada a ambientes de águas rasas na plataforma e resulta na rápida progradação dos lobos e comutação de um ambiente dominado por processos fluviais. A sedimentação deltaica tende a ser suprimida durante o aumento do nível do mar e, em regiões costeiras, tende a ser influenciada por processos de onda e maré (Miall 2000).

O TSMB é sobreposto por um Trato de Sistema Transgressivo (TST, Figura 20B), sendo seu limite marcado pela superfície S3 que representa uma incursão marinha dentro da sequência 2. O trato de sistema transgressivo (TST) corresponde a depósitos plataformais de onda e maré (AF3), de tendência granocrescente para o topo, iniciando com intercalação de pelitos e arenitos finos com laminações, com ritmitos de marés e *tidal bundles*, passando para arenitos estratificados *hummocky* e *swaley*, e em seguida, camadas de arenitos maciços e ondulados mais espessos para o topo. A preservação de depósitos de maré comumente ocorre em tratos de sistemas caracterizados por taxas altas de aumento relativo do nível do mar (Nio & Yang 1991).

Durante a incursão marinha, os sedimentos da plataforma rasa eram periodicamente retrabalhados por tempestades. As evidências de ação periódica de ondas de tempestades são laminações onduladas, *micro-hummockys* e *pinch-and-swell* observadas na base da sequência que passam para arenitos com Ah e Aes ao topo. A diferença de escala observada nas estruturas sedimentares geradas por tempestades desta sequência corrobora com o contínuo aumento do nível do mar. Yang *et al.* (2006), registram que o tamanho do comprimento de onda de estratificação cruzada *hummocky* (Ah) diminui conforme se aproxima das águas mais rasas, devido a diminuição do tamanho das ondas. Baseado nesta premissa, as estruturas

sedimentares menores (e.x. *micro-hummockys*) seriam geradas no início do aumento do nível do mar e as estruturas maiores (Ah e Aes) no ápice da incursão marinha.

A presença de um ambiente dominado por processos de maré e onda, e influenciados por tempestades, sugere que o limite TSMB-TST registra a passagem de um mar epicontinental amplo e de águas rasas com alta taxa de aporte sedimentar (AF1 e AF2) para um ambiente de mar mais aberto e elevada taxa de aumento do nível do mar (AF3). O padrão retrogradacional identificado nos depósitos do TST é atribuído à geração de espaço de acomodação que supera a taxa de sedimentação (Catuneanu *et al.* 2011, Posamentier & Vail 1988).

O topo do TST é limitado no topo pela superfície S4, a qual coincide com a discordância regional Mesocarbonífera. A base da sequência 3 representa um TSMB (Figura 20C), com depósitos fluviais da Formação Piauí. Esta sucessão é composta por camadas de arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabular, acanalada e tangencial, com *lags* conglomeráticos. Após a instalação de um sistema plataformal transgressivo no Viséano, houve um rebaixamento do nível de mar que causou um hiato erosivo de 20 Ma registrado em várias partes da Bacia do Parnaíba (Caputo 1984, Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007). Este evento estaria associado ao início estágio de continentalização que ocorreu durante o Moscoviano e resultou na formação do Pangea (Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007).



Ma	IDADE		FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE	ESTRATIGRAFIA		
310 300 290 280	PALEOZOICO	CARBONIFERO	PIAUI	 Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada e <i>lags</i> de quartzo, com granocrescência ascendente. Geometria tabular.	Fluvial	S4	TSMB	Seq. 3
			POTI	20 Ma	Arenitos muito fino a finos com acamamento heterolítico, <i>tidal bundles</i> , ritmos de maré, <i>wave generated tidal bundles</i> e estratificações cruzadas hummocky e swaley, dispostos em ciclos de granocrescência ascendente. Geometria tabular com canais de maré.	Plataforma de onda e maré	S3	TST
		53		Arenitos finos a médios, com laminação cruzada cavalgante e estratificação cruzada sigmoidal em ciclos de granocrescência ascendente. Geometria lobada.	Frente deltaica	S2	TSMB	
		52		Arenitos médios a grossos com laminação plano-paralela, estratificações cruzadas acanalada, tabular, baixo ângulo planar e tangencial com padrão granocrescente ascende. Geometria de fluvial entrelaçado: AF, AL, FA, LL, CHm, CHp e CHa.	Fluvial entrelaçado	S1	TSMA	
310 300	DEVONIANO	NEODEVONIANO	LONGÁ	 Arenitos finos a muito finos intercalados com pelitos, com laminação plano-paralela e ondulada.	Plataforma marinha			Seq. 1
		FAMENIANO						

Figura 18- Coluna estratigráfica proposta para a região de estudo, entre os municípios de Barão de Grajaú e Nazaré do Piauí, borda leste da Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de (Vaz *et al.* 2007).

