



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS APLICADA À FORMAÇÃO POTI,
VISEANO DA BACIA DO PARNAÍBA**

Ricardo Guimarães Paiva

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga

Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz

Data da defesa: 28/09/2018.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga (Orientador IG/UnB)

Prof. Dr. Martino Giorgioni (Titular IG/UnB)

Prof. Dra. Ana Maria Goés (USP)

Brasília, Distrito Federal, 2018.

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS APLICADA À FORMAÇÃO POTI,
VISEANO DA BACIA DO PARNAÍBA**

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geologia,
Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em
Geologia.

Área de Concentração: Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga.

Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz.

Brasília – DF

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos José de Souza Alvarenga

Prof. Dr. Martino Giorgioni

Prof. Dra. Ana Maria Goés

AGRADECIMENTOS

Agradeço à ENEVA S/A, à Agência Nacional do Petróleo (ANP), à Fundação de Empreendimentos Científicos e Tecnológicos (FINATEC) e à Universidade de Brasília (UnB) pelo apoio ao desenvolvimento da minha pesquisa e realização desta dissertação.

Ao Professor Carlos Emanuel de Souza Cruz pela valiosa orientação, paciência, exemplo de profissionalismo e, por sempre, instigar a curiosidade em Geologia, principalmente, em Estratigrafia. Aos demais professores e funcionários do Instituto de Geociências da UnB, que contribuíram para o meu mestrado, em especial ao Professor Carlos Jorge de Abreu, pela colaboração na descrição dos testemunhos, pelos conselhos e inúmeras correções nos trabalhos apresentados ao longo do meu tempo nesta universidade. Ao professor Nilo Chagas de Azambuja Filho pela colaboração nas descrições dos testemunhos e dos afloramentos no trabalho de campo realizado em 2016.

À colega e grande amiga de pós-graduação Valessa Barros Vaz de Araújo pela colaboração nas descrições dos afloramentos e testemunhos, discussões sobre a estratigrafia da bacia do Parnaíba e pelas inúmeras noites viradas na Universidade de Brasília discutindo e produzindo boa parte dos dados deste trabalho. Aos colegas Henrique Lopes e Márcio Cardoso, pela companhia em trabalhos de campo e pelas discussões acerca a bacia do Parnaíba.

Aos demais colegas de pós-graduação, que de alguma forma, me ajudaram a realizar esta pesquisa. Em especial, ao grande amigo Msc. Matheus Denezine, pelas inúmeras discussões em Geologia, conselhos acerca a pesquisa científica e por sempre estar comigo em momentos necessários. Aos amigos Eveline Alves Sayão e Marcus Vinícius Souza, por estarem presentes e sempre disponíveis para uma conversa e um cafezinho.

Às amigas e colegas da graduação Palloma Amorim e Ana Flávia de Padúa por sempre estarem presentes, quando eu precisei de um ombro amigo.

Aos meus familiares e amigos que a vida me presenteou, que me ouvem falar sobre meus estudos com tanta empolgação mesmo não entendendo nada sobre o assunto. À minha mãe, Meyre Fátima, ao meu pai, Christiano Caldeira, às minhas irmãs, Gabriela e Raquel, agradeço todo o carinho e preocupação que tiveram comigo.

Aos que não foram citados, mas que participaram direta ou indiretamente na conclusão deste trabalho. Muito obrigado!

RESUMO

Utilizando afloramentos e dados de poços para análises de fácies e correlações estratigráficas, foram identificados 6 ciclos de deposição de alta-frequência na borda proximal leste-sudeste e em contexto distal norte-noroeste, próximo aos reservatórios produtores de gás natural pela ENEVA S / A, da Formação viseana Poti, Grupo Canindé, bacia do Parnaíba. Este trabalho conta com o estudo de sete afloramentos (A a G), com mais de 1000m de poços com testemunhos, 1-UN-01-PI, 1-UN-05-PI, 1-UN-06-PI, 1-UN-12-PI, 1-UN-19-PI e 1-UN-21-PI do projeto CPRM / DNPM “Carvão da bacia do Parnaíba” (Leite et al., 1975) de contexto deposicional proximal e quatro perfis de raios gamaespectrométricos de poços da ANP, de contexto deposicional intermediário a distal. A análise sedimentar é subdividida em dez associações de fácies (AF): AF1 – *shoreface*; AF2 – *offshore*; AF3 – barras de maré; AF4 – planícies de maré; AF5 – canais fluvio-estuarinos; AF6 – delta dominado pela maré em ambiente protegido; AF7 – lobos sigmoidais aluviais; AF8 – canais fluviais; AF9 – dunas eólicas desérticas e lagos efêmeros; AF10 – *wadis*. Para a análise das correlações estratigráficas, foram identificados 7 limites de seqüências, 6 superfícies transgressivas, 7 superfícies de inundação máxima e 1 superfície regressiva de erosão marinha. Estas superfícies conectam 6 seqüências (I a VI) da Formação Poti mostradas em duas seções estratigráficas esquemáticas ao longo dos limites da borda leste-sudeste (*strike*-proximal) a norte-noroeste (*dip*-distal). Essas seqüências são principalmente compostas por empilhamentos de tratos de sistemas transgressivos e de mar alto, sendo ausente a deposição do trato de sistemas de mar baixo em contexto proximal. Os depósitos do trato de sistemas de mar baixo ocorrem a aproximadamente 200 km de distância em sentido sul-sudoeste, distante dos tesmunhos do CPRM/DNPM descritos. A transição formacional Longá para a Formação Poti consiste em uma seqüência (LP), que é marcada ao topo pelo trato do sistema de mar em queda, apenas observado uma vez, de forma análoga ao descrito para os afloramentos (E e F). Para a seqüência deposicional da Formação Piauí (PI), não foram reconhecidas superfícies estratigráficas, além do limite de seqüência que separa a Formação mais antiga Poti (mississípiano – viseano) da Formação mais jovem Piauí (pennsylvaniano - morrowan) (Anelli *et al.*, 2009), equivalente a um intervalo de tempo de não deposição de pelo menos 15Ma.

Palavras-Chave: Estratigrafia de Sequências, Formação Poti, Reservatórios da bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

Utilizing outcrops and core data for facies analysis and stratigraphic correlations, 6 high-frequency cycles of deposition have been identified in the east-southeast proximal border to distal north-northwest's context, near reservoirs bearing in actual production by ENEVA S/A of visean Poti Formation, Canindé Group, Parnaíba basin. This work accounts for the study of seven outcrops and six cores: 1-UN-01-PI, 1-UN-05-PI, 1-UN-06-PI, 1-UN-12-PI, 1-UN-19-PI and 1-UN-21-PI from CPRM/DNPM's project "Coal of Parnaíba's basin" (Leite *et al.*, 1975) of proximal depositional setting. four gammaespectrometric rays logs of ANP's cores of intermediary to distal depositional setting. The sedimentary analysis is subdivided in ten facies associations (AF): AF1 – *shoreface*; AF2 – *offshore*; AF3 – *tidal bars*; AF4 – *tidal flats*; AF5 – *fluvio-estuarine channels*; AF6 – *tide dominated delta in protected environment*; AF7 – *alluvial sigmoidal lobes*; AF8 – *fluvial channels*; AF9 – *desertic aeolians dunes e ephemeral lakes*; AF10 – *wadis*. For the stratigraphic correlation analysis, 7 sequence boundarys, 6 transgressives surfaces, 7 surfaces of maximum inundation and 1 regressive surface of marine erosion it have been identified. These surfaces connect 6 sequences (I to VI) of the Poti Formation shown in two schematic stratigraphic sections along the east-southeast border (strike-proximal) to the north-northwest (dip-distal) depocenters. These sequences are mainly stacked transgressives and high systems tracts with the absence of lowstand system tract at the proximal context. The lowstand system tract deposits occurs approximately 200km south-southwest distances far from the CPRM/DNPM's cores described. The formational transition from the older Longá to the younger Poti formations consists of one sequence (LP) and it's marked at the top by the falling stage system tract, only observed once, analogous of the described for the outcrops (E and F). For the formational context of Piauí's depositional sequence, it has been observed continental's depositional systems, so it wasn't possible to do sequence stratigraphy analyses, besides the sequence boundary that separates the oldest Poti Formation (mississipian - visean) to the youngest Piauí Formation (pensylvanian - morrowan) (Anelli *et al.*, 2009), equivalent to a time gap of a least 15Ma.

Key words: Sequence Stratigraphy, Poti Formation, Reservoirs of Parnaíba basin.

6.1. Superfícies Estratigráficas	40
6.1.1. Limite de Sequências	40
6.1.2. Superfície Transgressiva.....	43
6.1.3. Superfície de Inundação Máxima	44
6.1.4. Superfície Regressiva de Erosão Marinha.....	46
6.2. Sequências Depositionais.....	47
6.2.1. Afloramentos	48
6.2.2. Seções estratigráficas.....	50
6.2.3. Síntese estratigráfica.....	54
7.DISSCUSSÃO	59
7.1. Modelo Depositional	59
7.2. Dimensão dos Corpos Arenosos da Fm. Poti	63
8.CONCLUSÕES.....	64
9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66
10.APÊNDICES	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Bacias sedimentares paleozoicas brasileiras.	2
Figura 2 – Cartas estratigráficas das bacias intracratônicas brasileiras, a partir da correlação das sequências de 2ª ordem (Modificado de Milani & Zálan, 1999. Em: Castro <i>et al.</i> (2007)).	3
Figura 3 – Mapa de localização da bacia do Parnaíba. Em destaque estão as feições geológicas que a delimitam. Retirado de Schobbenghaus <i>et al.</i> (1984).	4
Figura 4 – Carta Cronoestratigráfica da bacia do Parnaíba, segundo Vaz <i>et al.</i> (2007). Em destaque a Formação Poti, a unidade geológica foco deste trabalho.	5
Figura 5 – Representações esquemáticas de modelos para trapeamento e sistemas petrolíferos comprovados da bacia do Parnaíba. A – Seção geológica com o modelo dos maiores trapeadores para a acumulação comercial. Os estratos de <i>sills</i> de doleritos formam geometrias complexas que selam as acumulações de gás natural, bem como são responsáveis da maturação térmica das rochas geradores. B – Sistemas petrolíferos comprovados, que ocorrem na bacia e linhas sísmicas das descobertas de gás natural interpretadas. De Miranda <i>et al.</i> (2018).....	11
Figura 6 – Mapa Geológico e de localização dos Afloramentos, Poços com testemunho do DNPM/CPRM e Poços com perfis elétricos disponibilizados pela ANP utilizados nesse trabalho.	12
Figura 7 – Etapas realizadas para a confecção da análise faciológica, visando interpretar os paleoambientes deposicionais (<i>boxes</i> azuis). Os <i>boxes</i> amarelos são etapas que visam a construção de um modelo estratigráfico, etapas a serem discutidas no próximo tópico deste capítulo. Modificado de James & Dalrymple (2010).	16
Figura 8 – Representação esquemática, fora de escala, da diversidade de ambientes sedimentares dentro o Sistema Depositional Costeiro. A classificação de cada ambiente é baseada na razão da ação de ondas pela a ação de marés na porção superior da imagem, quando em uma costa transgressiva. Quando a situação é de uma costa progradante, há uma competição entre os processos fluviais, de maré e de ondas, como na porção inferior da imagem. Retirado de (Steel <i>et al.</i> , 2013) a partir de (Boyd <i>et al.</i> , 1992).	17
Figura 9 – Perfil esquemático, com escala vertical exagerada, da planície costeira à plataforma de uma costa dominada por ondas de tempestade. Estão esquematizados os ambientes sedimentares e alguns elementos morfológicos a partir de (Della Fávera, 2001; James & Dalrymple 2010).	17

Figura 10 – Desenho esquemático modificado de Catuneanu (2006), fora de escala, mostrando os empilhamentos possíveis associados às movimentações da linha de costa em contexto do sistema costeiro. O padrão de empilhamento das fácies, ora prográdacional, ora retrogradacional é reflexo da taxa de sedimentação (aporte sedimentar+espaço de acomodação+energia do agente de transporte) <i>versus</i> a taxa de subida ou descida do nível do mar (eustasia+tectônica). A-Delta em regressão normal; B-Delta em contexto transgressivo, os termos estuário e delta são baseados em critérios estratigráficos (empilhamentos retrogradacional e prográdacional, respectivamente) independentes do mecanismo de transporte de sedimentos (rios, marés ou ondas); C-Estuário em desenvolvimento, ou " <i>bayhead delta</i> " de contexto transgressivo; D-Estuário completamente desenvolvido.	19
Figura 11 – Hierarquia das superfícies estratigráficas e empilhamento dos tratos de sistemas.....	20
Figura 12 – Modelo esquemático da arquitetura do empilhamento de um ciclo completo de subida e rebaixamento do nível relativo do mar em uma bacia do tipo rampa, em uma seção ao longo do caimento das camadas. Modificado a partir de Morad <i>et al.</i> (2013).	20
Figura 13 – Comportamento do LS em perfis elétricos. Notar que a discordância pode truncar depósitos de <i>shoreface</i> de quebra gradual (regressão normal), como de quebra abrupta (regressão forçada). Modificado de Catuneanu (2006).	22
Figura 14 – Associação de fácies de <i>shoreface</i> – AF1. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-06-PI.	25
Figura 15 – Fotografia de afloramento da AF1 – Associação de fácies de <i>shoreface</i> , localizado no afloramento B, vide mapa de localização (Figura 6). Arenitos muito finos com estratificações cruzadas <i>hummocky/microhummockys</i> intercalados com folhelhos/siltitos arroxeados em acamamento lenticular a ondular. Ocorrem níveis ricos em gretas de sinere ao topo da fotografia.	26
Figura 16 – Associação de fácies de <i>offshore</i> – AF2. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-19-PI.	27
Figura 17 – Fotografia de afloramento da AF2 – Associação de fácies de <i>offshore</i> do afloramento E, vide mapa de localização (Figura 6). Heterolitos de arenitos muito finos lenticulares dentre folhelhos/siltitos arroxeados em estratificações plano-paralelas.	28
Figura 18 – Associação de fácies de barras de maré – AF3. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-01-PI.	29

Figura 19 – Fotografia de afloramento da AF3 – Associação de fácies de barras de maré do afloramento A, vide mapa de localização (Figura 6). No quadrante médio inferior, arenitos médios a finos com estratificações cruzadas sigmoidais em acamamento flaser (<i>tidal bundles</i>) de grande porte de cristas de barras de maré.....	30
Figura 20 – Associação de fácies de planícies de maré e canais flúvio-estuarinos – AF4 & AF5. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-06-PI.	32
Figura 21 – Fotografia de afloramentos da AF5 – Associação de fácies de canais flúvio-estuarinos, do afloramento A, vide mapa de localização (Figura 6). A – Arenito muito fino com laminações acanaladas de corrente de pequeno porte e, na porção superior da foto, nível de arenito muito fino com <i>climbing ripples</i> em acamamento flaser; B – Arenito fino a médio com estratos cruzados sigmoidais de grande porte.	32
Figura 22 – Associação de fácies de delta de maré em ambiente protegido – AF6. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-06-PI.	34
Figura 23 – Fotografias de afloramentos da AF7 – Associação de lobos sigmoidais aluviais, do afloramento C, vide mapa de localização (Figura 6). A – Arenitos finos a médios com estratos cruzados sigmoidais de grande porte; B – Arenitos muito finos com <i>climbing ripples</i> intercalados com Lamitos em acamamento flaser a ondular; C – Painel do Afloramento C, o qual se observa a geometria do lobo sigmoidal proximal sobreposto aos Heterolitos distais com <i>climbing ripples</i> . Abaixo, traçado do afloramento C, para localização vide mapa (Figura 3).....	35
Figura 24 – Associação de fácies de canais fluviais – AF8. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-21-PI.	36
Figura 25 – Fotografias de afloramentos da AF9 – Associação de fácies de dunas eólicas e lagos efêmeros, do afloramento G, vide mapa de localização (Figura 6). A – Arenito alaranjado médio com estratos cruzados tabulares de grande porte; B – Arenito rosado fino com <i>climbing ripples</i> intercalado à camada de Folhelho vermelho.	38
Figura 26 – Associação de fácies de <i>wadis</i> – AF10. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-06-PI.	39
Figura 27 – Fotografias de afloramentos visitados, nos quais ocorrem LS (linha contínua vermelha). A – Painel de porção do afloramento B, no qual se observa depósitos da AF5 em contato discordante aos depósitos AF7, delimitados por LS coplanar a ST; B – Detalhe da fotografia A, nota-se uma superfície irregular erosiva devido à mudança faciológica abrupta; C – Depósitos da AF3 (barra de maré) sotopostos aos depósitos da AF5 (canais flúvio-estuarinos), sendo limitados por uma superfície discordante LS coplanar a uma	

superfície transgressiva (linha contínua laranja) de ravinamento de maré. Para a localização dos afloramentos, vide mapa (Figura 6). 41