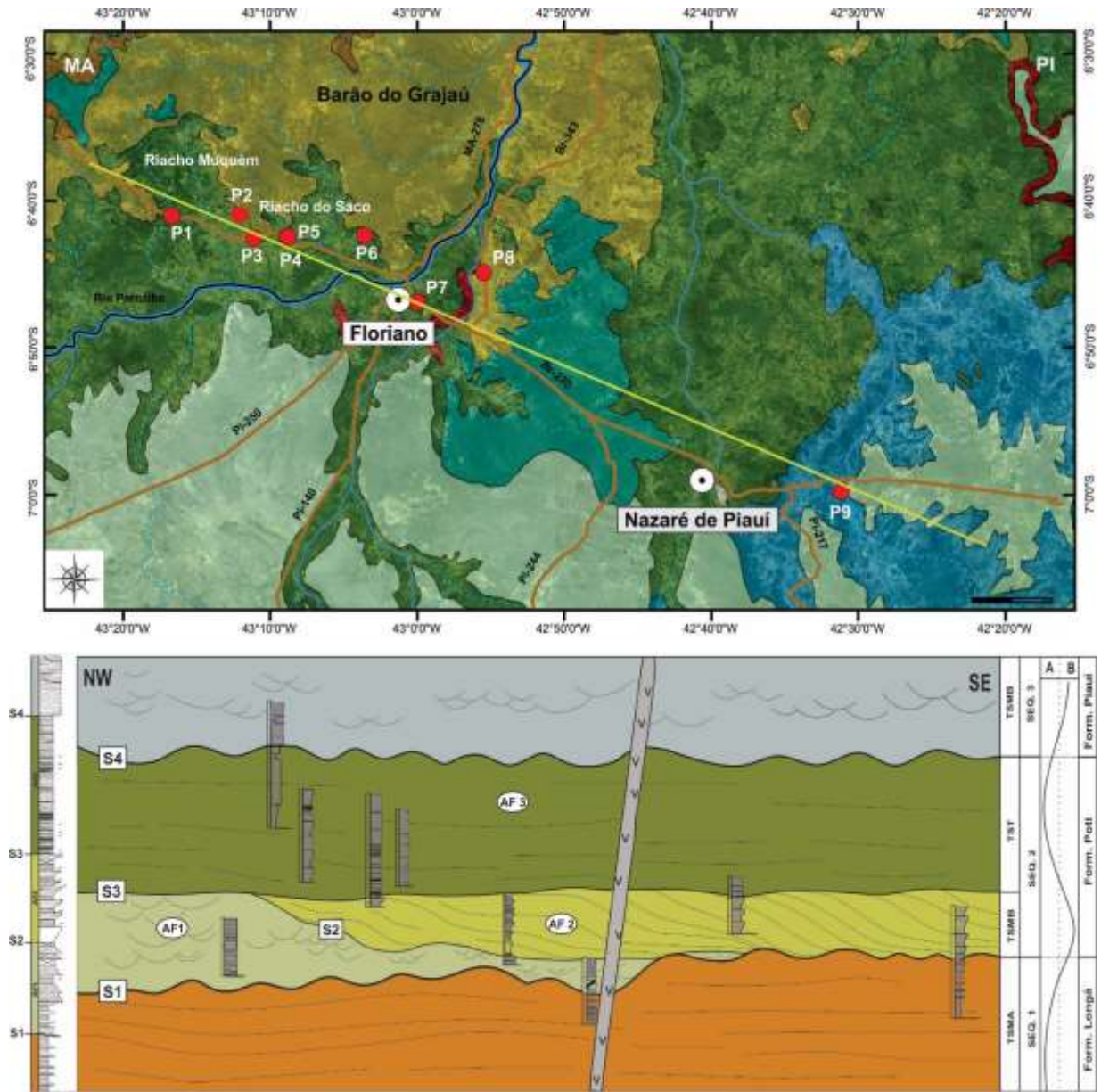


Figura 19- Carta estratigráfica da área de estudo com as seqüências deposicionais (SEQ) e principais superfícies estratigráficas (S), associação de fácies (AF) e curva de variação do nível do mar local (A=alto e B=baixo).

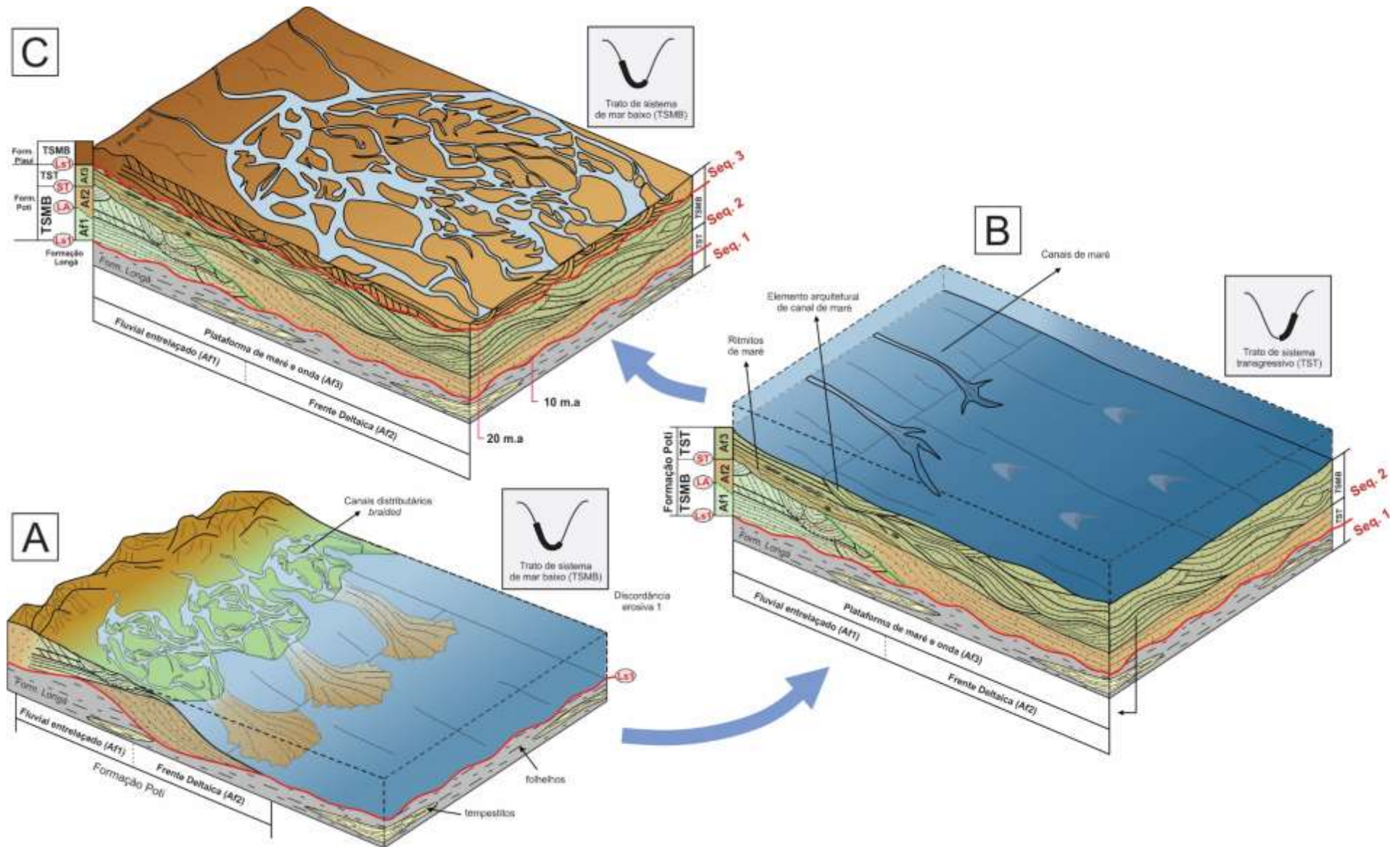


Figura 20- Modelo evolutivo proposto para a região de estudo, borda leste da Bacia do Parnaíba. **A:** Trato de sistema de mar baixo (TSMB) da Formação Poti, início da Seq. 2. **B:** Trato de sistema transgressivo (TST), final da Seq. 2. **C:** Trato de sistema de mar baixo (TSMB) da Formação Piauí (Seq. 3).

CAPÍTULO 6 DISCUSSÃO

As três sequências deposicionais identificadas na área de estudo, que compreendem as formações Longá, Poti e Piauí, tem sua gênese relacionada a variações cíclicas do nível relativo do mar influenciadas por eventos de eustasia e tectônica (Catuneanu 2006). A Seq. 1 (TSMA) é caracterizada por uma transgressão marinha que iniciou no Fameniano e que deu origem aos depósitos marinhos da Formação Longá (TSMA), com ambiente dominado por eventos de tempestades (Góes & Feijó 1994).

A Seq. 2, que engloba TSMB em sua porção inicial, é composta por depósitos fluviais e deltaicos, caracterizando uma fase seguinte de progradação. As paleocorrentes dos depósitos fluviais (AF1) e de frente deltaica (AF2) indicam sentido do paleofluxo para NW com prováveis áreas fontes para leste-sudeste. Dados prévios, baseados em análises de paleocorrentes e datações U-Pb em zircão detrítico, indicam que as principais áreas fontes dos sedimentos da bacia do Parnaíba durante o Paleozoico estariam localizadas na Província Borborema que fica a sudeste da área de estudo (Daly *et al.* 2018, Hollanda *et al.* 2014, Oliveira & Moura 2019). Sedimentos retrabalhados de rochas paleoproterozoicas e neoproterozoicas seriam as principais fontes para os depósitos da Formação Poti, com contribuição secundária de sedimentos reciclados de rochas cambro-ordovicianas ou mais jovens (Hollanda *et al.* 2014), além de fontes neoarqueanas (Oliveira & Moura 2019). Retrabalhamento de rochas do intervalo Devoniano-Tournaisiano também é sugerido por dados palinológicos (Di Pasquo & Iannuzzi 2014, Strel *et al.* 2012). Assim, um progressivo recuo dos mares epicontinentais entre o Mesodevoniano e o Mississipiano (Goés 1995) resultou na formação de extensos depósitos transicionais e na exposição de rochas cristalinas e sedimentares pré-cambrianas (antes inundadas pela incursão marinha devoniana) na região a leste e sudeste da Bacia do Parnaíba (Oliveira & Moura 2019).

A instalação deste sistema fluvio-deltaico ocorreu sob um clima semiárido com vegetação escassa ou ausente. Segundo Di Pasquo & Iannuzzi (2014), a vegetação nas proximidades da região de estudo era mais arbustiva e escassa, com presença de plantas pteridófitas e gimnospermas, além de algas que refletem águas salobras. Iannuzzi (1994) descreve clima temperado a subtropical no final do Carbonífero Inferior, passando para tropical no final do Carbonífero Superior com deriva do Continente Americano em direção ao Equador (Ribeiro 2000). Parrish *et al.* (1986), descrevem variações no clima durante o Carbonífero Superior, oscilando entre períodos quentes e mais frios, com tendência geral de

aquecimento. Di Pasquo & Iannuzzi (2014) descrevem assembleias fossilíferas típicas de intervalos normais a secos, assim como ratificado por reconstruções paleoclimáticas (Iannuzzi & Rösler 2000), o qual afirma que a Bacia do Parnaíba teria estado situada em uma zona climática semiárida durante a metade do Mississipiano. Streeel *et al.* (2012), descrevem miosporos em seções de diamictitos da Formação Poti na borda oeste da bacia, depositados em períodos interglaciais.

Os depósitos deltaicos são representados pelo predomínio de camadas com geometria lobada e estratificações cruzadas sigmoidais que podem estar relacionados a eventos de sedimentação episódica durante carga extrema de rios (Della Fávera 2001, Ponciano & Della Fávera 2009). Esta carga extrema geralmente transpassa (*by-pass*) a parte proximal do sistema deltaico (Della Fávera 2001). A ausência de fácies de prodelta nos depósitos estudados pode estar associada a grande extensão dos depósitos de frente deltaica e alta taxa de progradação. Apesar da ausência de estruturas como Ah e Aes nos afloramentos estudados, a inexistência de prodelta pode estar associada à remoção do material argiloso por tempestades (Della Fávera 2001).

O delta da Formação Poti flui para um ambiente de mar epicontinental raso. Porritt *et al.* (2020), descrevem deltas similares com baixo gradiente *onshore* e *offshore*, resultando em efeitos mínimos das variações do nível do mar nos deltas. Ainda segundo Porritt *et al.* (2020), a diferença destes tipos de deltas em mares epicontinentais para outros, é sua quantidade baixa de espaço de acomodação disponível e local de sedimentação controlada por avulsão de rios mais acima, nas superfícies de leque aluvial.

Góes *et al.* (1997) descreveram ainda, exposições referentes ao delta em contatos laterais ou intercalados com os depósitos dominado por tempestade e onda. As bacias do Parnaíba e do Amazonas durante o Viséano tardio, estava inserida nos paralelos 40° a 50° dentro do continente Gondwana (Scotese 2000, Torvski *et al.* 2012), recebendo ações de furacões que geraram os depósitos tempestísticos da associação AF3 (Duke 1985).

O continuo avanço do mar para dentro da plataforma continental gerou os depósitos influenciados por maré e onda (AF3), que recobrem o sistema fluvio-deltaico. Este limite sugere a passagem de um ambiente com alta taxa de sedimentação siliciclástica durante o recuo marinho, para um ambiente com taxa de sedimentação moderada, com aumento do nível do mar mais lento. Desta forma, uma configuração de mares epicontinentais com maior

restrição é sugerida para o sistema fluvio-deltaico, com passagem para mares epicontinentais amplos, porém ainda rasos, do sistema plataformal dominado por maré e onda.

Segundo mapas paleogeográficos de Scotese (2019), observa-se no período entre 361 e 351 milhões de anos (Fameniano e Tounasiano), a diminuição de pontos de gelo que estariam ligados ao processo transgressivo que deu origem a depósitos plataformais marinhos no topo da Formação Longá. Entre 344 Ma e 338 Ma (Viseano), houve o estabelecimento dos ambientes referentes à Formação Poti, com a presença de pontos de gelo relacionados à regressão inicial da Sequência 2, com posterior derretimento contribuindo para a transgressão que possivelmente deu origem aos depósitos plataformais dominados por onda e maré (AF3) aqui descritos no topo da Formação Poti. Tal hipótese pode sustentar ainda a existência de sistema fluvial entrelaçado, relacionado a descargas e maior proporção de carga de fundo em regiões glaciais oriundas de escoamentos superficiais sazonais (ou ocasionada pelo degelo). A presença de uma vegetação arbustiva no Mississipiano, aliado a condições ambientais semi-áridas durante a deposição dos sedimentos Poti, sustenta a justificativa da instalação de um fluvial entrelaçado.

Uma discordância regional que gerou um hiato deposicional de aproximadamente 20 Ma na Bacia do Parnaíba (Góes *et al.* 1992), marca o contato entre as formações Poti e Piauí e, conseqüentemente, o final do ciclo deposicional do Grupo Canindé. Assim, após a deposição da Formação Poti, movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global, seriam fatores que tiveram ação na erosão da bacia (Góes 1995, Mesner & Wooldridge 1964, Santos & Carvalho 2009), resultando na superfície S4 e na sedimentação da Seq. 3. Esta tendência regressiva do mar durante o Carbonífero poderia estar relacionada a movimentos de isostasia e soerguimentos gerados pela orogenia Herciniana, que se desenvolveu principalmente a norte do supercontinente Gondwana com períodos colisionais entre 380 e 280 Ma (Windley 1995, Vaz *et al.* 2007). O contato erosivo entre a Formação Poti e Piauí foi observado na porção oeste da área de estudo, onde depósitos plataformais de onda e maré (AF3) estão sotopostas a litofácies de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada de depósitos fluviais da Formação Piauí. Trabalhos referentes à Formação Piauí revelam um contexto de sistema desértico associado ao início do processo de continentalização no Gondwana (Lima & Leite 1978, Xavier 2019). Portanto, as fácies fluviais da Formação Piauí, sobrepostas a AF3, são interpretadas como pertencentes a um TSMB.

Em 315 Ma (Moscoviano) houve o estabelecimento de grande camada de gelo nas porções da Bacia do Parnaíba, corroborando a natureza regressiva da sequência 3 (TSMB), com um rebaixamento do nível do mar, juntamente com as orogenias que consolidavam o supercontinente Pangea, em condições climáticas quente e semiárida em geometria diferente na bacia (Caputo *et al.* 2005), referente ao fluvial da Formação Piauí. Recentemente, Xavier (2019) associa a discordância entre as formações Poti e Piauí, a movimentos glacio-eustáticos que ocorreram durante o primeiro pico de acumulação de gelo da Late Paleozoic Ice Age (LPIA).

CAPÍTULO 7 CONCLUSÕES

A análise dos afloramentos do intervalo da porção superior da Formação Longá, Formação Poti e inferior da Formação Piauí, entre os municípios de Barão do Grajaú e Nazaré do Piauí, evidenciaram ocorrência de um *short term transgression*, com depósitos fluvio-deltaicos recobertos por plataformais, no Carbonífero inferior, onde incursões marinhas formaram mares rasos epicontinentais.

Foram descritos para Formação Poti, 9 afloramentos com 15 fácies, das quais individualizaram 3 associações de fácies: Fluvial entrelaçado (AF1), Frente deltaica (AF2) e Plataforma dominada por maré e onda (AF3).

A Formação Longá representa a Seq.1, com depósitos de tempestitos de um Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA), separada do fluvial (AF1) da Formação Poti por um limite de sequência tipo 1 (S1). A base da Formação Poti é representada por um fluvial entrelaçado (AF1), descrito na porção leste da área, o qual possui 8 fácies e sete elementos arquiteturais: elemento de acreção frontal (AF), acreção lateral (AL), canal alternante (CHa), canal migrante (CHm), canal de preenchimento (Chp), formas de leito arenosas (FA) e lençóis de areia laminados (LL), com camadas por vezes amalgamadas e em forma de lençóis.