Figura 28 – Recorte da seção colunar 1-UN-12-PI, vide mapa de localização (Figura 6), entre as profundidades 190 a 160m. Em destaque um LS, que coloca em contato fácies de *shoreface*, representadas por arenitos muito finos a finos limpos cinza-amarelados com estratos cruzados scs a baixo ângulo, sob fácies de canais flúvio-estuarinos, caracterizados por arenitos finos cinza claros com laminações de corrente, em acamamentos heterolíticos, ora com fragmentos de folhelhos e níveis carbonosos (escuros) . Sobre a superfície há um nível granuloso, rico em intraclastos de folhelho. A resposta geofísica desta superfície é uma sutil deflexão à esquerda do perfil elétrico (RG). 42

Figura 29 – Fotografias do afloramento B, no qual ocorre uma superfície transgressiva (linha contínua laranja). A – Depósitos da AF5 – canais flúvio-estuarinos em contato erosivo a depósitos da AF1 – *shoreface*, delimitados por ST de ravinamento de onda; B – Detalhe da fotografia A, nota-se uma superfície irregular sobre a qual rochas marinhas de *shoreface* se sobrepõem a rochas de canais flúvio-estuarinos; C – Detalhe dos intraclastos lamosos achatados resultantes do retrabalhamento dos depósitos estuarinos. 43

Figura 30 – Fotografias de afloramentos, nos quais ocorrem SIM (linha pontilhada azul). A – Painel de porção do afloramento B, em destaque uma SIM, sobre a qual repousam depósitos da AF1 com caráter de espessamento e engrossamento para o topo de suas camadas; B – Detalhe da fotografia A, observa-se que a camada destacada pela SIM é a porção mais argilosa da exposição; C – Afloramento A, no qual uma SIM coplanar a uma ST de ravinamento de onda delimita depósitos da AF3 e depósitos da AF1. 44

Figura 31 – Recorte da seção colunar 1-UN-O6-PI entre as profundidades de 359 a 325m. Em destaque uma SIM, que delimita a porção mais argilosa desse intervalo, quando os depósitos de *shoreface* inferior afogam os depósitos de barras de maré/pró-deltas. A SIM é observada pelo empilhamento dos estratos, pois a partir desse momento, os depósitos que tendiam a adelgaçar e diminuir a suas espessuras em sentido ao topo, passam a espessar e aumentar a sua granulometria ao topo. Em perfil elétrico, nesse intervalo, apresenta maior valor de contagem de RG. 45

Figura 32 – Fotografias do afloramento E, vide mapa de localização (Figura 6), no qual ocorre a SREM (linha contínua roxa). A – Painel dos depósitos da AF1 – associação de fácies de *shoreface* em contato erosivo com depósitos da AF2 – associação de fácies de *offshore*, delimitados pela SREM. B – Detalhe da fotografia A, observa-se a geometria erosiva contínua dessa superfície; C – Amostra de nível conglomerático com clastos

angulosos de depósitos de *shoreface* coletado na interface entre as fácies de *shoreface* e de *offshore*. 46

Figura 33 – Respostas geofísicas de perfís elétricos (RG) interpretadas como SREM (linha contínua roxa). O poço 1-UN-04-PI, vide mapa de localização (Figura 6), foi utilizado no trabalho de Lobato & Borghi (2014). Não foi possível analisar as suas fácies, pois não havia o testemunho disponível, entretanto, as interpretações quanto às superfícies são equivalentes neste e naquele trabalho. O poço 1-OGX-97-MA (Figura 6) foi disponibilizado via ANP, sem testemunho. 47

Figura 34 – Seção *strike*-oblíqua (proximal) esquemática das Sequências Depositionais da Formação Poti, mapa geológico e de localização dos poços utilizados com descrição dos testemunhos e perfil elétrico (RG), legenda para símbolos da seção estratigráfica, carta geocronológica das unidades geológicas referidas, e carta de curva eustática em Haq & Schutter (2008). 52

Figura 35 – Seção *dip*-oblíqua (distal) esquemática das Sequências Depositionais da Formação Poti, mapa geológico e de localização dos poços utilizados, legenda para símbolos da seção estratigráfica e carta geocronológica das unidades geológicas referidas. A parte não colorida representa as superfícies inferidas para a correlação com a porção proximal da bacia..... 54

Figura 36 – Evolução esquemática em blocos-diagramas para uma sequência de alta-frequência da Formação Poti. 1 – Trato de sistemas de mar baixo, no qual ocorre a incisão por um vale que transporta sedimentos à uma cunha de mar baixo progradante nas porções distais da bacia; 2 – Trato de sistema transgressivo, primeiro momento de subida relativa do nível do mar, a qual gera o afogamento do vale inciso e preenchimento por depósitos flúvio-estuarionos, que em seguida são ravinados por depósitos marinhos rasos; 3 – Momento de maior taxa de subida do nível relativo do mar, marcado pela superfície de inundação máxima, neste momento entre os tratos transgressivo e de mar alto ocorre a migração máxima de depósitos em direção ao continente; 4 – Trato de sistema de mar alto, há o desenvolvimento de um delta dominado por maré (ou fluvial, ou onda), que migra em direção à bacia. Desenho esquemático a partir de Miranda et al. (2003). 61

Figura 37 – Modelo deposicional/estratigráfico esquemático para a Formação Poti, partindo-se de uma seção SE/E – NW/N. O modelo tem uma escala exagerada, tanto vertical quanto horizontal. Interpretações estratigráficas e curva de nível relativa são sumarizadas ao canto esquerdo da figura. A curva de variação do nível relativo do mar é adaptada de Haq & Schutter (2008). A distribuição das associações de fácies (AF) é de

acordo ao descrito no texto, vide Tabela 6. (S) para sequências, (TS) para tratos de sistemas e (s.c.) seção condensada. Notar a mudança entre a deposição basal da Formação Poti e topo da Formação Longá, na qual há a predominância de sistemas marinhos rasos, representados por *shoreface e offshore*. Ao passo que, à medida que se observa a deposição em direção ao topo da Fm. Poti, os sistemas costeiros deltaicos/estuarinos e de planícies de maré passam a representar a maior parte da deposição. Na última sequência da Formação Poti, marcada em sua base pelo LS6, a deposição é representada apenas por planícies de maré e canais flúvio-estuarinos. Já no tempo da deposição da Formação Piauí, a deposição é marcada por depósitos desérticos (flúvio-eólicos)..... 62

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Evolução da divisão cronoestratigráfica para o intervalo deposicional Formação Poti, a partir de análises paleontológicas.....	10
Tabela 2 – Poços com testemunho do "Projeto Carvão" – CPRM/DNPM - descritos em Recife-PE, julho de 2016. Em destaque, em cor amarela, o poço 1-UN-04-PI, o qual não houve acesso ao testemunho. Altitude, profundidade final e espessura (esp.) em metros.	13
Tabela 3 – Afloramentos visitados nos estados do Piauí e do Maranhão da bacia do Parnaíba.	14
Tabela 4 – Poços disponibilizados pela ANP. Em todos os poços constam dados de perfis (R.G., DT, NPOR, RHOB(Z), Res., Sônico). A profundidade final é a da perfilagem, bem como a altitude (alt.) é em relação à elevação da base do antepoço para poços terrestres - BAP-, sendo que todos os valores da tabela estão representados em metros.....	14
Tabela 5 – Curvas Log idealizados para a análise paleoambiental e de empilhamento de estratos, tendo em vista que, a curva log sem outro tipo de dado não é decisiva para a diagnose de ambientes sedimentares, portanto foram utilizados os ambientes/sistemas deposicionais reconhecidos em afloramentos e testemunhos de sondagem para balizar a análise. Modificado de Walker & James (1992).	22
Tabela 6 – Fácies sedimentares, empilhamento de fácies, Associação de Fácies - AF- e Interpretação do Paleoambiente Depositional (Subambiente, Ambiente e Sistema deposicional) das Fácies documentadas da Formação Poti e das unidades limítrofes. A relação das abreviações utilizadas nessa tabela se encontra na porção inferior da mesma.	24
Tabela 7 – Análise estratigráfica da seção <i>strike</i> -oblíqua com as sequências deposicionais (S.D.), os tratos, as profundidades e os padrões de curvas de RG discriminados para cada poço utilizado.	50
Tabela 8 – Análise estratigráfica da seção <i>dip</i> -oblíqua (distal) com as sequências deposicionais (S.D.), os tratos de sistemas, as profundidades e os padrões de curvas de RG discriminados para cada poço utilizado. O poço UN-19 não contém dados de perfil (RG).....	52

1. INTRODUÇÃO

O Período Carbonífero ocorreu há 358.9 ± 0.4 a 298.9 ± 0.15 milhões de anos e abrange relevantes depósitos de leitos carbonosos da Europa do Norte, Ásia e América do Norte. Além disso, estratos carboníferos contém 5% de todas as reservas de óleo provadas, bem como 6% das reservas de gás (Dikenshteyn *et al.*, 1977; DeGolyer & Macnaughton, 1978; Petroleum Publishing, 1980). A partir deste conhecimento, estudos de órgãos públicos foram realizados no século passado na bacia do Parnaíba, a fim de se encontrar recursos minerais e energéticos. Os resultados não foram satisfatórios até os anos 2000, o que fez com que se rotulasse a bacia do Parnaíba como fronteira exploratória (Miranda *et al.*, 2018). Porém, atualmente, há produção e comercialização de gás natural no Estado do Maranhão em reservatórios carboníferos e devonianos da bacia do Parnaíba, o que vem impulsionado novamente pesquisas no tema. Esta dissertação contou com apoio financeiro do projeto “Arquitetura Depositional e qualidade dos reservatórios das formações Poti e Cabeças, bacia do Parnaíba”, um convênio entre a PGN S/A, atual ENEVA S/A, a ANP, a UnB e a FINATEC, (Finatec – Projeto 6008/IG/2015).

A análise estratigráfica de seqüências, além de ser necessária para o entendimento e posicionamento espacial dos estratos rochosos quanto a sua arquitetura deposicional, permite na falta de outras ferramentas cronoestratigráficas, a utilização das superfícies-chave da Estratigrafia de Sequências para correlação aos momentos de subida e rebaixamento do nível relativo do mar global. Em vista disso, o estudo estratigráfico da Formação Poti, auxilia a entender parte da evolução de uma bacia intracratônica muito extensa, para a qual não há dados sísmicos, nem dados bioestratigráficos de alta-resolução. Este estudo permitiu um posicionamento cronoestratigráfico e paleoambiental desta formação. Bem como, acerca do conhecimento estratigráfico do Paleozoico das bacias brasileiras.

O presente trabalho tem como objetivo principal o reconhecimento da estratigrafia das seqüências deposicionais viseanas da Formação Poti, Grupo Canindé, porção leste-nordeste da bacia do Parnaíba, estados do Piauí e do Maranhão, Brasil. Para isso, foram descritas as fácies sedimentares, interpretados os ambientes/sistemas deposicionais e construído o modelo estratigráfico a partir da delimitação de superfícies-chave. Este estudo visa a aplicação de análises estratigráficas de detalhe sob a ótica da Estratigrafia de Sequências, sendo assim, uma metodologia ainda pouco empregada para esse intervalo

deposicional, podendo-se citar os trabalhos de Della Fávera (1990), Góes (1995) e Lobato & Borghi (2014). Por fim, vale salientar a contribuição acerca da estratigrafia do Paleozoico das bacias brasileiras.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

As bacias do Paraná, Solimões, Amazonas e Parnaíba (Figura 1), de histórias evolutivas semelhantes, compõe sucessões sedimentares siliciclásticas, aloquímicas e ortoquímicas que, juntamente com as outras bacias, ocupam cerca de 70% da área do nosso território, além de rochas magmáticas associadas (Milani & Zalán, 1998). Essas bacias foram formadas a partir da subsidência de extensas regiões do Supercontinente Gondwana no Ordoviciano durante o Estágio de Estabilização da Plataforma Sulamericana (Almeida *et al.*, 2000; Zalán, 2004). Este Supercontinente serviu como sítio de extensiva deposição de sequências paleozoicas-mesozoicas acumuladas em bacias estabelecidas ao longo das suas margens e sobre porções significativas do seu interior cratônico (Milani, 1997).

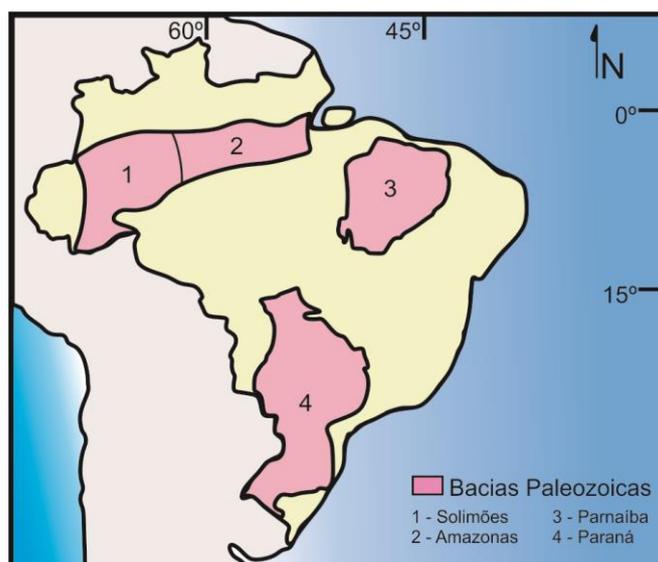


Figura 1 – Bacias sedimentares paleozoicas brasileiras.

Estas bacias do tipo sinéclise apresentam particularidades quanto à sua origem, quando assumidas como unidades geotectônicas independentes, pois são de complexo entendimento os processos associados à subsidência dessas grandes áreas. Alguns autores relacionam o desenvolvimento dessas bacias aos processos de estiramento litosférico e subsidência térmica, ou às mudanças de temperaturas na litosfera devido ao desenvolvimento de plumas astenosféricas e consequente subsidência, ou ainda que tais flexuras intracontinentais estariam relacionadas às respostas das sobrecargas tectônicas

nas margens das placas (Hoffman, 1989; Leighton & Kolata, 1990; Middleton, 1990). Independente dos mecanismos que causaram a subsidência das bacias intracratônicas, segundo Milani (2000), como características gerais essas apresentam: (i) sucessivos episódios de criação de espaço para acomodação sedimentar em ciclos deposicionais, de diversas escalas diferentes, em até várias centenas de milhões de anos; (ii) períodos de exposição subárea e erosão marcados por superfícies discordantes que se intercalam aos pacotes deposicionais; (iii) paleobatimetria relativamente rasa (até algumas dezenas de metros) e (iv) flancos (bordas das bacias) com mergulho suave em direção aos paleodepocentros, que ocasionam um arcabouço estrutural com poucos acidentes tectônicos. Os eventos deposicionais e erosivos para essas bacias (Figura 2) podem ser correlacionados no tempo de acordo com superfícies discordantes erosivas de correlação regional *sensu* Sloss (1963). Em resumo, os ciclos de sedimentação das bacias intracratônicas brasileiras incluem 6 sequências de 2ª ordem, predominantemente de deposição siliciclástica.