A associação de Frente deltaica (AF2), possui 4 fácies dispostas em geometrias tabulares a lobadas, separada da AF1 por uma superfície de limite de associação (S2). AF1 e AF2 representam um Trato de sistema de Mar Baixo (TSMB) e início da Seq. 2 da Formação Poti, em um contexto de bacia com conexão oceânica restrita ou de mares epicontinentais. AF2 separa-se dos depósitos plataformais de onda e maré (AF3) por uma superfície transgressiva (S3).

A associação de fácies de plataforma de onda e maré (AF3) tem 8 fácies inseridas em 2 geometrias: tabular e em canal. Nesta sucessão foram descritos acamamentos heterolíticos e ritmitos de maré, bem como estruturas como *tidal bundles wave generated*, que atestam a ação de maré e onda nesta unidade. Ainda, estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*, evidenciam a ação de ondas de tempestades. Esta associação representa um Trato de Sistema Transgressivo (TST) e o final da Seq. 2, na Formação Poti, sendo um *short term transgression* provavelmente associada a derretimento de pontos de gelo na região oeste da Bacia. AF3 separa-se da Formação Piauí por uma superfície de limite de sequência do tipo 1 (S4). A Formação Piauí denotaria um Trato de Sistema de Mar Baixo (TMSB) e por isso início da

Seq. 3 que representa os movimentos glacio-eustáticos que ocorreram durante o primeiro pico de acumulação de gelo da Late Paleozoic Ice Age (LPIA).

REFERÊNCIAS

- Allen J.R.L.1982. Mud drapes in sand wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (early Cretaceous, southeast England). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. **306**: 291-345.
- Allen J.R.L.1980. Sand waves: a model of origin and internal structure: *Sedimentary Geology*. **26**: 281–328.
- Allen J.R.L.1965. The sedimentation and paleogeography of the old red sandstone of anglesey, North Wales, *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*. **35**: 139-185.
- Allen J.R.L.1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal of sedimentary Petrology*. **40**: 298-323.
- Allen J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*. Amsterdam. **33**: 237-293.
- Allen P.A. & Bass J.P. 1993. Sedimentology of the upper marine molasse of the Rhône-Alp region, Eastern France: Implications for basin evolution. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. **86**: 121–172.
- Almeida F.F.M. & Carneiro C.D.R. 2004. Inundações marinhas Fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R, Brito Neves B.B. (eds). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. [S.l.], Ed. Beca, p. 43-48.
- Andrade S.M. 1972. *Geologia do sudeste de Itacajá, Bacia do Parnaíba, Estado de Goiás*. Tese de doutorado. Escola de Engenharia de São Carlos. USP.São Paulo.
- Amadou B.I. & Truckenbrodt W. 1992. Aspectos faciológicos e diagenéticos dos arenitos da Formação Faro (Eo-Carbonífero), Bacia do Amazonas. In: SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. *Anais...* v.2, p 454-455.
- Araújo V.B.V. 2018. *Sedimentação, estratigrafia, e diagênese dos reservatórios da Formação Poti, Viséano, Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation, Pós-Graduação em Geologia. Universidade de Brasília. Brasília,DF, 152p.
- Arnott R.W.C. & Southard J.B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*. **60**: 211–219.
- Barbosa E.N., Córdoba V. C., Sousa D.C. 2015. Evolução estratigráfica da Sequência Neocarbonífera-Eotriássica da Bacia do Parnaíba, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*. **46**(2): 181-198. DOI: 10.1590/2317-4889201620150021.
- Bhattacharya J.P. 2006. Deltas. In: Posamentier H.W. & Walker R.G. (eds) *Facies models revisited*. Tulsa, Oklahoma, USA., SEPM SP84, p 237.

Bhattacharya J. P. 2010. Delta. *In*: James N. P. & Dalrymple R. W. (eds). *Facies models 4*. Geological Association of Canada, p. 233-264.

Bhattacharya J.P. & Walker R.G. 1992. Deltas. *In*: Walker R.G. & James N.P. (eds.). *Facies Models: response to sea level change*. GEOText 1. Geological Association of Canada, p. 157-177.

Bhattacharya H. N. & Bhattacharya B. 2006. A Permo-Carboniferous tide-storm interactive system: Talchir formation, Raniganj Basin, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, **27**(3): 303–311. DOI:10.1016/j.jseas.2005.04.006.

Borghi L.2000. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. *Boletim do Museu Nacional*. Geologia. Rio de Janeiro. **53**: 1-26. ISSN 0080-3200.

Brierley G. J. 1996. Channel morphology and element assemblages: a constructivist approach to facies modelling. *In*: Carling, P. A. & Dawson, M. R. (eds) *Advances in Fluvial dynamics and Stratigraphy*. West Sussex, England, John Wiley & Sons, 263-298.

Campbell D.F. 1949. Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, CNP. *Relatório interno*.

Cant D.J & Walker R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* **25**: 625-648.

Caputo M.V. 1985. Late Devonian Glaciation in South America: Paleogeography, Paleoclimatology. *Paleoecology*. **51**: 291-317. DOI: 10.1016/0031-0182(85)90090-2.

Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern basins of Brazil*. Doc Thesis. University of California. 586 p.

Caputo M.V. & Lima E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. *Anais*. Rio de Janeiro. SBG.v.2.

Caputo M.V., Iannuzzi R., Fonseca V.M.M. 2005. Bacias sedimentares brasileiras. Bacia do Parnaíba. *Phoenix*, **81**:1-6.

Caputo M. V, Melo J. H. G., Vaz L. F. 2006b. Late Devonian and Early Carboniferous glaciations in South America. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **38**: 266.

Caputo M. V., Melo J. H. Goncalves de, StreeL M., Isbell J. L. 2008. Late Devonian and early Carboniferous glacial records of South America. *Special Paper of the Geological Society of America*. **441**: 161-173.

Caputo M. V., StreeL M., Melo J. H. G., Vaz L. F. 2006a. Glaciações Eocarboníferas nas bacias do Norte do Brasil. *In*: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia. *Anais*. Belém – PA. SBG. Disponível em: <http://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/Anais%209%20Simp%20Geol%20Amaz%20Marco-2006-Belem.pdf>. Acesso em 01/2019.

Castro J.C. 2004. Glaciações Paleozóicas no Brasil. *In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds). Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. [S.l.], Ed. Beca, p. 151-162.*

Catuneanu O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, p. 386.

Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple R.W., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fisher W.L., Galloway W.E., Gibling M.R., Giles K.A., Holbrok J.M., Jordan R., Kendall C.G.S.C., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Neal J.E., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H.W., Pratt R., Sarg J.F., Shanley K.W., Steel R.J., Strasser A., Tucker M.E., Winker C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy e discussion. *Earth Science Review. 94:* 95-97.

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 on Stratigraphy. 44:*173- 245.

Cerri R. I., Warren L. V., Varejão F. G., Marconato A., Luvizotto G. L., Assine M. L. 2020. Unraveling the origin of the Parnaíba Basin: Testing the rift to sag hypothesis using a multi-proxy provenance analysis. *Journal of South American Earth Sciences. Vol. 101.* 102625. doi:10.1016/j.jsames.2020.102625.

CPRM. Web site. <http://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>. Acesso em 2017.

Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993. Hummocky crossstratification. *Sedimentology Review. Oxford, U.K., Blackwell Scientific Publications, p. 103–122.*

Choi K. 2010. Rhythmic climbing-ripple cross-lamination in inclined heterolithic stratification (IHS) of a macrotidal estuarine channel, Gomso Bay, west coast of Korea. *Journal of Sedimentary Research. 80:*550-561.

Cunha F. M. B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico.* MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Daemon R.F. 1974. Palinomorfos guias do Devoniano superior e Carbonífero Inferior das Bacias do Amazonas e Parnaíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências. 46:* 549-807.

Dalrymple R.W. 2000. Tidal depositional systems. *In: James N.P. & Dalrymple R. W. (eds.). Facies models: response to sea level.* Geological Association of Canada, ST. John's, p. 201-232.

Daly M. C., Andrade V., Barousse C. A., Costa R., McDowell K., Piggott N., Poole A. J. 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics, 33,* 2102-2120.

Daly M.C., Fuck R.A., Juliá J., Macdonald D.I.M., Watts A.B. 2018. Cratonic basin formation: a case study of the Parnaíba Basin of Brazil. *Geological Society, London, Special Publications, 472.* DOI:10.1144/SP472.20.

- Della Fávera J.C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais.* Rio de Janeiro, v. 1, p. 489-501.
- Della Fávera J. C. 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna.* Rio de Janeiro, Ed. UERJ. 264p.
- Della Fávera J.C. 1990. *Tempestitos da bacia do Parnaíba.* PhD Thesis, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2v.
- Della Fávera J.C. & Uliana M.A. 1979. *Bacia do Maranhão- Possibilidades de Treinamento em fácies e ambientes sedimentares.* 103-3945, 211p. Relatório Petrobrás.
- Di Pasquo M. & Iannuzzi R. 2014. New palynological information from the Poti Formation (upper Visean) at the Roncador creek, Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Boletín Geológico y Minero.* **125** (4): 405-435.
- Duke W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology.* **32**: 167–194.
- Dumas S. & Arnott R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification-the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology.* **34**(12): 1073-1076.
- Elliott T. 1986. Deltas. *In: Reading H.G, (ed.). Sedimentary environments and facies.* Oxford, Blackwell Scientific, p. 113-154.
- Eriksson P. G., Reczko B. F. F., Boshoff A. Jaco, Schreiber U. M., Van der Neut M., Snyman C. P. 1995. Architectural elements from Lower Proterozoic braid-delta and high-energy tidal flat deposits in the Magaliesberg Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Sedimentary Geology.* **97**(1-2): 99–117.
- Folk R.L. 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company. 182 p.
- Galehouse J.S. 1971. Sedimentation analysis, p. 69-94. *In: Carver R.E. (ed.). Procedures in sedimentary petrology.* New York, Wiley-Interscience, 653p.
- Gibling M. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research.* **76**:731-770. DOI: 10.2110/jsr.2006.060.
- Gobo K., Ghinassi M., Nemec W. 2015. Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: delta-brink morphodynamics and related foreset facies. *Sedimentology.* **62**:1923–1949.
- Góes A. M. O., Travassos W. A. S., Nunes K.C. 1992. *Projeto Parnaíba: reavaliação e perspectivas exploratórias.* Belém, Petrobras, v. 1, 358p. (circulação restrita).

- Góes, A. M. O. & Feijó, F. J. 1994. *Bacia do Parnaíba*. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências. Petrobrás. v. 8, n. 1. Relatório interno.
- Góes A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Góes A.M., Coimbra A.M., Nogueira A.C.R. 1997. Depósitos costeiros influenciados por tempestades e marés da Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. *In: Costa M.L. & Angélica R.S. (coord.). Contribuições à geologia da Amazônia*. v. 1. Belém, FINEP/SBG-NO, 285-306.
- Golonka J. 2007. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Late Phanerozoic. *Geologia*. Tom 33. Zeszyt 2. 145-209.
- Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R., Walker R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society for Sedimentary Geology (SEPM)*. Short Course 2, 161 p.
- Hirst J.P.P. 1991. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca fluvial system, Ebro basin, Spain. *In: Miall AD, Tyler N (eds). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon Discovery and recovery*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral Cone. Sedimentol. Paleontol. 3: 111-121.
- Hollanda M.H.B.M., Góes A.M., Silva D.B., Negri F.A. 2014. Proveniência sedimentar dos arenitos da Bacia do Parnaíba (NE do Brasil). *Boletim de Geociências Petrobras*. **22**(2): 191-211.
- Iannuzzi R. 1994. *Reavaliação da Flora Carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 233 p.
- Iannuzzi R., Azcuy C.L., Suárez Soruco R. 2003. Fitozona de *Nothorhacopteris kellybelenensis* – *Triphyllopteris boliviana*, una nueva unidad bioestratigráfica para el Carbonífero de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*. **21**:125-131.
- Iannuzzi R. & Pfefferkorn H.W. 2002. A pre-glacial, warm-temperate floral belt in Gondwana (Late Viséan, Early Carboniferous). *Palaios*. **17**:571-590.
- Iannuzzi R. & Rösler O. 2000. Floristic migration in South America during the Carboniferous: phytogeographic and biostratigraphic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **161**:71-94.
- Jackson R.G., II. 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bedform composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geological Society of America Bulletin*. Boulder. **86**:1523-1533.
- Kasse C., Hoerk W.Z., Bohncke S.J.P., Konert M., Weijers J.W.H., Caassee M.L., Van der Zee R.M. 2005. Late glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. *Journal of Quaternary Science*. **20**:377-394.

- Kegel W. 1954. Lamelibrânquios da Formação Poti, Carbonífero Inferior do Piauí. *Notas Preliminares e estudos da DHM*. Rio de Janeiro. **24**:1-14.
- Klein G. de V. 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology*. **40**: 1095-1127.
- Kreisa R.D. & Moiola R.J. 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*. **97**:381–387.
- Li S., Yu X., Chen B., Li S. 2015. Quantitative characterization of architecture elements and their response to base-level change in a sandy braided fluvial system at a mountain front. *Journal of Sedimentary Research*. **85**:1258–1274. DOI: 10.2110/jsr.2015.82.
- Lima E.A.M. & Leite J.F. 1978. *Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética*. DNPM-CPRM, Etapa III, Recife. 16:212. Relatório Final.
- Lobato G. & Borghi L. 2007. Análise estratigráfica de alta resolução do limite 1255 Formacional Longá/Poti, Bacia do Parnaíba - um caso de investigação de possíveis corpos 1256 isolados de arenito. *4º PDPETRO*. Campinas, p. 1-10.
- Lobato G. & Borghi L. 2014. Estratigrafia de sequências do contato formacional Longá/Poti (Carbonífero Inferior) em testemunhos de sondagem da Bacia do Parnaíba. *In: Boletim de Geociências –Petrobrás*. **22**(2):213-235.
- Loboziak S., StreeL M., Caputo M.V, Melo J.H.G. 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the Central Parnaíba Basin (Brazil). *Annales de la Société Géologique de Belgique*. **115**: 215-226.
- Longhitano S. G., Mellere D., Steel R. J., Ainsworth R. B. 2012. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. *Sedimentary Geology*. **279**: 2–22. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2012.03.024.
- Mabesoone J., M. & Neumann V. H. 2005. Cyclic Developments of sedimentar basins. *In: Developments in sedimentology*. Elsevier. Primeira edição. ISBN: 0-444-52070-8. Series ISSN: 0070-4571.
- Mckenzie D. & Priestley K. 2016. Speculations on theformation of cratons and cratonic basins. *Earth and Planetary Science Letters*. **435**: 94–104. DOI: 10.1016/j.epsl.2015.12.010.
- Medeiros R. S. P., Nogueira A. C. R., Silva Junior J. B. C., Sial A. N. 2019. Carbonate-clastic sedimentation in the Parnaiba Basin, northern Brazil: Record of carboniferous epeiric sea in the Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*. **91**: 188-202.
- Melo J.H.G. & Loboziak S. 2018. Visan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaba Basin, northern Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology* **112** (2000) 147–165.