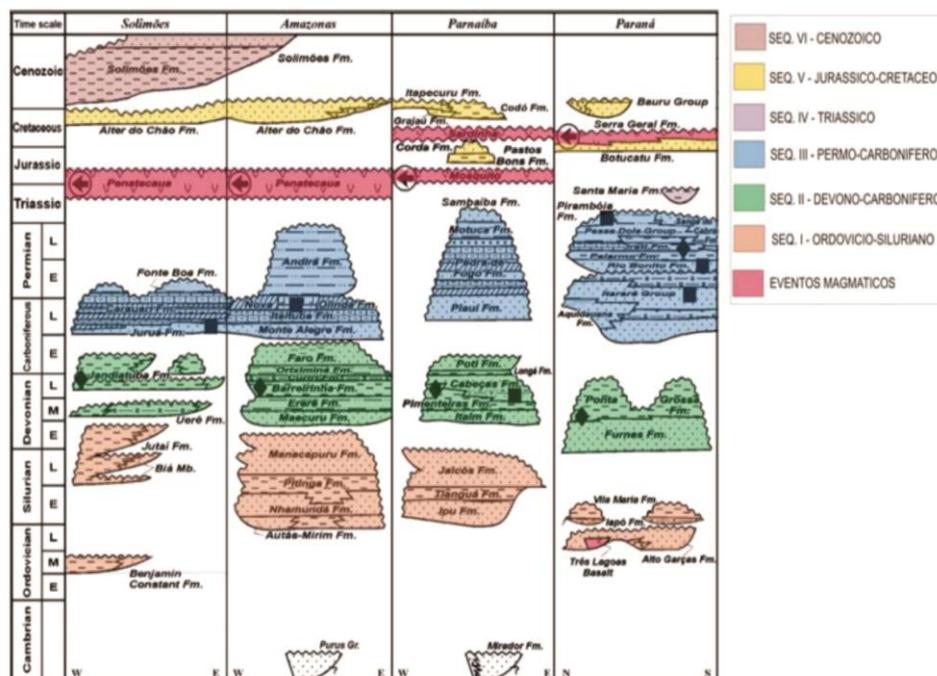


Figura 2 – Cartas estratigráficas das bacias intracratônicas brasileiras, a partir da correlação das sequências de 2ª ordem (Modificado de Milani & Zálan, 1999. Em: Castro et al. (2007)).

A Sequência I do intervalo Ordoviciano-Siluriano; Sequência II do intervalo Devoniano-Carbonífero; Sequência III do intervalo Carbonífero-Eotriássico; Sequência IV do período Triássico; Sequência V do intervalo Jurássico-Cretáceo e a Sequência VI, cenozoica. Destacam-se a forte influência glacial na bacia do Paraná durante o Eo-mesocarbonífero e os eventos

magmáticos Penatecaua do Triássico/Jurássico das bacias do Amazonas, Solimões e Parnaíba (Fm. Mosquito) e Serra Geral do Cretáceo nas bacias do Paraná e Parnaíba (Fm. Sardinha).

2.1. Bacia do Parnaíba

A bacia do Parnaíba está localizada na porção nordeste ocidental do Brasil em uma área de aproximadamente 600.000 km² distribuídos pelos estados do Ceará, Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará e Bahia. É uma depressão circular preenchida por rochas sedimentares paleozoicas/mesozoicas e rochas ígneas associadas, que alcançam espessuras máximas de aproximadamente 3.500m em seus depocentros, que é delimitada pelas feições estruturais: (i) Arco do São Francisco, a sul; (ii) Arco Ferrer Urbano-Santos, a norte e (iii) Arco do Tocantins, a noroeste. Além das circunvizinhanças: (i) Faixa Paraguai-Araguaia e Cráton Amazonas, limite sudoeste-oeste; (ii) Faixa Nordeste, limite leste; (iii) Faixa Brasília, Maciço de Goiás e bacia do São Francisco, a sul; Cráton do São Francisco, a sudeste (Bizzi *et al.*, 2003; Vaz *et al.*, 2007) (Figura 3).

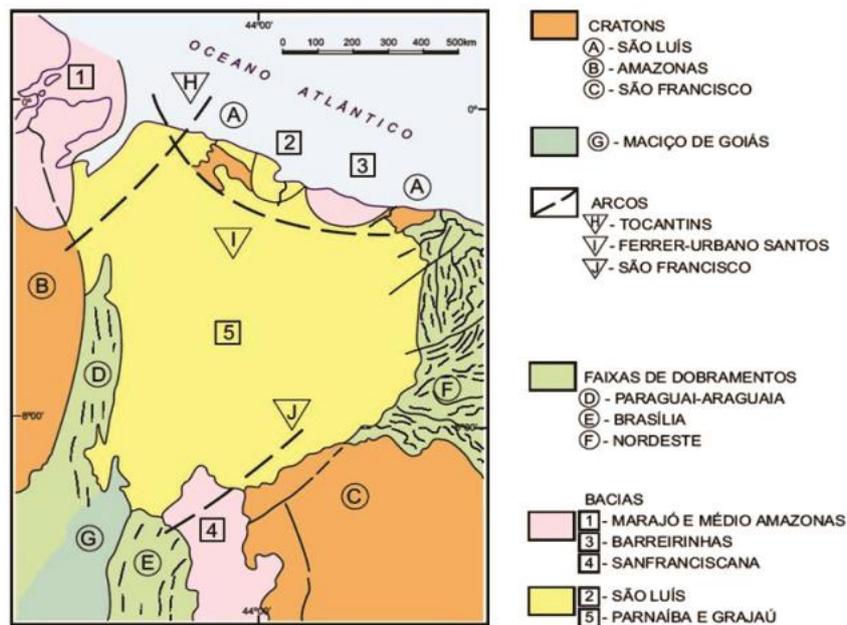


Figura 3 – Mapa de localização da bacia do Parnaíba. Em destaque estão as feições geológicas que a delimitam. Retirado de Schobbenhaus *et al.* (1984).

As rochas dessa bacia são diferenciadas em 10 unidades litoestratigráficas, sendo essas da base para o topo: Grupo Serra Grande; Grupo Canindé; Grupo Balsas; Formação Mosquito; Fm. Pastos Bons; Fm. Sardinha; Fm. Corda; Fm. Grajaú; Fm. Codó e Fm. Itapecuru (Figura 4).

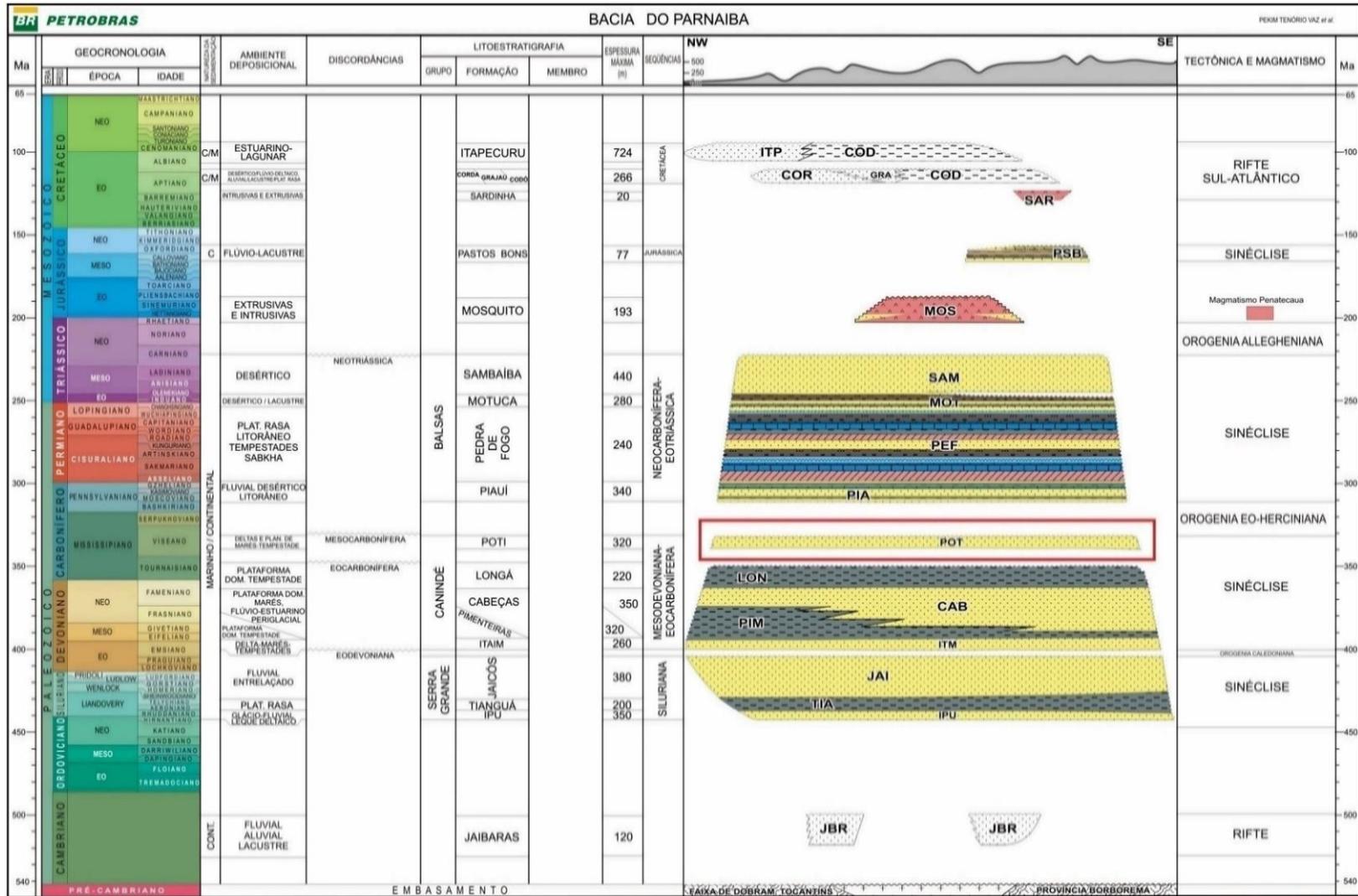


Figura 4 – Carta Cronoestratigráfica da bacia do Parnaíba, segundo Vaz et al., (2007). Em destaque a Formação Poti, a unidade geológica foco deste trabalho.

O embasamento é formado por dois grupos: Riachão - Proterozoico médio ou superior-, composto por ignimbritos e depósitos sedimentares proximais e Jaibaras - Cambro-ordoviciano-, composto por depósitos continentais e lacustrinos.

O registro sedimentar é disposto em cinco Supersequências delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas: i) Siluriana; ii) Mesodevoniana-Eocarbonífera, que inclui a unidade geológica foco deste trabalho, a Formação Poti; iii) Neocarbonífera-Eotriássica; iv) Jurássica e v) Cretácea (Figura 2) (Vaz *et al.*, 2007).

De acordo com Della Fávera (1990), a eustasia foi o fator primordial para o controle de 3 ciclos transgressivos-regressivos da bacia do Parnaíba, que delimitam as sequências de i a iii. Tais ciclos estão relacionados ao Estágio de Estabilização da Plataforma Sulamericana, com a sua gênese relacionada à flutuação dos elevados níveis eustáticos dos mares epicontinentais durante o Paleozoico, podendo-se assim correlacionar a sedimentação dessas sequências com as bacias do Solimões e Paraná (Figura 2) (Della Fávera, 1990; Milani & Zalán, 1999; Almeida & Carneiro, 2004).

A sequência siluriana é um ciclo transgressivo-regressivo completo e litoestratigraficamente é representada pelo Grupo Serra Grande. Este Grupo contém 3 formações, da base ao topo, Ipu, Tianguá e Jaicós. A Formação Ipu é composta por arenitos com seixos, conglomerados com matriz areno-argilosa e matações de quartzo e arenitos finos a grossos. Estes litotipos estão relacionados à deposição glácio-fluvial a glácio-marinha e leques e frentes deltaicas (Caputo, 1984). A Formação Tianguá representa o momento de maior taxa de subida do nível do mar, sendo composta por folhelhos cinza-escuros, folhelhos a siltitos intercalados a arenitos feldspáticos finos a médios, interpretados de um sistema deposicional de plataforma rasa (Vaz *et al.*, 2007). A Formação Jaicós é composta por arenitos cinzas, ora contendo seixos, mal selecionados, de estratos cruzados, de um sistema deposicional fluvial entrelaçado (Góes & Feijó, 1994).

A sequência mesodevoniana-Eocarbonífera foi sedimentada no tempo deposicional do Grupo Canindé, que é dividido em 5 formações, da base a o topo, são elas: Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. A Formação Itaim, a mais velha, é composta por arenitos finos a médios com estratificações cruzadas *hummocky* a indistintas, de grãos subarredondados bem selecionados e de alta esfericidade intercalados a finas camadas de

folhelhos e siltitos bioturbados em ciclos de granocrescência ascendente. Depositados em frentes deltaicas e sistemas de plataforma-marinha rasa, dominada por maré e ondas de tempestade (Della Fávera, 1990; Góes & Feijó, 1994). A Formação Pimenteiras é representada por folhelhos cinza-escuros a pretos radioativos, ricos em matéria orgânica, intercalados a arenitos muito finos a finos de depósitos de plataforma rasa dominada por ondas de tempestade. No intervalo ocorreu o momento de maior taxa de subida do nível relativo do mar dentro a esse grupo, bem como as feições de geofísica de poços indicam uma passagem da tendência transgressiva a regressiva da Formação Pimenteiras à Formação Cabeças, que a sobrepõe (Della Fávera, 1990; Vaz *et al.*, 2007). A assembleia fossilífera que ocorre nos folhelhos das camadas basais da Formação Pimenteiras é composta por trilobitas, ostracodes, braquiópodos, bivalvíos, gastrópodos, conulariídeos, tentaculídeos, hiolitídeos, escolecodontes, peixes e restos vegetais datados do Neoeifeliano (Fonseca & Melo, 1987; Carvalho, 1995). A Formação Cabeças é representada por arenitos médios a grossos com estratificações sigmoidais a tabulares, intercalados a delgadas lâminas de folhelhos/siltitos, de um sistema plataformal dominado por correntes de maré. Ocorrem localmente, diamictitos e tilitos, que denotam um ambiente glacial e periglacial. A Formação Longá é composta, predominantemente, por folhelhos cinza-arroxeados, e em sua porção intermediária, ocorrem intercalações de arenitos muito finos a finos e folhelhos. Tais litotipos são interpretados como resultantes da deposição em ambientes plataformais rasos dominado por ondas de tempestade (Góes & Feijó, 1994). Uma fauna de invertebrados é registrada nesta formação (Carvalho, 1995). A assembleia fossilífera é formada por bivalvíos, trilobitas, ostracodes, possíveis tentaculites e restos de peixe (Kegel, 1953; Melo, 1985; Carvalho & Melo 1984; Carvalho, 1995). Icnofósseis também são abundantes. A Formação Poti é dividida em duas porções. A porção inferior é composta por arenitos médios, cinza-esbranquiçados, com estratificações cruzadas *hummocky*, *swaley* e lâminas dispersas de siltitos claros, já a superior, por arenitos com estratificações cruzadas sigmoidais, lâminas de folhelho e silito e eventuais níveis de carvão (Lima & Leite, 1978; Della Fávera, 1990; Goés, 1995). A assembleia fossilífera é pobre, sendo descritos restos vegetais, trilobitas, bivalvíos e palinomorfos (Mesner & Wooldridge, 1964; Dolianiti, 1954; Andrade & Daemon, 1974; Leite *et al.*, 1975). Estes litotipos são de ambiente plataformal, ora dominados por correntes de maré, ora sob influência de ondas de tempestade (Della Fávera, 1990; Goés & Feijó, 1994).

A sequência neocarbonífera-eotriássica é marcada por mudanças ambientais, climáticas e tectônicas severas na bacia do Parnaíba, as quais provocaram a mudança dos paleodepocentros e culminaram em uma desertificação progressiva. Esta sequência é representada pelo registro sedimentar de um ciclo regressivo-transgressivo Grupo Balsas, que é composto pelas formações: Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A Formação Piauí é composta por arenitos amarelo-rosados médios com estratos cruzados de grande porte e intercalações com folhelhos avermelhados, ocorrem níveis de calcários e sílex. São interpretados como depósitos de sistemas fluviais entrelaçados com contribuições eólicas e breves entradas marinhas (Caputo, 1984). A Formação Pedra de Fogo contém uma enorme variedade de litotipos – silixitos, calcários oolíticos, pisolíticos e estromatólitos, evaporitos, arenitos finos a médios com estratos de grande porte, folhelhos e siltitos. São registros de depósitos de plataforma marinha rasa a litorânea com planícies de *sabkhas* (Goés & Feijó, 1994). A Formação Motuca é representada por siltitos avermelhados, arenitos médios e evaporitos de ambiente desértico com lagos associados (Goés & Feijó, 1994). A Formação Sambaíba é denominada a partir de arenitos vermelho-rosados finos a médios com estratos cruzados de grande porte, associados à deposição de dunas eólicas de ambiente desértico (Vaz *et al.*, 2007).