- Melo J.H.G. & Loboziak S. 2000. Visean miospore biostratigraphy of the Poti Formation, Parnaíba Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*. **112**:147-165.
- Mesner J. G. & Wooldridge L. C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Boletim Técnico da Petrobrás*. **7** (2): 137 - 164.
- Miall A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *Am Assoc Petrol. Geol. Educ. Course Notes Ser 20*.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*. **22** (4): 261-300.
- Miall A.D. 1988. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*. **55** (2): 233- 262.
- Miall A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. Berlin, Springer-Verlag, 582p.
- Miall A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. 4. ed. Berlin, Springer, 582 p.
- Miall A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In: Miall A.D. & Tyler N. (eds) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. p. 6-12. (Soc Econ Paleontol Mineral Cone Sedimentol Paleontol, 3).
- Miall A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. 3^a ed. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 615p.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13** (1):1-62.
- Miall A.D. & Tyler N. 1991. *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastics sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Concepts in Sedimentology and Paleontology. Oklahoma, USA, SEPM, v. 3, Tulsa, 309p.
- Milani E. J., Melo J. H. G., Souza P. A., Fernandes L. A., França A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro. **15**(2):265-287.
- Milani E.J. & Zalán P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**:199-205.
- Mutti E. & Normark W.R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems – problems and concepts. In: Leggett J.K & Zuffa G.G (eds.). *Marine clastic sedimentology*. London, Graham & Trotman, p.1-38.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. 2nd ed. Wiley-Blackwel, 419p.

- Nio S.D. & Yang C.S. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. *In: Smith D.G., Reinson G.E., Zaitlin B.A., Rahmani R.A. (eds.). Clastic tidal sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology. *Memories*, p. 3–28.
- Oliveira C.V. & Moura C.A.V. 2019. Provenance of detrital zircons of the Canindé Group (Parnaíba basin), northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **90**: 162–180.
- Owen G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *In: Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltamn A.J., Morley C.K. Subsurface sediment mobilization*. London, p.21-34. (Geological Society. Special Publication 216). ISBN 1-862391416.
- Paiva G. 1937. Estratigrafia da sondagem n° 125. Rio de Janeiro. *Boletim Serv. Form. Prod. Min.* DNPM. n°18, p.107.
- Paiva R.G. 2018. *Estratigrafia de sequências aplicada à Formação Poti, Viseano da Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation. Pós-Graduação em Geologia. Universidade de Brasília. Brasília. 104p.
- Palmer B.A. & Neall V.E. 1991. Contrasting lithofacies architecture in ringplain deposits related to edifice construction and destruction, the Quaternary Stratford and Opunake formations, Egmont volcano, New Zealand. *Sedimentary Geology*. Amsterdam. **74**:71-88.
- Parrish J. M., Parrish J. T., Ziegler A. M. 1986. Permian-Triassic Paleogeography and Paleoclimatology and implications for therapsid distributions. *In: Hotton N. H., McLean P. D., Roth J. J., Roth E. C. (eds.). The ecology and biology of mammal-like reptiles*. Washington, Smithsonian Press. v. 1, p.109-132.
- Peng Y., Steel R.J., Rossi V.M., Olariu C. 2018. Mixed-energy process interactions read from a compound-clinoform delta (Paleo–Orinoco delta, Trinidad): Preservation of river and tide signals by mud-induced wave damping. *Journal of Sedimentary Research*. **88**:75–90. DOI: <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2018.3>
- Pie'gay H., Grant G., Nakamura F., Trustrum N. 2009. Braided river management: from assessment of river behaviour to improved sustainable development. *In: Sambrook Smith, G.H., Best J.L., Bristow C.S., Petts G.E. (eds.). Braided rivers: process, deposits, ecology and management*. Blackwell Publishing Ltd, Oxford, UK, p. 257–275, DOI: 10.1002/9781444304374.ch12.
- Ponciano L. C. M. O. & Della Fávera J. C. 2009. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **81**(4): 769–780. DOI:10.1590/s0001-37652009000400014.
- Porritt E.L., Jones B.G., Price D.M., Carvalho R.C. 2020. Holocene delta progradation into an epeiric sea in Northeastern Australia. *Marine Geology*. 422. DOI: 10.1016/j.margeo.2020.106114.

- Posamentier H.W. & Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and system tract models. *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sealevel Changes - an Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication. pp. 125-154.
- Raff J.F.M. de, Boersma J.R., Gelder V.A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*. 4: 1-52. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00134.x>. Acesso em 05/2019.
- Rahmani R. A. 1988. Estuarine tidal channel and near shore sedimentation of a Late Cretaceous epicontinental sea, Drumheller, Alberta, Canada. *In: Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*, P. L. de Boer, A. Van Gelder and S. D. Nio (eds.). Reidel Publishing Company. p. 433-474.
- Ribeiro C. M. M. 2000. *Análise faciológica das formações Poti e Piauí (Carbonífero da Bacia do Parnaíba) na região de Floriano – PI*. MS Dissertation Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará. Belém. 104p.
- Reineck H. E. & Wunderlich F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*. **11**(1-2): 99–104. DOI:10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x.
- Rodrigues R.M.M. 2003. *Estudo faciológico das Formações Longá e Poti (Famenniano e Tournasiano), na região de Floriano, oeste do Estado do Piauí*. MS Dissertation. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. PE.
- Santos M. E. C. M. & Carvalho M. S. S. C. 2009. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Rio de Janeiro. p. 10 – 18.
- Silva A. J. P., Lopes R. C., Vasconcelos A. M., Bahia R B. C. 2003. Bacias sedimentares paleozoicas e Meso-Cenozoicas interiores. *In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília,DF, CPRM.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Queiroz E.T., Winge M., Berbertborn M. 1984. *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. Brasília,DF, DNPM/CPRM.
- Scotese C.R. 2000. Paleomap project, climate history, Early Late Carboniferous (Serpukhovian) *Climate*. web site: <http://www.cscotese.com/earth.htm>. Acesso em 08/08/2019.
- Scotese C.R. 2019. *Plate tectonics, paleogeography, and ice ages*. YouTube vídeo: <https://youtu.be/UevnAq1MTVA>. Acesso em 08/08/2019.
- Shanley K.W & McCabe P.J. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. *In: Flint S.S., Bryant I.D. (eds) The geological modelling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues*. Int Assoc Sedimentol Spec Publ. **15**: 21-56.

Shanley K.W & McCabe P.J. 2004. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata: report of a working group at the 1991 NUNA Conference on High Resolution Sequence Stratigraphy. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **74**: 544-568.

Smith N.D. 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north central Appalachians. *Geol Soc Am Bull.* **81**: 2993-3014.

Southard J.B., Lambie J.M., Federico D.C., Pile H.T., Weidman C.R. 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology.* **60**: 1–17.

Streel M, Caputo M.V., Melo J.H.G., Perez-Leyton M. 2012. What do latest Famennian and Mississippian miospores from South American diamictites tell us?. *Palaeobio Palaeoenv.* DOI 10.1007/s12549-012-0109-1.

Tessier B., Monfort Y., Gigot P., Larssonneur C. 1988. Enregistrement vertical des cyclicites tidales; adaptation d'un outil de traitement mathematique. exemples en Baie du Mont Saint-Michel et dans la molasse marine Miocene de Digne. *Journee L. Dangeard, Dynamique des Milieux Tidaux.* Societe Geologique de France, p. 69-70.

Tessier B. & Gigot P. 1989. A vertical record of different tidal cyclicities: An example from the Miocene marine mollasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology.* **36**: 767–776. DOI 10.1111/j.1365–3091.1989.tb01745.x.

Torsvik T. H. & Cocks L. R. M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, **24** (3-4): 999-1030.

Torsvik T. H., Van der Voo, R., Preeden U., Niocaill C.M., Steinberger B., Doubrovine P., V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J., McCausland P. J.A., Cocks L.R.M. 2012. Phanerozoic polar Wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews.* DOI:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.

Tucker M. E. 2014. *Rochas sedimentares: guia Geológico de Campo.* São Paulo: Oficina de Textos, 336p. ISBN:9788582601273.

Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G. Widmier J.M., Thompson 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.* Tulsa, Oklaroma, American AAPG- Association of Petroleum Geologists. Memoir. **26**: 49-212.

Vakarelov B. K., Ainsworth R. B., MacEachern J. A. 2012. Recognition of wave-dominated, tide-influenced shoreline systems in the rock record: Variations from a microtidal shoreline model. *Sedimentary Geology.* **279**: 23–41. DOI:10.1016/j.sedgeo.2011.03.004

Van Loon A.J. & Brodzokowski K. 1987. Problems and progress in the research on soft-sediment deformation. *Sedimentary Geology.* **50**:167-193.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.S.C., Posamentier H.W., Ross C.A.,

Van Wagoner J.C. (eds.). *Sea-level changes and an integrated approach*. Special Publications of SEPM. p. 39- 45.

Van Wagoner J.C. 1995. Sequence stratigraphy and marine to nonmarine facies architecture of foreland basin strata. Book Cliffs, Utah, USA. In: J.C. Van Wagoner, G.T. Bertram (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America*. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir*. **64**: 137-223.

Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Wanderley Filho J.R., Travassos W. A. S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro. **15**(2):253-263.

Visser M. J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. *Geology*, **8**(11):543. DOI:10.1130/0091-7613(1980)8<543:ncrhih>2.0.co;2.

Xavier M.F.S. 2019. *Paleogeografia e Paleoambiente de depósitos siliciclásticos da transição Mississipiano-Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará. Belém. Pará.

Yang B.C., Dalrymple R.W., Chun S. 2006. The significance of Hummocky cross stratification (HCS) wavelengths: evidence from an open-coast tidal flat, South Korea. *Journal of Sedimentary Research*. **76**: 2–8. DOI: 10.2110/jsr.2006.01.

Yang B.C., Gingras M.K., Pemberton S.G., Dalrymple R.W. 2008. Wave-generated tidal bundles as an indicator of wave-dominated tidal flats. *Geology*. **36**(1):39-42.

Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (Eds.). *Facies models: response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, p. 1-14.

Walker R.G. 2006. Facies models revisited: an introduction. In: Posamentier H.W. & Walker R.G. (Eds.). *Facies models revisited*. Tulsa, Oklahoma, SEPM. Society for Sedimentary Geology –SEPM. Special Publications.84.

Wilzevic M.C. 1991. Photomosaic of outcrops: useful photomographic techniques. In: Miall A.D. & Tyler N. (eds). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Oklahom., U.S.A., SEPM, Society for Sedimentary Geology. p.22-24.

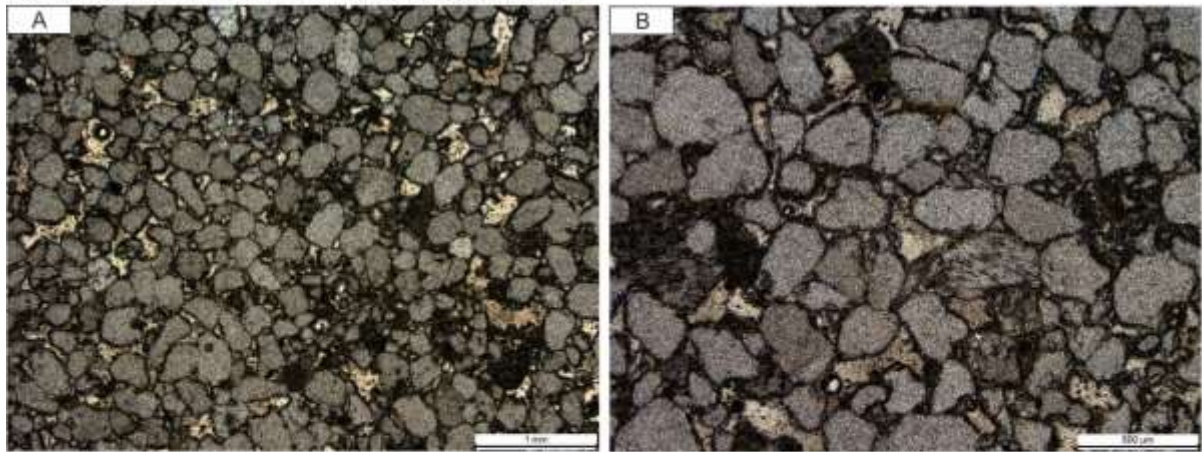
Windley B. 1995. *The evolving continents*. 3rd ed. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 526 p.

Zálan P. 2004. Evolução Fanerozóica das bacias sedimentares Brasileiras. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito-Neves B. B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1 ed. São Paulo, Beca, cap. 33, p.595-613.

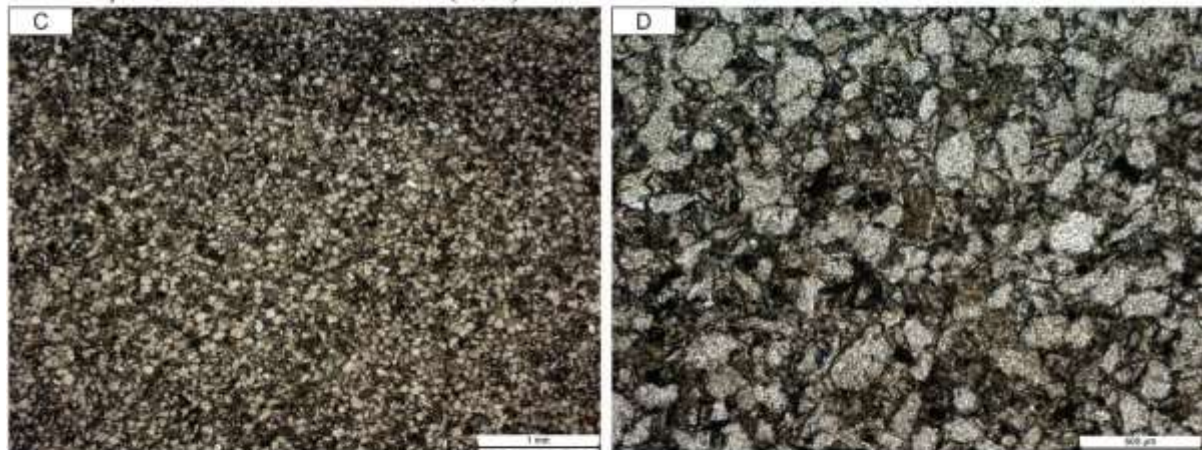
Zecchin M. & Catuneanu O. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*. **39**:1-25.

APÊNDICE A – PETROGRAFIA

Associação de fácies fluvial entrelaçado (AF1).



Associação de fácies frente deltaica (AF2).



Associação de plataforma de onda e maré (AF3).