A sequência jurássica é composta por depósitos lacustrinos de clima semi-árido a áridos sobrepostos à Formação Mosquito, que é caracterizada por grandes soleiras e derrames de rochas básicas relacionadas à Província magmática do Atlântico Central (CAMP) – evento que também ocorreu nas bacias do Solimões e Amazonas. Esse evento de magmatismo é atribuído como causador da subsidência para a criação do espaço de acomodação dos sedimentos da Formação Pastos Bons, compostos de arenitos finos a médios com estratificação sub-paralela e folhelhos/argilitos avermelhados. O final dessa fase sedimentar está relacionado às atividades tectônicas derivadas da abertura do oceano Atlântico Equatorial (Caputo, 1984; Vaz *et al.*, 2007).

A sequência cretácea é composta por rochas sedimentares agrupadas em 3 formações interdigitadas e de sedimentação contemporânea Corda, Grajaú e Codó, pela Formação Itapecuru e pelas soleiras de rochas ígneas intrusivas da Formação Sardinha. Esta última unidade litoestratigráfica é relacionada ao evento magmático Serra Geral (bacia do Parnaíba e Paraná), que mantém relação de causa e efeito com a abertura do oceano Atlântico Sul. As formações Corda, Grajaú e Codó são compostas por arenitos ricos em zeólitas com estratificações cruzadas de grande porte; arenitos médios a grossos

com estratificações cruzadas acanaladas, níveis conglomeráticos; folhelhos, calcários e evaporitos, respectivamente. Sendo a Formação Corda depósitos de dunas eólicas em ambiente desértico, ao passo que as formações Grajaú e Codó depósitos de ambientes marinho-rasos a lacustres. Já a Formação Itapecuru é composta por arenitos finos com estratificações cruzadas *hummocky*, *swaley*, acanaladas e indistintas intercalados com pelitos e níveis de conglomerados depositados em contexto estuarino (Milani & Thomaz Filho, 2000; Rossetti *et al.*, 2001; Vaz *et al.*, 2007).

2.2. A Formação Poti

O primeiro estudo que engloba a sucessão de rochas da Formação Poti data no início do século passado, com o trabalho de Small (1914) ao descrever a Série Piauí. Já a designação Formação Poti foi proposta por Paiva & Miranda (1937) (*apud* Góes, 1995), ao descreverem camadas da sondagem 125 do Serviço Geológico e Mineralógico, em Teresina (PI). Mesner & Wooldridge (1964) subdividiram a Formação Poti em 2 membros, inferior e superior. O membro inferior, composto por arenitos conglomeráticos e raras intercalações de folhelhos e, o membro superior, por arenitos com intercalações de folhelhos com restos vegetais, e raramente, lâminas de carvão. Sendo assim, esses autores consideraram a parte inferior da Formação Poti como marinha e a parte superior como flúvio-deltaica. Della Fávera (1990), a partir do perfil de raios gama do poço Caraíbas (1-CA-1-MA) e afloramentos diversos (Della Fávera & Uliana, 1979), compartimentou a coluna estratigráfica do Paleozoico da bacia do Parnaíba em conjuntos de sequências. Neste trabalho, os autores utiliza a metodologia da Estratigrafia de Sequência para concluir que a deposição desses sedimentos pertence aos tratos de sistemas transgressivo e de mar alto, sendo ausente o trato de sistemas de mar baixo. Para o intervalo estudado, o autor designou duas sequências. A Sequência Devoniana-Mississipiana (Formação Longá e parte inferior da Formação Poti), dividida em 13 parassequências, é composta por depósitos de plataformas marinha-rasas transgressivas dominadas por tempestades e por depósitos continentais regressivos de lobos sigmoidais, canais fluviais e planícies de inundação. A Sequência Mississipiana (parte superior da Formação Poti), dividida em 3 parassequências, é composta por lobos sigmoidais deltaicos e tempestitos transgressivos. Quanto ao posicionamento cronoestratigráfico, embora pouco fossilífera, diversos autores dataram uma idade variando entre Tournaisiano ao Viséano para a Formação Poti, se baseando na identificação e posicionamento bioestratigráfico de palinomorfos, restos vegetais (Tabela 1).

Tabela 1 – Evolução da divisão cronoestratigráfica para o intervalo deposicional Formação Poti, a partir de análises paleontológicas.

Autor	Ano	Tipo Fóssil	Cronoestratigrafia
Andrade & Daemom	1974	Palinomorfo	Tournaisiano ao Viséano
Leite <i>et al.</i>,	1975	Palinomorfo	Tournaisiano ao Viséano
Loboziak <i>et al.</i>,	1992	Palinomorfo	Tournaisiano médio e superior
Iannuzzi	1994	Vegetal	Viséano
Melo & Loboziak	2000	Palinomorfo	Viséano superior
di Pasquo & Iannuzzi	2014	Diverso	Viséano superior

2.3. Potencial exploratório

A bacia do Parnaíba, atualmente, tem blocos produtores de gás natural, sendo explorados e explotados pela empresa ENEVA S/A. São comprovados diversos sistemas petrolíferos de situações estratigráficas distintas. Como síntese, as rochas geradoras são: Formação Tianguá, Formação Pimenteiras, Formação Longá e a Formação Codó. Sendo destas a geradora principal a Formação Pimenteiras, devoniana, com porcentagem de teor de carbono orgânico variando entre 0.5-5%, podendo chegar a espessuras de 500m (Góes & Feijó, 1994; Young 2006; Vaz *et al.*, 2007). Ao que tange os reservatórios, os principais e maiores produtores (seis dos sete campos produtores existentes) são de corpos arenosos da Formação Poti, que apresentam boas propriedades de porosidade e permeabilidade. Com valores médios de porosidade entre 18% e permeabilidade maiores que 240mD. Em geral, tais corpos foram depositados em sistemas flúvio-estuarinos a marinhos rasos com fortes influências de marés ou de ondas (Miranda *et al.*, 2018). Quanto às rochas selantes, formadoras de trapas e responsáveis pela maturação térmica da matéria orgânica, *sills* mesozoicos das formações Sardinha e Mosquito, são responsáveis pelo confinamento dos reservatórios de acumulações comerciais. Em síntese, a Figura 5 apresenta as situações ideais dos sistemas petrolíferos da bacia do Parnaíba.

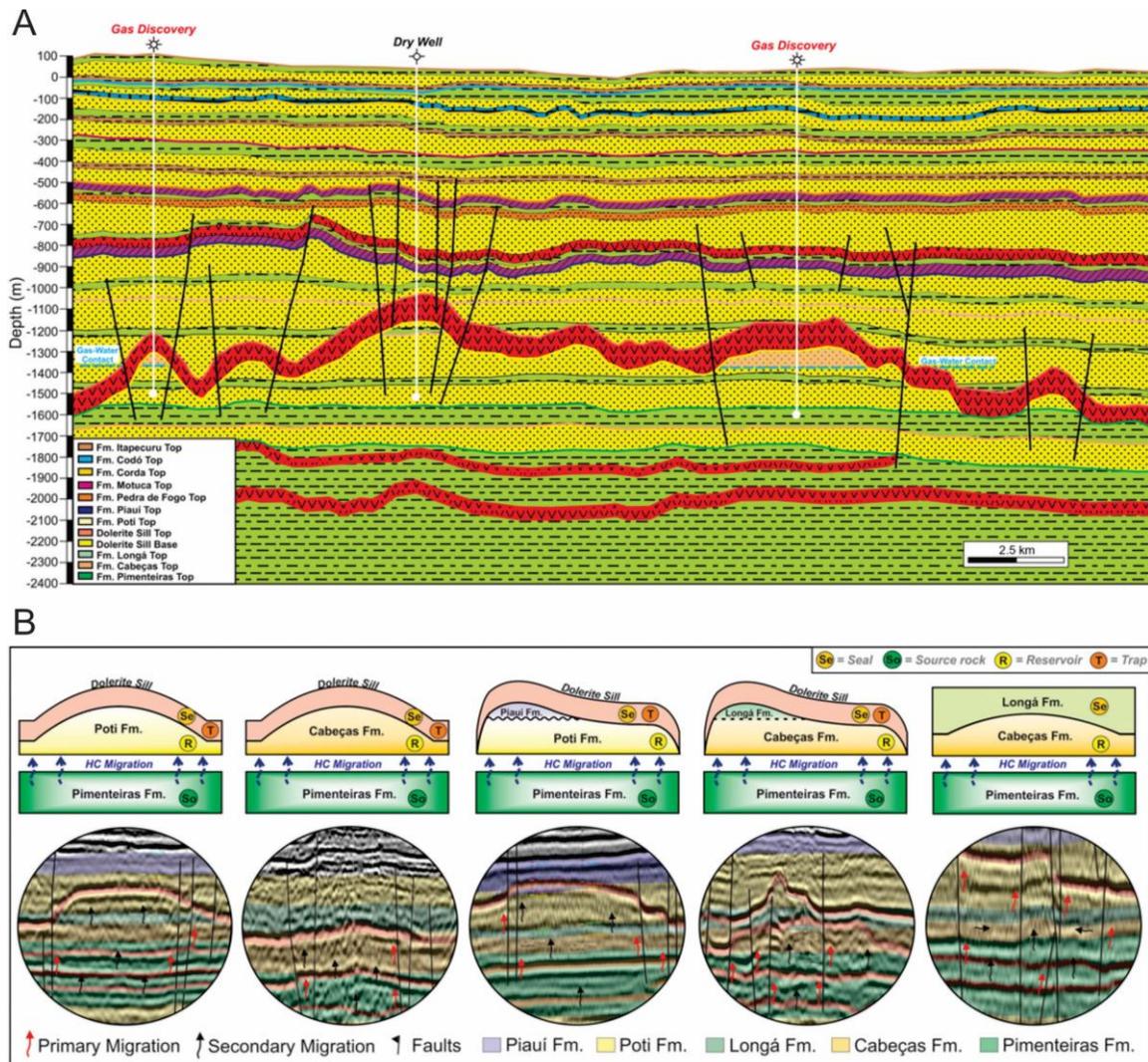


Figura 5 – Representações esquemáticas de modelos para trapeamento e sistemas petrolíferos comprovados da bacia do Parnaíba. A – Seção geológica com o modelo dos maiores trapeadores para a acumulação comercial. Os estratos de sills de doleritos formam geometrias complexas que selam as acumulações de gás natural, bem como são responsáveis da maturação térmica das rochas geradoras. B – Sistemas petrolíferos comprovados, que ocorrem na bacia e linhas sísmicas das descobertas de gás natural interpretadas. De Miranda et al. (2018).

3. ÁREA E MATERIAL DE ESTUDO

A área de estudo é localizada na região Nordeste brasileira, entre os estados do Piauí e Maranhão, na borda leste-nordeste da bacia do Parnaíba. Neste trabalho são apresentados dados referentes a sete afloramentos visitados, sete poços com testemunhos e/ou com perfil elétrico disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM – e pelo Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM –, e quatro poços com perfis de raios gamaespectrométricos disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo – ANP (Figura 6).

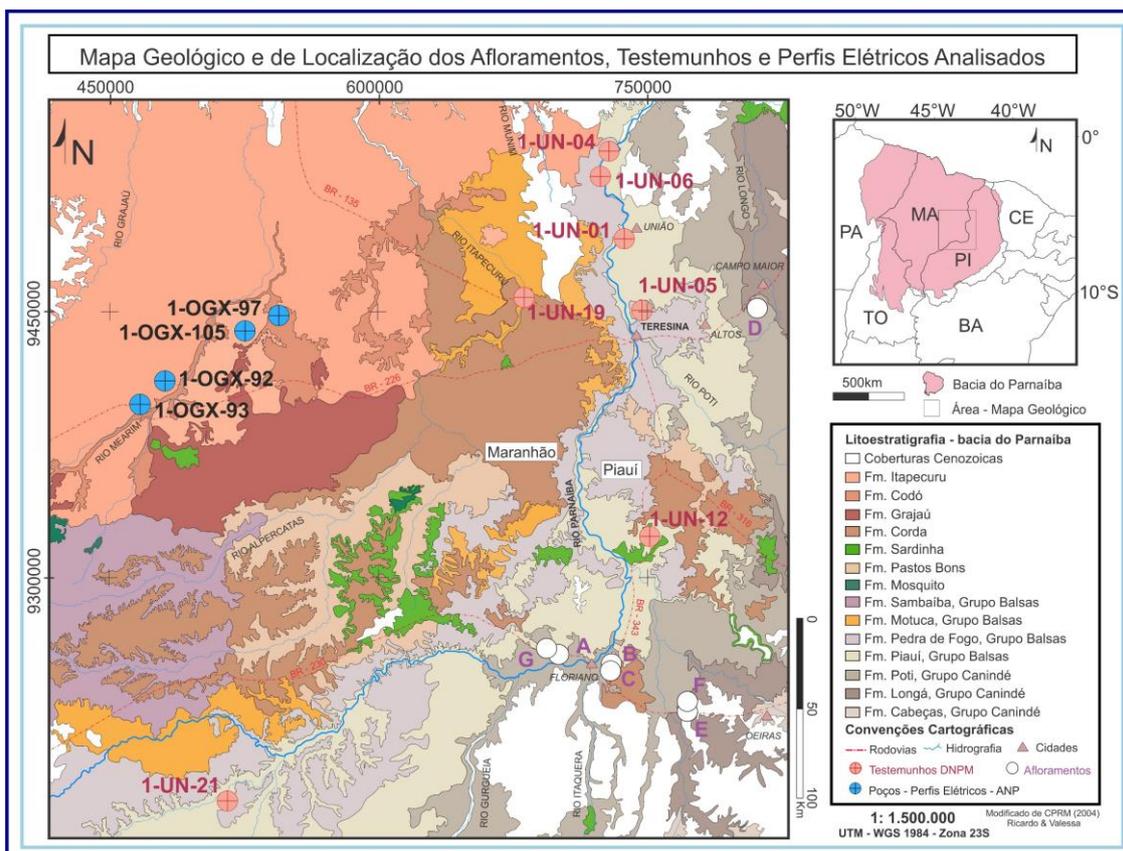


Figura 6 – Mapa Geológico e de localização dos Afloramentos, Poços com testemunho do DNPM/CPRM e Poços com perfis elétricos disponibilizados pela ANP utilizados nesse trabalho.

A aquisição dos dados utilizados nesta dissertação contou com quatro etapas: i) Descrição de testemunhos no DNPM em julho de 2016; ii) Trabalho de campo na região do Piauí e Maranhão para a descrição dos afloramentos B, C, D, E e G; iii) Trabalho de campo no Estado do Piauí e descrição dos afloramentos A e F; iv) Interpretação e associação dos dados disponibilizados pela ANP com os dados dos testemunhos e afloramentos das etapas anteriores. No mês de julho de 2016 foi realizada a primeira etapa, que se consistiu em uma visita ao DNPM, na cidade de Recife no Estado do Pernambuco, pelos professores Carlos Jorge de Abreu, Carlos Emanuel de Souza Cruz e Nilo Chagas de Azambuja Filho para descrever as fácies sedimentares e confeccionar as seções colunares de testemunhos selecionados do Projeto “Carvão da bacia do Parnaíba” (Leite *et al.*, 1975) (Tabela 2).

Tabela 2 – Poços com testemunho do "Projeto Carvão" – CPRM/DNPM - descritos em Recife-PE, julho de 2016. Em destaque, em cor amarela, o poço 1-UN-04-PI, o qual não houve acesso ao testemunho. Altitude, profundidade final e espessura (esp.) em metros.

Poço	Coord. Geo.	Altitude	Profundidade Final	Poti Topo/Esp.	Longá Topo	Perfil RG	Diabásio no Poti
1-UN-01-PI	4°35'09" S 42°52'12" W	49,70	323,80	169,40/ 154,40	Não alcança	Sim	Não
1-UN-05-PI	4°57'57" S 42°46'42" W	62	338,02	182/ 146	Não alcança	Sim	Não
1-UN-06-PI	4°15'50" S 43°00'34" W	50	447,96	245,56/ 202,39	Não alcança	Sim	Não
1-UN-12-PI	6°7'8" S 42°43'52" W	235	282,90	131/ 151,90	Não alcança	Sim	Não
1-UN-19-PI	4°54'11" S 43°21'53" W	55	680,20	537,50/ 142,60	Não alcança	Não	Sim
1-UN-21-PI	7°27'54" S 44°51'18" W	171	320,90	173,10/ 147,80	Não alcança	Sim	Sim
1-UN-04-PI	4°09'51" S 42°56'45" W	36	321,85	143,55/ 155	Alcança 298,96m	Sim	Não

Foram realizadas duas excursões de campo, correspondentes às etapas ii e iii, no Estado do Piauí, próximo às cidades de Teresina, Floriano, Oeiras e Campo Maior e no Estado do Maranhão, próximo à cidade de Barão do Grajaú, a fim de descrever as fácies sedimentares e o empilhamento dos estratos, interpretar e reconhecer os sistemas deposicionais e reconhecer superfícies-chave para o trabalho de estratigrafia de sequências. Além de observar a geometria dos corpos arenosos da Formação Poti, bem como das formações limítrofes Longá e Piauí. Os trabalhos de campo ocorreram em dois momentos distintos, sendo o primeiro momento entre os dias 18 e 24 de setembro de 2016, e o segundo entre os dias 15 e 23 de abril de 2017. Dessas excursões, foram levantadas sete seções colunares denominadas de A a G (Tabela 3), bem como confeccionado painéis desses afloramentos, que se encontram como apêndices ao final deste volume.

Tabela 3 – Afloramentos visitados nos estados do Piauí e do Maranhão da bacia do Parnaíba.

Afloramentos	Coordenadas Geográficas	Altitude (m)	Unidade(s) Litoestratigráfica(s)
A	6°42'22,53''S/ 43°11'34,1''W	184	Poti
B	6°45'7,5''S/ 42°55'29,64''W	130	Poti
C	6°46'48,1''S/ 42°55'22,2''W	136	Poti
D	4°57'12,3''S/ 42°11'24,7''W	209	Poti
E	6°59'1,6''S/ 42°31'17,13''W	161	Longá/Poti
F	6°59'48,85''S/ 42°31'6,2''W	160	Longá/Poti
G	6°41'16,8''S/ 43°15'21,63''W	185	Piauí

Acrescidos aos dados de afloramentos e dos poços com testemunho da CPRM/DNPM, foram solicitados à ANP os dados de 14 poços, a fim de utilizar o perfil de raios gamaespectrométricos para correlação estratigráfica com os dados adquiridos nas etapas anteriores. Dentre esses 14 poços, foram selecionados 4 poços, os quais constam dados de calha e coluna litológica, alguns intervalos com testemunho recuperado com descrição faciológica, perfis de raios gama, de resistividade, de dados sônicos, de densidade e de porosidade (Tabela 4).

Tabela 4 – Poços disponibilizados pela ANP. Em todos os poços constam dados de perfis (R.G., DT, NPOR, RHOB(Z), Res., Sônico). A profundidade final é a da perfilagem, bem como a altitude (alt.) é em relação à elevação da base do antepoço para poços terrestres -BAP-, sendo que todos os valores da tabela estão representados em metros.

Poço	Coord. Geo.	Alt.	Prof. Final	Poti Topo/Esp.	Longá Topo	Diabásio no Poti/ Intervalo
1-OGX-92-MA	5°19'50,2''S 45°10'19,8''W	147	2110,5	1130/358	1488	Sim 1386-1445
1-OGX-93-MA	5°27'12,65''S 45°18'07,1''W	206	3322	1207/316	1523	Não
1-OGX-97-MA	4°59'49,6''S 44°36'07,3''W	52	1998,1	1056/455	1511	Sim 1366-1484
1-OGX-105-MA	5°04'32,6''S 44°46'18''W	200	2106	1154/447	1601	Sim 1429-1564

4. METODOLOGIA DE TRABALHO

A descrição faciológica de seis testemunhos de sondagem do Projeto “Carvão da bacia do Parnaíba” e de sete afloramentos de contexto proximal bacial, foi realizada visando entender os ambientes/sistemas deposicionais do intervalo litoestratigráfico da Formação Poti e unidades limítrofes. Junto à análise faciológica foram reconhecidas, a partir do padrão de empilhamento dos estratos, as superfícies-chaves da estratigrafia de

sequências visando a construção de um modelo arquitetural. Além disso, foi realizada a análise estratigráfica em perfis elétricos de poços disponibilizados pela ANP, estes já em contexto bacial distal, com o objetivo de correlacionar tais ambientes/sistemas deposicionais proximais com distais. As metodologias aplicadas são abordadas no referencial teórico a seguir.

4.1. Análise Faciológica

A análise faciológica é uma metodologia sedimentológica fundamental para a caracterização dos corpos rochosos de atributos litológicos, físicos e biológicos. Este método é comumente aplicado à descrição das rochas observadas, seja em afloramentos, testemunhos de sondagem ou nos ambientes modernos de sedimentação. Além de servir como arcabouço para estudos estratigráficos, também provém informações necessárias para reconstruções paleogeográficas, paleoambientais e para o reconhecimento e definição das superfícies estratigráficas visando o reconhecimento das sequências deposicionais (Catuneanu, 2006; Della Fávera, 2001; Posamentier & Allen, 1999).

Neste trabalho, foram descritas as fácies sedimentares de 6 poços com testemunhos de sondagem em escala 1:100, que somados os intervalos de cada poço totalizam cerca de 1.000m de empilhamento sedimentar, bem como 7 afloramentos em escala 1:50 que totalizam cerca de 200m de exposição sedimentar (Figura 6). A fácies sedimentar é a unidade fundamental de observação para a realização da análise faciológica. Della Fávera (2001) a define como um conjunto de feições que caracteriza uma rocha sedimentar ou conjunto de rochas (*bedset*), sejam eles a cor, granulação, estruturas internas, geometria deposicional, espessura, fósseis ou paleocorrentes. Para a individualização e descrição das fácies sedimentares deste trabalho, foram realizadas, em suas devidas escalas de observação, anotações a partir da litologia, das estruturas sedimentares, do tamanho do grão, do tipo de acamamento, do conteúdo de lama, do grau de bioturbação e do padrão de empilhamento dos estratos (James & Dalrymple, 2010).

A partir da individualização das fácies sedimentares, ocorreu a etapa de combiná-las em associação de fácies, com o propósito de deduzir o ambiente deposicional (Figura 7). Esta etapa se fez necessária para uma interpretação segura dos paleoambientes deposicionais, pois uma mesma fácies sedimentar pode estar contida em diferentes associações, e assim, em diferentes ambientes deposicionais (Della Fávera, 2001).

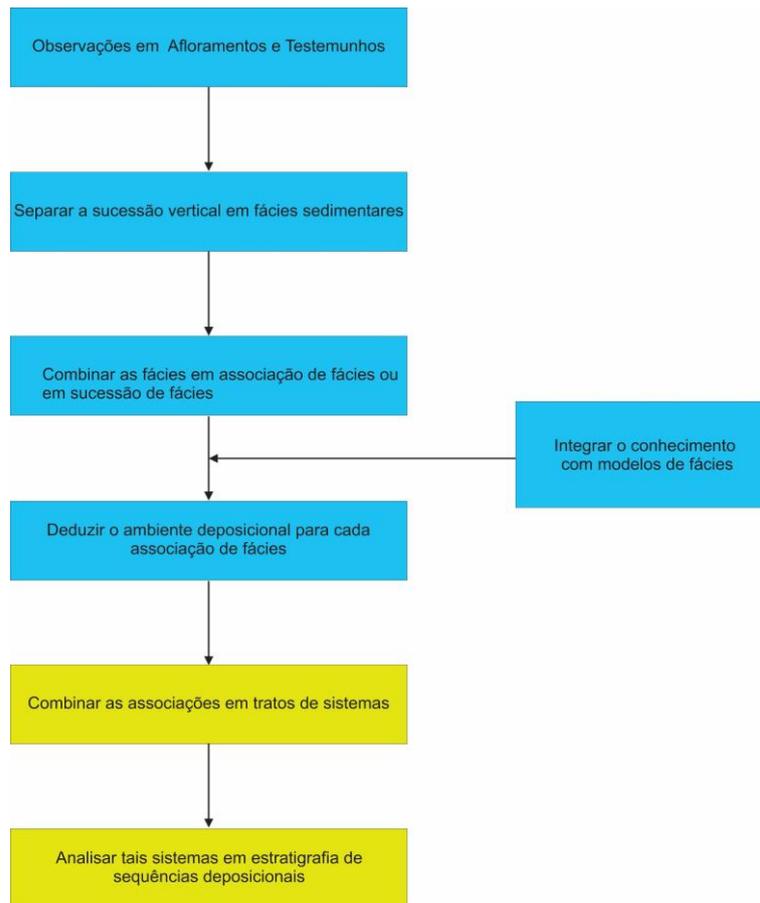


Figura 7 – Etapas realizadas para a confecção da análise faciológica, visando interpretar os paleoambientes deposicionais (boxes azuis). Os boxes amarelos são etapas que visam a construção de um modelo estratigráfico, etapas a serem discutidas no próximo tópico deste capítulo. Modificado de James & Dalrymple (2010).

O sistema deposicional é produto da sedimentação de um conjunto de ambientes deposicionais particulares, e portanto, inclui a assembleia tridimensional dos estratos, cujo os aspectos de geometria e das fácies sedimentares levaram a interpretação desses paleoambientes deposicionais (Catuneanu *et al.*, 2009). O sistema deposicional, então, é composto por rochas contemporâneas e geneticamente ligadas por processos inferidos (antigos), ou ativos (modernos). Estes sistemas podem ser divididos em três grandes grupos: Continentais; Costeiros e Marinhos profundos (Figura 8) (Society for Sedimentary Geology, 2016). Neste trabalho, será dada a ênfase ao Sistema Costeiro, que inclui diversos ambientes sedimentares, são eles: deltas (de maré, de onda e de rio); estuários (de maré e de rio); lagunas, baías e ilhas em barreira; planícies (fluviais, de deltas, ou de estuários) e plataformas marinhas rasas (Boyd *et al.*, 1992; James & Dalrymple, 2010; Steel *et al.*, 2013).

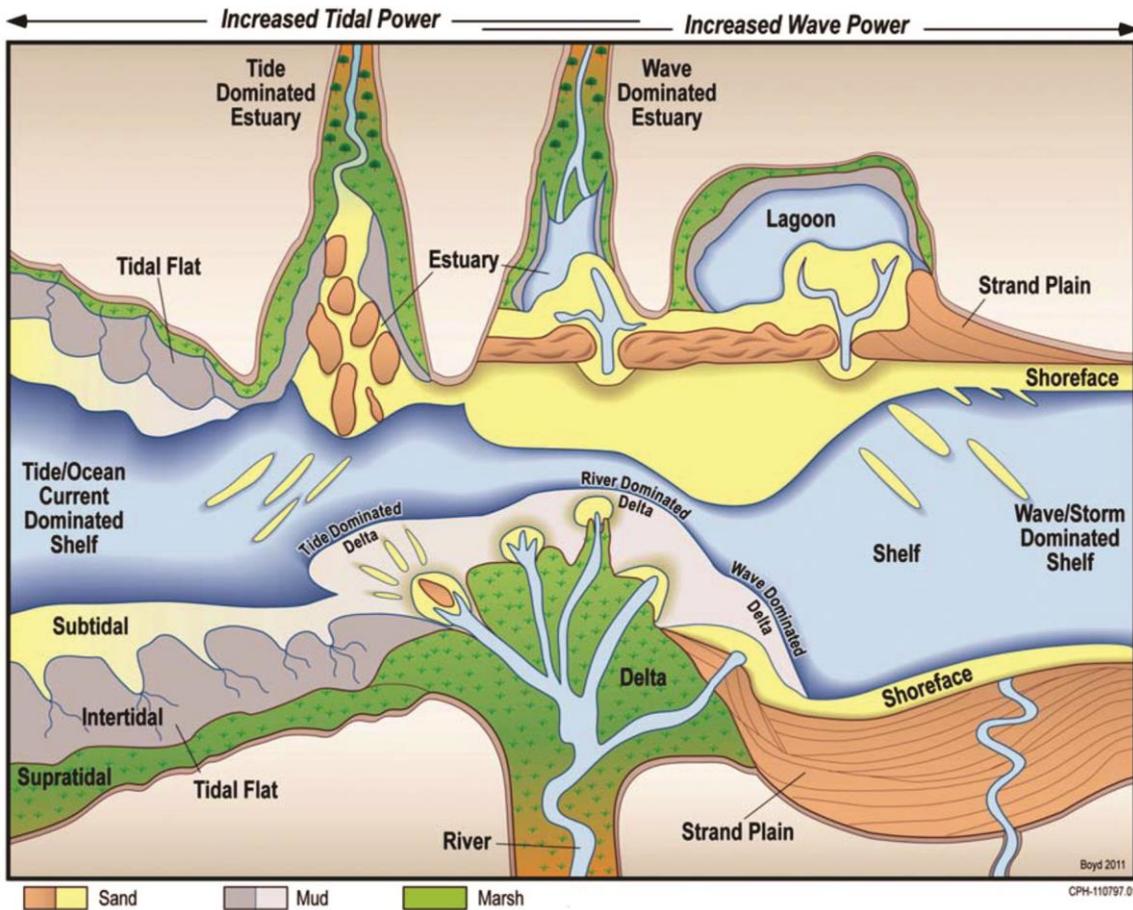


Figura 8 – Representação esquemática, fora de escala, da diversidade de ambientes sedimentares dentro o Sistema Depositional Costeiro. A classificação de cada ambiente é baseada na razão da ação de ondas pela ação de marés na porção superior da imagem, quando em uma costa transgressiva. Quando a situação é de uma costa progradante, há uma competição entre os processos fluviais, de maré e de ondas, como na porção inferior da imagem. Retirado de Steel et al. (2013) a partir de Boyd et al. (1992).

Em uma visualização em perfil, a exemplo, os depósitos de praia se organizam de acordo a Figura 9 abaixo.

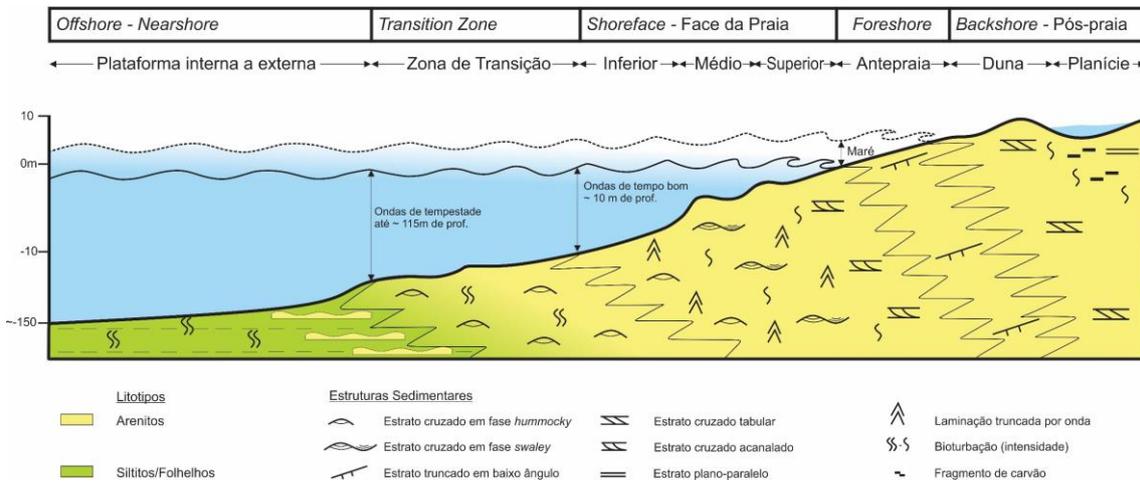


Figura 9 – Perfil esquemático, com escala vertical exagerada, da planície costeira à plataforma de uma costa dominada por ondas de tempestade. Estão esquematizados os ambientes sedimentares e alguns elementos morfológicos a partir de (Della Fávera, 2001; James & Dalrymple 2010).