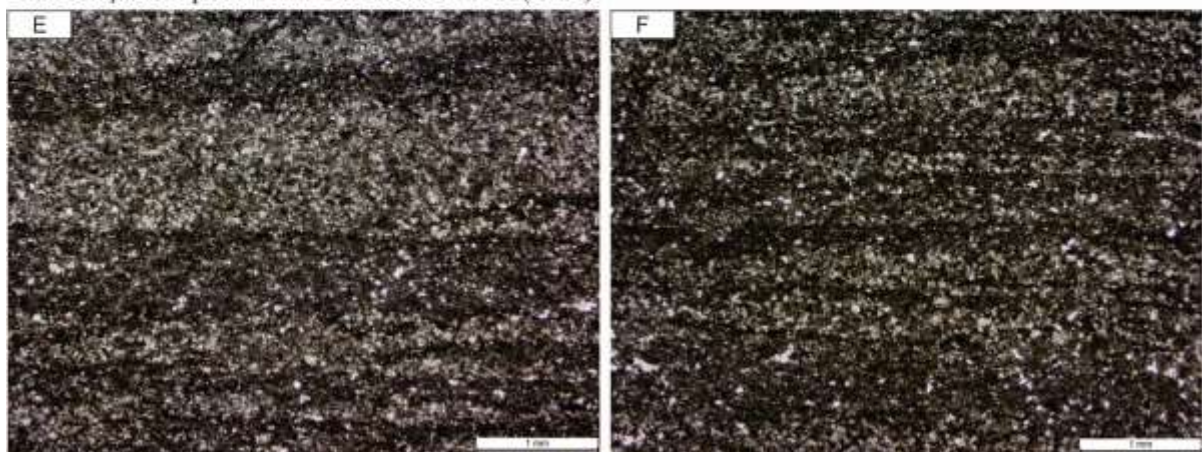
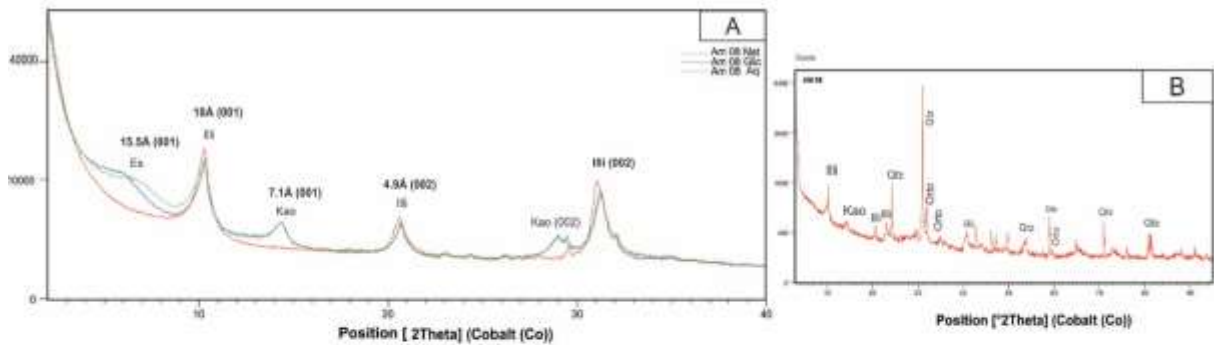


Figura 21- Petrografia de arenitos da Formação Poti em luz natural. **Associação de fácies de fluvial entrelaçado (AF1, arenito com estrat. cruzada acanalada; A7).** **A:** Quartzo-arenito com granulometria média a grossa, subarredondados a arredondados, muito bem selecionados e suportado por grãos. **B:** Contato principalmente pontuais, porosidade intergranular e localmente feldspatos alterando para argilominerais; **Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc) na associação de fácies de frente deltaica (AF; A9)** **C:** Subarcósios finos a médios, subangulosos a subarredondados, bem selecionado, suportado por grãos e presença de argila entre grãos. **D:** Contato côncavo-convexos, pontuais e retos, com porosidade intergranular e por vezes óxido-hidróxido de Fe as preenchendo; **Associação de fácies de plataforma de onda e maré (AF3, Arenito com laminação cruzada cavalgante; A1).** **E-F:** Subarcósios muito finos a finos, subangulosos a subarredondados, muito bem selecionados. Porções da rocha ricas em argila em porosidade intergranular, demarcando laminação.

APÊNDICE B – DIFRATOMETRIA DE RAIOS - X

Associação de fácies fluvial entrelaçado (AF1).



Associação de plataforma de onda e maré (AF3).

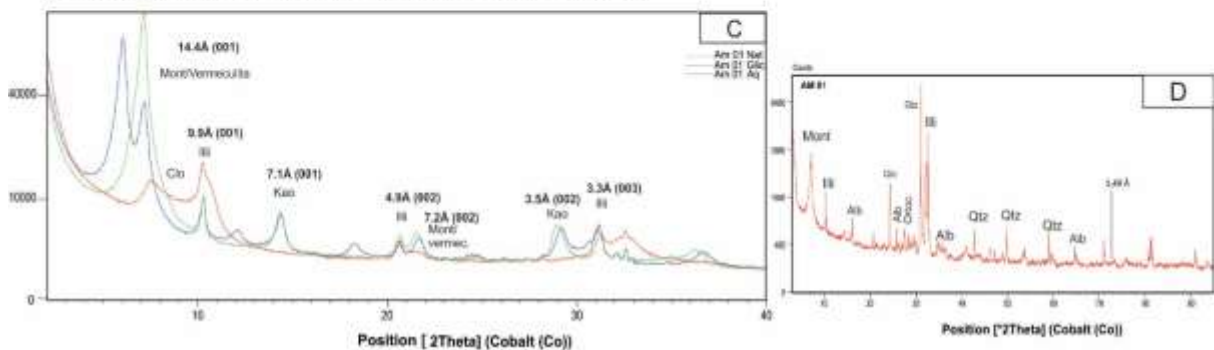


Figura 22- Foram realizadas difração de raios-X em pó total e argila orientada para 3 amostras representativas da Formação Poti, sendo 1 da associação de fluvial entrelaçado (AF1; A8) e 2 referente a plataforma de onda e maré (AF3; A1 e A3). **AF1 (A8; Folhelho)**. **A**: A análise no modo orientada natural neste folhelho, saturada com etilenoglicol e calcinada, revela a existência de esmectitas, sendo observado a característica expansiva d_{001} indo de 15.5 Å para 17.1 Å quando glicolada, e colapsando para 9.7 Å quando calcinada. **B**: Em amostra de rocha total, é dominante a presença de picos principais de quartzo e secundariamente illita, caulinita e ortoclásio. **AF3 (A1; arenito com lam. cruzada)**. **C**: Na análise em lâmina de argila orientada, a natureza expansiva d_{001} da esmectita e vermiculita vai de 14.4 Å para 16 Å em amostra glicolada, e colapsando para 9.8 Å. A vermiculita é observada como sendo um pico secundário na curva glicolada, deste mesmo pico. Observa-se a existência de esmectitas (montmorilonita/bendelita) e vermiculita no pico principal (14.4 Å), bem como um menor pico de clorita, sendo este melhor diferenciado na curva de amostra glicolada. A illita é melhor individualizada nesta análise, visto que a muscovita não é reduzida a argila, estando presente nos picos 9.9 Å e 4.9 Å do plano d_{002} , e 3.3 Å do plano d_{003} . A caulinita ocorre em picos menores, em relação a illita, no pico 7.1 Å d_{001} e 3.5 Å d_{002} . **D**: Na análise de pó total da amostra A1, o mineral dominante é o quartzo, ocorrendo ainda em menores picos albita, ortoclásio e muscovita/ilitas. Ainda nesta análise, é possível individualizar montmorilonita trioctaédrica d_{060} 1,49 Å para o grupo das esmectitas. A análise de DRX em rocha total e em lâmina de argila orientada sugerem deposição em clima úmido (AF1) para seco (AF3), em virtude da maior presença de montmorilonita e vermiculita em AF3, porém, mais análises e estudos devem ser realizados afim de atestar esta tendência.