4.2. Análise Estratigráfica

A estratigrafia é a ciência que estuda as relações físicas, temporais e espaciais dos estratos rochosos, desenvolvida a partir das primeiras décadas do século XVII, sendo subdividida, primeiramente, na Litoestratigrafia, Bioestratigrafia e a Cronoestratigrafia (Berry, 1987; Della Fávera, 2001). Neste trabalho, a análise estratigráfica é aplicada a partir da Estratigrafia de Sequências, que é baseada no empilhamento dos estratos (Catuneanu *et al.*, 2009). Esta disciplina apoia-se em outras disciplinas estratigráficas para a correlação de superfícies e tratos de sistemas a fim de estimar com precisão o tempo ocorrido para a deposição de suas sequências (Vail & Sangree, 1977; Vail *et al.*, 1987; Catuneanu *et al.*, 2009). Essa é definida como o estudo das relações espaciais, ambientais e temporais das unidades estratais, que são desenvolvidas como resposta às variações de suprimento de sedimentos e ao espaço de acomodação. De modo geral, o suprimento de sedimentos é reflexo do clima e o espaço de acomodação é controlado pela eustasia e pela tectônica (Fernandes & Carvalho, 2007; Catuneanu, 2006; Posamentier & Allen, 1999). O conjunto destes fatores resulta na movimentação da linha de costa, ora avançando em direção ao continente (transgressão), ora recuando em direção à bacia (regressão). Em reflexo à movimentação da linha de costa, o empilhamento das fácies sedimentares terá padrão progradacional (recoo ao mar), ou retrogradacional (avanço ao continente), ou agradacional (linha de costa estática) (Figura 10).

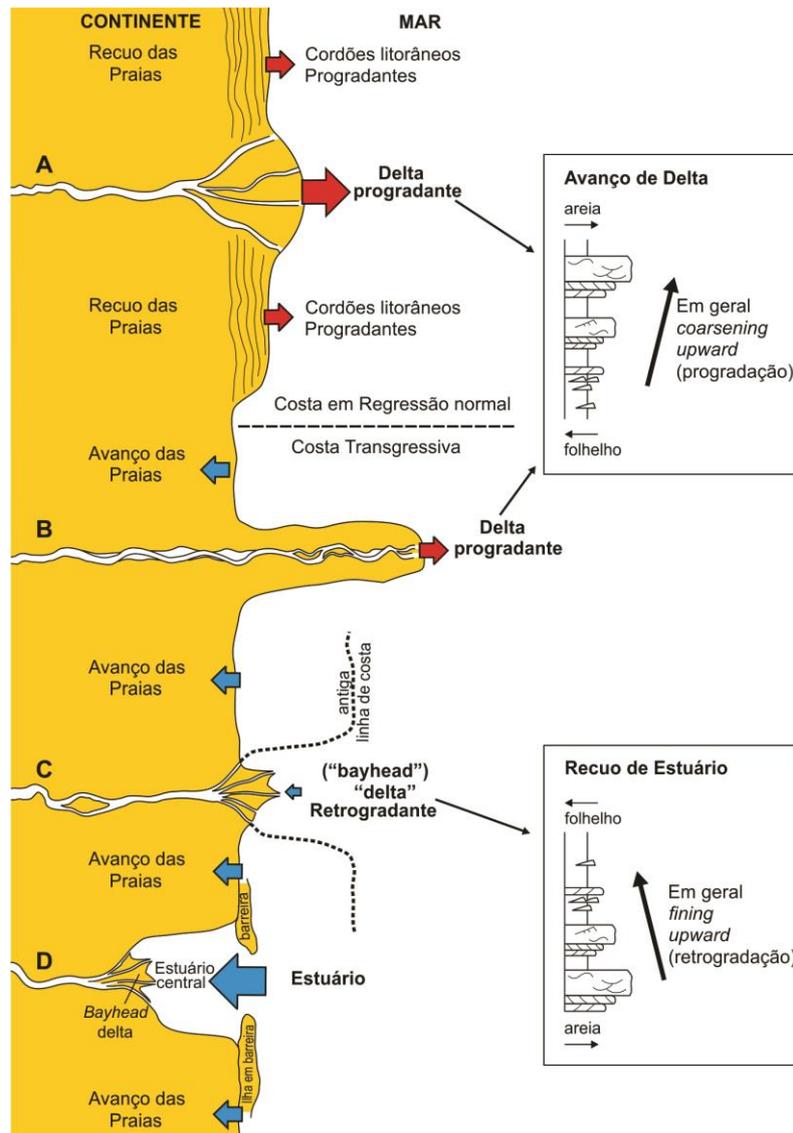


Figura 10 – Desenho esquemático modificado de Catuneanu (2006), fora de escala, mostrando os empilhamentos possíveis associados às movimentações da linha de costa em contexto do sistema costeiro. O padrão de empilhamento das fácies, ora progradação, ora retrogradação é reflexo da taxa de sedimentação (aporte sedimentar+espaço de acomodação+energia do agente de transporte) versus a taxa de subida ou descida do nível do mar (eustasia+tectônica). A-Delta em regressão normal; B-Delta em contexto transgressivo. Os termos estuário e delta são baseados em critérios estratigráficos (empilhamentos retrogradacional e progradação, respectivamente) independentes do mecanismo de transporte de sedimentos (rios, marés ou ondas); C-Estuário em desenvolvimento, ou "bayhead delta" de contexto transgressivo; D-Estuário completamente desenvolvido.

As unidades estratigráficas são compostas pelas sequências deposicionais, que são definidas como sucessões de rochas limitadas no topo e na base por discordância ou concordância relativa, e pelos tratos de sistemas deposicionais. Por sua vez, sequências e tratos de sistemas são conectados por superfícies-chave da estratigrafia (Figura 11), que uma vez reconhecidas, revelam eventos específicos na história deposicional da bacia (Brown & Fischer, 1977; Mitchum, Vail & Thompson, 1977).

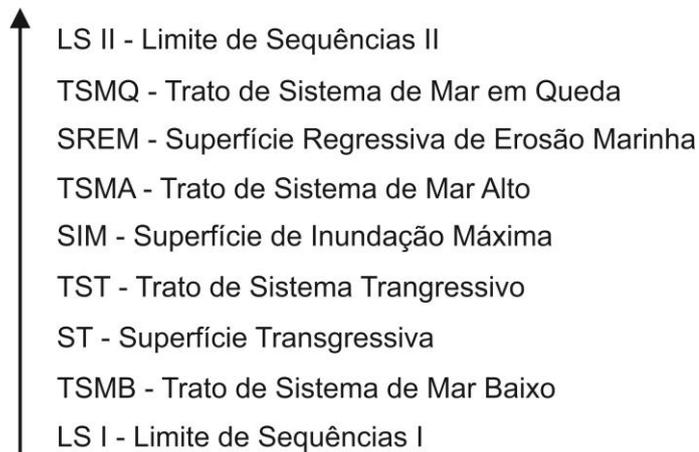


Figura 11 – Hierarquia das superfícies estratigráficas e empilhamento dos tratos de sistemas.

As superfícies-chave utilizadas neste trabalho são: i) limites de seqüências (LS) i.e., discordância subaérea, subaquosa ou sua concordância relativa; ii) superfície de inundação máxima (SIM); iii) superfície transgressiva (ST) ou de ravinamento (maré, ou marinho) e a superfície regressiva de erosão marinha (SREM). A partir destas superfícies são separados os seguintes tratos de sistemas: i) trato de sistema de mar alto (TSMA); ii) trato de sistemas de mar em queda (TSMQ); iii) trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de mar baixo (TSMB). Em um ciclo completo de subida e rebaixamento do nível relativo do mar, observa-se a arquitetura do empilhamento de tratos de sistemas e das superfícies estratigráficas de acordo com a Figura 12 abaixo.

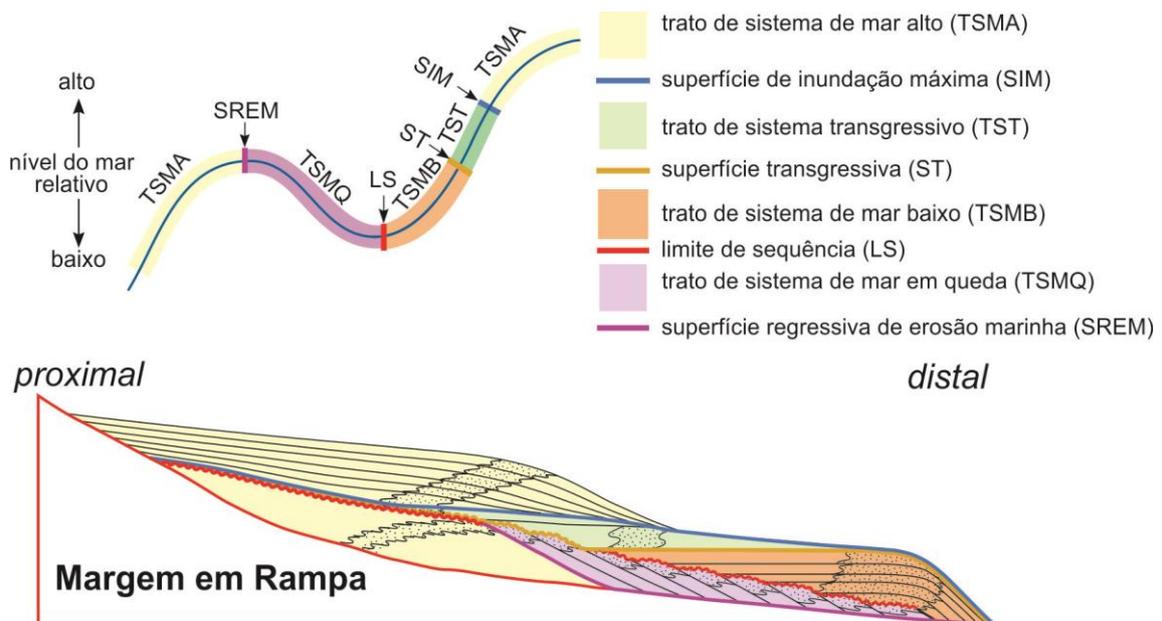


Figura 12 – Modelo esquemático da arquitetura do empilhamento de um ciclo completo de subida e rebaixamento do nível relativo do mar em uma bacia do tipo rampa, em uma seção ao longo do caimento das camadas. Modificado a partir de Morad et al. (2013).

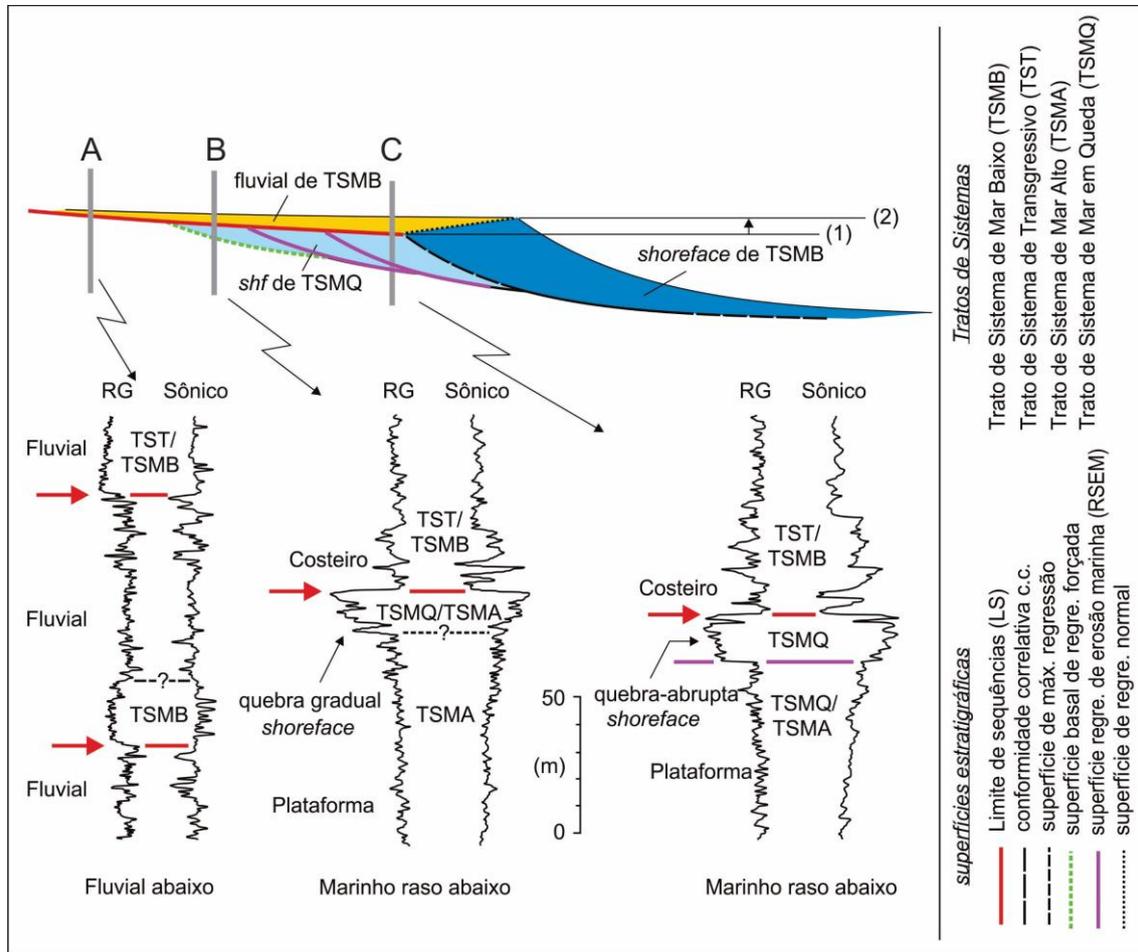
4.3. Análise de Perfil de Raios Gama

O perfil de raios gama (RG) foi adotado para a identificação litológica, quando não se teve acesso aos testemunhos, ou a afloramento, ou as amostras de calha (Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2006). Este perfil mede a radioatividade natural das rochas a partir do decaimento dos isótopos radiogênicos dos elementos K, U e Th. De modo geral, altos valores de radioatividade indicam os folhelhos/siltitos, ao passo que, os baixos valores indicam os arenitos. Sabendo-se que a ocorrência de arcóseos, litologias ricas em matéria orgânica (ex. fragmentos de carvão), ou mesmo de origem aloquímica, dentre outros casos fogem a essa regra. Sendo assim, deflexões dos perfis de raios gamas para a esquerda e direita são interpretadas como camadas ricas em areia e em lama, respectivamente. A análise estratigráfica foi baseada no reconhecimento das superfícies estratigráficas, que, de forma global, apresentam boa resposta em perfil (RG).

A discordância (Sloss, 1963) é um hiato deposicional formado a partir da erosão fluvial (*bypass*), pedogênese, degradação pelo vento, dissolução ou carstificação. Tal superfície se forma em diversas situações, a exemplo durante uma regressão normal/forçada, ou durante uma transgressão acompanhada da erosão costeira (Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2009, 2011). Esta superfície identificada no perfil de raios gama, em geral, é marcada por uma deflexão à esquerda (valor de contagem baixo). A deflexão, quando abrupta, está relacionada à uma regressão forçada, e quando gradual, à uma regressão normal (Figura 13). A superfície transgressiva é formada a partir do ravinamento por ondas ou pela ação de marés durante a transgressão em ambientes deposicionais costeiros a marinhos rasos (Swift, 1975; Nummedal & Swift, 1987; Posamentier & Allen, 1993). Em perfil de raios gama, de modo geral, é marcada por um valor de contagem alto, muitas vezes sutil (Young, 2006). A superfície de inundação máxima (Posamentier *et al.*, 1988, Van Wagoner *et al.*, 1988; Galloway, 1989) é a superfície que marca a mudança no padrão de empilhamento dos estratos, de retrogradacional a progradacional. Em perfil de raios gama é marcada, em geral, pelo valor de maior contagem dentro a sequência (Catuneanu, 2006). A superfície regressiva de erosão marinha (Plint, 1988) é reflexo do rebaixamento do nível de base. Formada a partir do escavamento pela ação das ondas em resposta à uma regressão forçada em sistemas marinhos-raso dominados por ondas, essa superfície marca tal rebaixamento, por sua vez, tem um intervalo fortemente diacrônico, sendo após erodida pelo LS (Figura 13). Em perfil de raios gama, é marcada por baixo valor de contagem e

uma deflexão abrupta para a esquerda (Plint, 1988; Posamentier & Alen, 1997; Catuneanu, 2006).

Figura 13 – Comportamento do LS em perfis elétricos. Notar que a discordância pode truncar depósitos de shoreface de quebra gradual (regressão normal), como de quebra abrupta (regressão forçada). Modificado de



Catuneanu (2006).

Os possíveis ambientes/sistemas deposicionais interpretados, a partir do formato da curva *log* de perfil RG, seguem o princípio de que o padrão da curva é diretamente relacionado à granulometria do empilhamento sedimentar. Nesta etapa, foram associadas as curvas do perfil RG com os ambientes reconhecidos em afloramentos e testemunhos. Existem cinco padrões principais de formatos de curvas *log* (Walker & James, 1992) utilizados para a interpretação paleoambiental (Tabela 5).

Tabela 5 – Curvas Log idealizados para a análise paleoambiental e de empilhamento de estratos, tendo em vista que, a curva log sem outro tipo de dado não é decisiva para a diagnose de ambientes sedimentares, portanto foram

utilizados os ambientes/sistemas deposicionais reconhecidos em afloramentos e testemunhos de sondagem para balizar a análise. Modificado de Walker & James (1992).

Formato da Curva Log	Em caixa	Em funil	Em Sino	Simétrico	Serrilhado
Empilhamento /Padrão Raio Gama	Agradacional	Progradacional	Retrogradacional	Pro&Retrogradacional	Agradacional
Características	Contatos abruptos na base e no topo	Abrupto no topo/ <i>coarsening upward</i>	Abrupto na base/ <i>fining upward</i>	Topo e Base arredondadas	Irregular/ picos altos valores no RG
Tamanho dos grãos	~Constante	Aumenta para cima	Diminui para cima	Areia limpa e Areia suja	Interacamado-areia/folhelho
Ambiente Depositional	Desértico (dunas eólicas); Fluvial (Canais); Preenchimento de vale inciso; Estuários, ou deltas progradantes.	Frente Deltaica; <i>Crevasse Splays</i> ; <i>Shoreface</i> .	Barras fluviais, ou estuarinas; distributários estuarinos.	Barras de <i>offshore</i> ; Areias transgressivas - Plataforma; Planícies dominadas por maré.	Planícies fluviais de inundação; Planícies de maré preenchimento de vale inciso.

5. ANÁLISE FACIOLÓGICA

A Formação Poti é composta por depósitos costeiros. Nesta dissertação, é documentada a partir de uma variedade de rochas marinhas rasas, estuarinas, deltaicas e aluviais. A passagem da Fm. Longá, unidade litoestratigráfica inferior, para a Fm. Poti pode ser transicional, em contexto bacial distal, ou abrupta, quando em contexto proximal, na qual arenitos de *shoreface* da Formação Poti sobrepõem-se, erosivamente, a lutitos de *offshore* da Formação Longá. Assim, os depósitos sedimentares basais da Formação Poti são basicamente arenitos marinho-rasos. A sucessão das fácies sedimentares em sentido à unidade litoestratigráfica superior, Formação Piauí, por sua vez, demonstra que a maior parte da sedimentação da Formação Poti está relacionada a sistemas estuarinos/deltaicos dominados por maré, com arenitos e heterolitos de deposição controlada pela combinação de processos marinhos – correntes de maré e ondas – e processos fluviais. As associações de fácies sedimentares estuarinas/deltaicas dominadas por maré indicam que o registro sedimentar que ficou preservado é relacionado à deposição em ambientes de inframaré, planície de maré e canais flúvio-estuarinos. No topo da Formação Poti, encontram-se, além de rochas estuarinas, fácies de sistema aluvial a estuarinas/deltaicas de planície e canais flúvio-estuarinos, com predominância de depósitos proximais, costeiros a continentais. Ocorrem também corpos arenosos, com geometria de lobos sigmoidais, que podem ser atribuídos a sistemas aluviais com domínio de corrente fluvial de fluxo homopical. O contato com a Formação Piauí é discordante e os depósitos de sistema desértico - arenitos de rios temporários (*wadis*), dunas eólicas e lagos efêmeros – representam a mudança no domínio de sedimentação marinha rasa a costeira, da Formação Poti, para a sedimentação continental

da porção basal da Formação Piauí. Os ambientes deposicionais interpretados vão de *offshore* a fluvial e são documentados em dez associações de fácies. Os atributos físicos das associações de fácies sedimentares interpretadas para a Formação Poti e para as unidades limítrofes inferior, Formação Longá, e superior, Formação Piauí, são apresentados na Tabela 6 e descritos a seguir.

Tabela 6 – Fácies sedimentares, empilhamento de fácies, Associação de Fácies - AF- e Interpretação do Paleambiente Depositional (Subambiente, Ambiente e Sistema deposicional) das Fácies documentadas da Formação Poti e das unidades limítrofes. A relação das abreviações utilizadas nessa tabela se encontra na porção inferior da mesma.

Fácies Sedimentares Litotipos e Estruturas	Empilhamento	AF	Interpretação do Paleambiente Depositional		
			Subambiente	Ambiente	Sistema
arenito f a m com ec de médio a grande porte	CGCA	AF1	shoreface superior	shoreface	depósitos marinhos rasos
arenito mf a m, SCS, ecba (?), flaser			shoreface médio		
arenito mf a f, gradação normal, HCS, lto, bioturbação mod.			shoreface inferior		
folhelho preto a cinza, intercalações de arenito mf, wavy, bioturbação rara a intensa; nódulos piritosos.	agradacional	AF2	lamas plataformais	offshore	
arenito mf, HCS	CGCA		cap		
arenito mf a m; ecs pequeno a grande porte; flaser; bioturbação mod. a intensa (skolithos no topo)	CGCA	AF3	barra arenosa de maré	barra de maré	depósitos estuarinos/deltaicos dominados por maré
folhelho, intercalações de arenito mf, linsen a wavy, climbing ripples, lto, bioturbação mod., níveis piritosos			pró-delta		
folhelho, intercalações de arenito mf, linsen a wavy, ripples, bioturbação mod.	CGDA	AF4	intermaré lamoso	planície de maré	
arenito mf a f, lc e ect, wavy a flaser, bioturbação rara a mod., níveis piritosos			intermaré arenoso		
arenito mf a m, ec, de pequeno a grande porte, tabular, acanalada e sigmoidal. climbing ripples, flaser	CGCA	AF5	barra de canal	canais flúvio-estuarinos	
conglomerado/brecha arenoso com clastos angulosos de lamito e lamito arenoso			fundo de canal		
arenito f a m, ripples, flaser, bioturbação rara	CGCA	AF6	frente deltaica	delta de maré em ambiente protegido	
lamito e arenito mf, intercalações cíclicas de lâminas mm a cm, linsen, ripples, bioturbação rara			ritimito cíclico de maré		
arenito f a m, ecs de grande porte	CGCA	AF7	porção proximal	lobos sigmoidais	depósitos aluviais
folhelho, intercalações de arenito mf, climbing ripples			porção distal		
arenito m a g, ec tabular	CGDA	AF8	barras arenosas	canais fluviais	
conglomerado com intra e extraclastos			fundo de canal		
arenito m a g, ec de grande porte, plano-paralela e ripples transladantes	agradacional	AF9	dunas eólicas	depósitos desérticos	
lamito vermelho, intercalações de arenito mf, climbing ripples	agradacional		lagos efêmeros		
arenito f a m, ec tabular de médio porte, localmente maciço, filmes argilosos	CGDA	AF10	barras arenosas		wadis
arenito mf a f com clastos de lamito, níveis granulosos			fundo de canal		
lamito cinza claro esverdeado, vermelho, gretas de contração	agradacional		planície lamosa		
arenito mf, climbing ripples	agradacional		leques de arrombamento		

Abreviações: mf: muito fino, f: fino, m: médio, g: grosso; ec: estratificação cruzada, ecba: estratificação cruzada de baixo ângulo, ecs: estratificação cruzada sigmoidal, lto: laminação truncada por onda, SCS: estratificação cruzada swaley, HCS: estratificação cruzada hummocky, flaser: acamamento flaser, wavy: acamamento ondulado, linsen: aumento lenticular; mod.: moderada; CGCA: ciclos de granocrescência ascendente; CGDA: ciclos de granodecrescência ascendente; AF: Associação de Fácies; cap: cristas de areia de plataforma (barras de plataforma).

5.1. Depósitos de Sistemas Marinhos Rasos

As sucessões sedimentares dos sistemas marinhos rasos têm espessuras variando entre 5 a 40m, quando amalgamados. Essas são dispostas em ciclos de granocrescência ascendente e espessamento em sentido ao topo, ou em ciclos agradacionais, com seus maiores depósitos relacionados a porção basal da Formação Poti. Foram interpretadas duas associações de fácies para essas rochas: Associação de Fácies 1 (AF1) – *shoreface* – e Associação de Fácies 2 (AF2) – *offshore*. As fácies marinhas rasas mais comuns na Fm. Poti estão relacionadas à AF1.

5.1.1. Associação de Fácies 1: *shoreface*

Descrição

A AF1 tem é composta por arenitos muito finos a finos e lamitos intercalados (heterolitos). As camadas arenosas com estratificações cruzadas diversas de pequeno a grande porte e as camadas mais argilosas com distintos graus de bioturbação. Tem espessuras que variam entre 5 a 40m, quando corpos de *shoreface* se encontram amalgamados. As sucessões das fácies se organizam em ciclos de granocrescência ascendente e espessamento das camadas para o topo (Figura 14). Assim, as porções inferiores de cada ciclo são arenitos muito finos intercalados com lamitos, em acamamento lenticular a ondulado, ora com estratificações cruzadas *hummocky* e gradação normal, ora com laminações truncadas por ondas ou *microhummockys* (Figura 15), bioturbação moderada, e horizontes piritosos ou conglomeráticos de areia grossa a grânulo. As porções superiores das sucessões são arenitos finos a médios, com raras intercalações argilosas, em acamamento *flaser*, estratificações cruzadas *swaley* e de baixo ângulo, níveis ricos em intraclastos lamosos angulosos de tamanho até seixo, e *gutter casts*. Ocasionalmente, os ciclos se encerram com arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas de médio a grande porte e níveis conglomeráticos de até 20 cm com intraclastos lamosos, arredondados, de tamanho seixo.

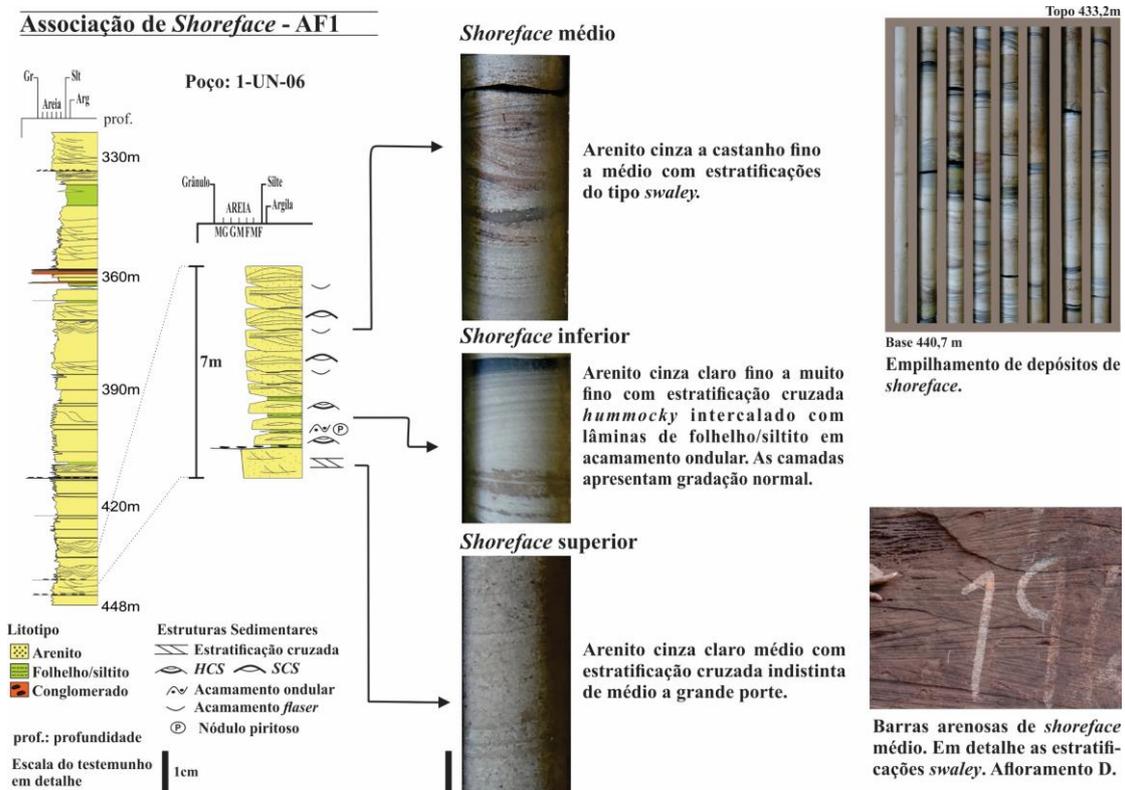


Figura 14 – Associação de fácies de shoreface – AF1. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-06-PI, vide mapa de localização (Figura 6).



Figura 15 – Fotografia de afloramento da AF1 – Associação de fácies de shoreface, localizado no afloramento B, vide mapa de localização (Figura 6). Arenitos muito finos com estratificações cruzadas hummocky/microhummockys intercalados com folhelhos/siltitos arroxeados em acamamento lenticular a ondular. Ocorrem níveis ricos em gretas de sinere ao topo da fotografia.

Interpretação

Os arenitos com *HCS* e intercalações lamosas foram interpretados como correspondentes à deposição em *shoreface* inferior/zona de transição, sob ação de ondas de tempestades, com combinação de fluxos oscilatórios e fluxos de corrente, formando os *HCS*. A fácies *shoreface* inferior/zona de transição passa gradativamente para arenitos com *SCS*, que são produtos de sedimentação em *shoreface* médio, também em condições de tempestades, sob ação de fluxos oscilatórios combinados a correntes marinhas unidirecionais (Dumas & Arnott, 2006). Os arenitos com estratificações cruzadas indistintas (tabular, acanalada) foram atribuídos a ambientes de *shoreface* superior, em que ocorrem, além de outros processos, correntes de retorno e correntes litorâneas com fluxo paralelo à costa. No geral, os níveis conglomeráticos ricos em intraclastos lamosos ocorrem na base das estruturas *HCS* e *SCS* e denotam a ação erosiva dos fluxos combinados de tempestade, com retirada e redeposição de fragmentos argilosos oriundos de deposição em ambientes calmos nos períodos de tempo bom (Clifton, 2006). Tais níveis, podem representar superfícies transgressivas devido ao ravinamento pela ação de ondas, ou superfícies de regressão erosiva marinha devido a regressões forçadas, ou limites de sequências.

5.1.2. Associação de Fácies 2: *offshore*

A AF2 foi reconhecida, na Fm. Poti, apenas no testemunho do poço 1-UN-19-PI (Figura 16). Nos afloramentos E e F, esta fácies representa o topo da Fm. Longá, que está em contato erosivo com arenitos de *shoreface* da Fm. Poti.

Descrição

A AF2 é composta por folhelhos e siltitos cinzas a cinzas escuros (amarelados em afloramento), mais raramente pretos, tem espessuras que variam de 5 a 20m. Ocorre laminação plano-paralela à ondulada, bioturbação moderada a intensa do icnogênero *planolites sp.*, tornando a rocha homogeneizada, intercalados com lentes de arenito muito fino com laminações truncadas por onda e *HCS*, em acamamento lenticular a ondulado (Figura 17). As intercalações de arenitos têm espessuras centimétricas a decimétricas e se apresentam comumente em ciclos agradacionais. Ocorrem ciclos com granocrescência ascendente e espessamento para cima, sendo comum acamamento lenticular a ondulado na base, passando para *flaser* no topo, quando ocorrem os siltitos/folhelhos intercalados às lentes arenosas. Dobras convolutas ocorrem raramente, nas fácies lamosas/heterolíticas.

Associação de *Offshore* - AF2

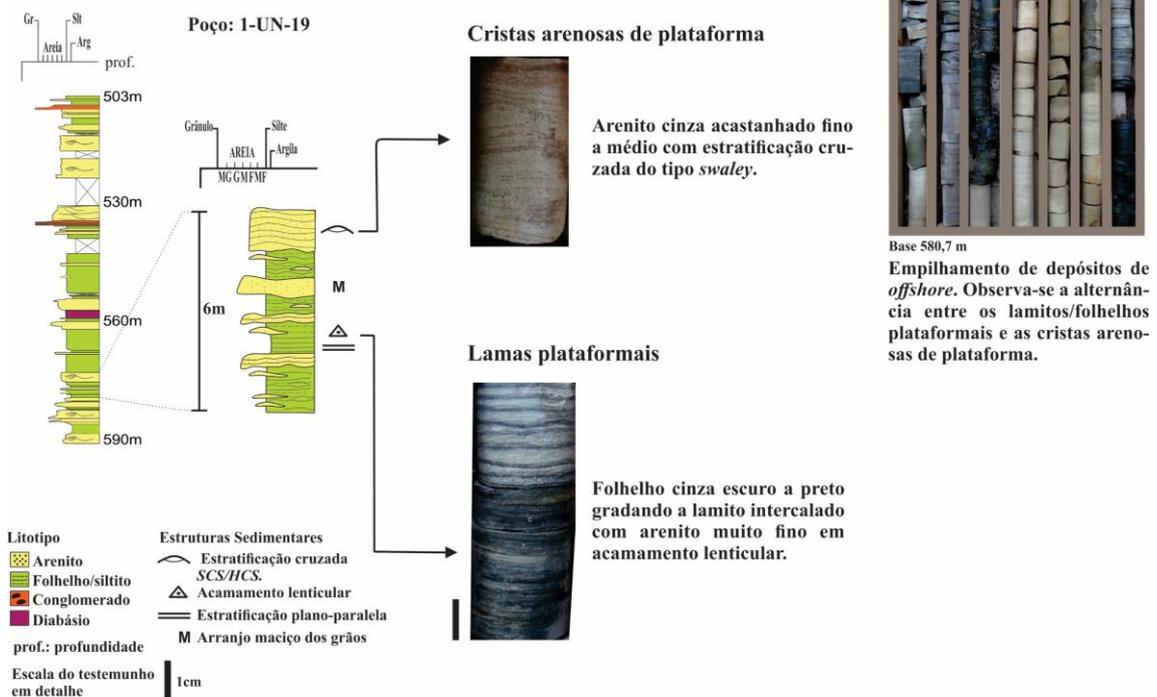


Figura 16 – Associação de fácies de *offshore* – AF2. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-19-PI, vide mapa de localização (Figura 6).



Figura 17 – Fotografia de afloramento da AF2 – Associação de fácies de offshore do afloramento E, vide mapa de localização (Figura 6). Heterolitos de arenitos muito finos lenticulares dentre folhelhos/siltitos arroxeados em estratificações plano-paralelas.

Interpretação

Os folhelhos e siltitos laminados foram interpretados como acumulações de *offshore*, e as intercalações arenosas, com *HCS*, como tendo sido geradas pelo avanço dos sedimentos de *shoreface* em momentos de tempestades. Essas intercalações arenosas indicam a ocorrência de cristas arenosas de plataforma (barras de plataforma), produtos de transporte e acumulação de areias em macroformas de leito em porção distal da plataforma devido à eventual ação de ondas de tempestades (Tillman, 1999, *apud* Young & Borghi, 2006).

5.2. Depósitos de Sistemas Estuarinos/Deltaicos Dominados por Maré

A sobreposição de depósitos de diferentes ambientes de sistemas estuarinos/deltaicos dominados por maré predomina no empilhamento sedimentar da Formação Poti, podendo alcançar, em testemunhos, até 90m de espessura. Nos afloramentos, tais depósitos foram encontrados em seções interrompidas por regolitos e suas espessuras podem ter sido subestimadas entre 7 e 15m. Eles ocorrem intercalados com arenitos e lamitos de *shoreface* e de lobos sigmoidais. As associações de fácies desses sistemas são relacionadas a ambientes de barras de maré (AF3), planícies de maré

(AF4), canais flúvio-estuarinos (AF5) e delta de maré em ambiente protegido da ação de ondas (AF6).

5.2.1. Associação de Fácies 3: barras de maré

Descrição

A AF3 é representada por ciclos sedimentares decimétricos a métricos, em que, na base, se encontram lamitos com intercalações de arenitos muito finos, em acamamento lenticular a ondulado, comumente com *ripples*, *climbing ripples* e estratificações cruzadas de pequeno porte (Figura 18). Esses heterolitos são, no geral, moderado a intensamente bioturbados, mas há rochas pouco ou não bioturbadas, com o acamamento laminado bem preservado. Há, ainda, menos frequente, laminações truncadas por onda e estratificações cruzadas *hummocky*, com gradação normal. Outra feição que ocorre nos níveis basais são dobras convolutas, e níveis ricos em fragmentos milimétricos a centimétricos de carvão são comuns. A porção superior dos ciclos é constituída por arenitos com estratificações cruzadas sigmoidais, *ripples*, *drapes* de argila, *mud couplets* e acamamento *flaser*, com bioturbação moderada a intensa predominantemente da icnofácies *skolithos* (Figura 19). Os ciclos apresentam granocrescência ascendente.

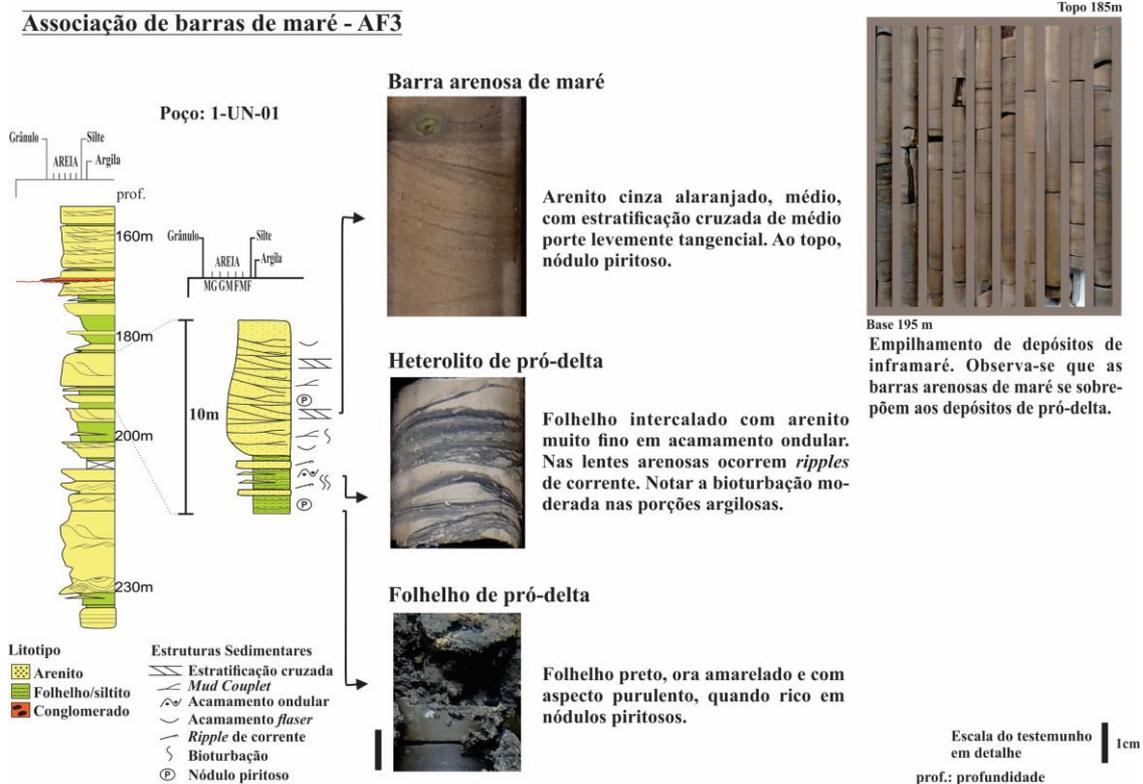


Figura 18 – Associação de fácies de barras de maré – AF3. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-01-PI, vide mapa de localização (Figura 6).



Figura 19 – Fotografia de afloramento da AF3 – Associação de fácies de barras de maré do afloramento A, vide mapa de localização (Figura 6). No quadrante médio inferior, arenitos médios a finos com estratificações cruzadas sigmoidais em acamamento flaser (tidal bundles) de grande porte de cristas de barras de maré. Ocorrem ao topo desta crista bioturbações (skolithos).

Interpretação

Tais fácies e seu empilhamento foram interpretados como barras de maré (Maguregui & Tyler, 1991; Della Fávera, 2001). A ocorrência eventual de laminações truncadas por ondas e HCS, na porção inferior de algumas dessas barras, indica a atuação secundária de ondas e ondas de tempestade na sedimentação estuarina/deltaica dominada por maré. As dobras convolutas representam escorregamentos das porções inferiores, lamosas, provavelmente gerados pela sobrecarga dos sedimentos arenosos sobrepostos.

5.2.2. Associação de Fácies 4: planícies de maré

Descrição

A AF4 tem espessuras, no geral, decimétricas, podendo alcançar dezenas de metros como no poço 1-UN-05-PI (Apêndice 13). Esta associação apresenta arenitos

muito finos a finos, cinzas escuros a cinzas claros e beges, com *ripples* e estratificações cruzadas de pequeno porte, de corrente, e em acamamento heterolítico ondulado a *flaser*, além de *drapes* argilosos e nódulos amarelo-esverdeados de pirita e bioturbação moderada a rara. Há também lamitos/folhelhos cinza escuro, esverdeado a preto, com laminação sub-horizontal a horizontal, por vezes com nódulos/intraclastos lamosos ou carbonosos e intercalados com arenitos muito finos, cinzas claros a beges, em acamamento lenticular e ondulado, além de níveis piritosos (Figura 20). Podem haver *ripples* de corrente nos níveis arenosos e bioturbação moderada (icnofácies *skolithos*), além de fragmentos de carvão. Tal associação ocorre de forma subordinada nos depósitos estuarinos/deltaicos dominados por maré e é diferenciada da AF3 por não apresentar estruturas sedimentares de fluxo oscilatório associadas.

Interpretação

A AF4 foi interpretada como depósitos de intermaré arenoso da planície de maré (Figura 20), devido às estruturas sedimentares típicas de maré e por ocorrerem sobre a AF3 ou recortados pela AF5 (Apêndice 1). Os lamitos correspondem ao intermaré lamoso da planície, ao passo que os arenitos ao intermaré arenoso. Quando essas fácies ocorrem sobre as barras arenosas de inframaré AF3, observa-se um padrão progradante do empilhamento sedimentar, em que a planície de maré avança sobre as barras de inframaré em direção ao mar com granocrescência ascendente e espessamento dos estratos. No empilhamento de uma sucessão regressiva de intermaré, quando sobreposto a canais flúvio-estuarinos AF5, ao contrário da maioria dos ambientes transicionais, gera-se uma sucessão de granodecrêscencia ascendente, quando sobreposto a um canal flúvio-estuarino. (James & Dalrymple, 2010; Della Fávera, 2001).

5.2.3. Associação de Fácies 5: canais flúvio-estuarinos

Descrição

A AF5 tem espessura entre 7 a 15m. Contém arenitos muito finos a médios, com estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e sigmoidais de médio a grande porte e acanaladas de pequeno porte, acamamento *flaser* e *climbing ripples*. Tais fácies se empilham em uma granodecrescência ascendente sutil (Figura 21). A base das sucessões é marcada por níveis conglomeráticos, com extraclastos e intraclastos de tamanho grânulo a seixo. É comum também a presença de conglomerados/brechas com intraclastos lamosos e angulosos e arenitos muitos grossos intraclásticos com estratificações cruzadas

tabulares. No topo das sucessões, há folhelhos cinzas esverdeados a avermelhados com laminações sub-horizontais a horizontais, localmente arenosos, com nível piritoso oxidado. Além disso, ocorrem folhelhos com gretas de ressecamento, intercalados com lentes milimétricas arenosas e bioturbados.

Associação de canais flúvio-estuarinos e planície de maré - AF5 & AF4

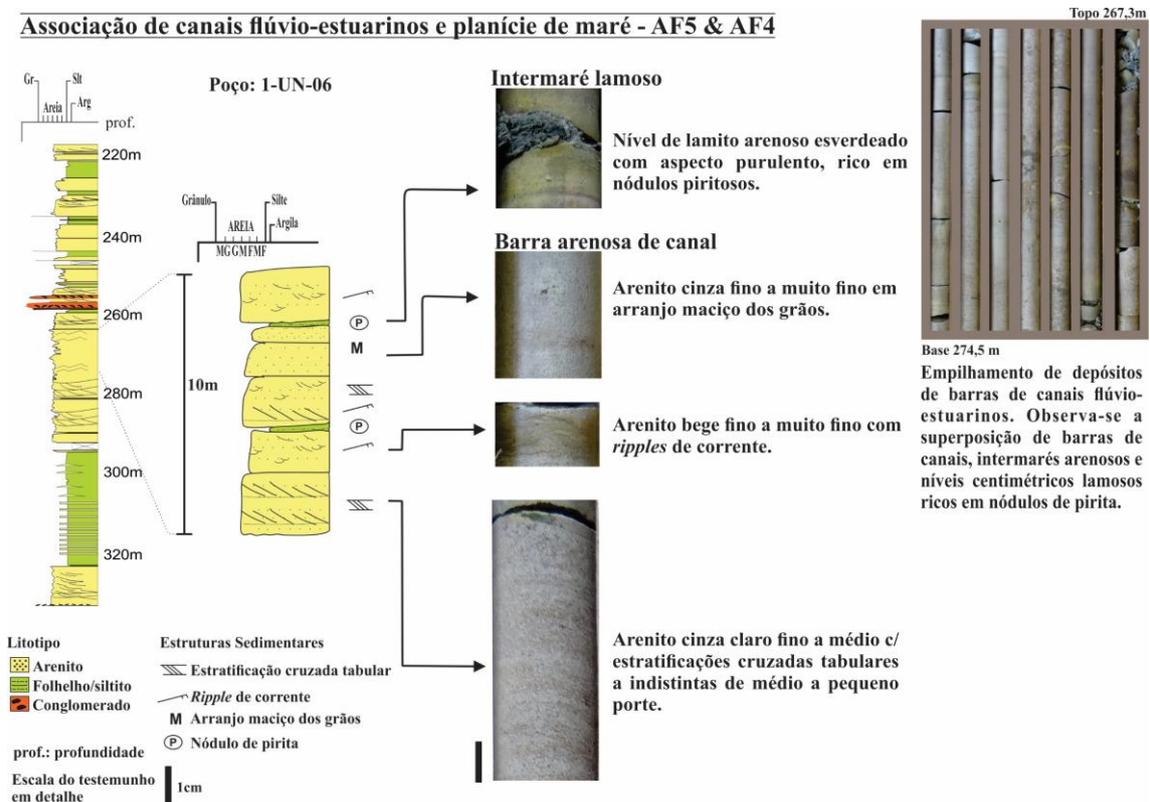


Figura 20 – Associação de fácies de planícies de maré e canais flúvio-estuarinos – AF4 & AF5. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-06-PI, vide mapa de localização (Figura 6).

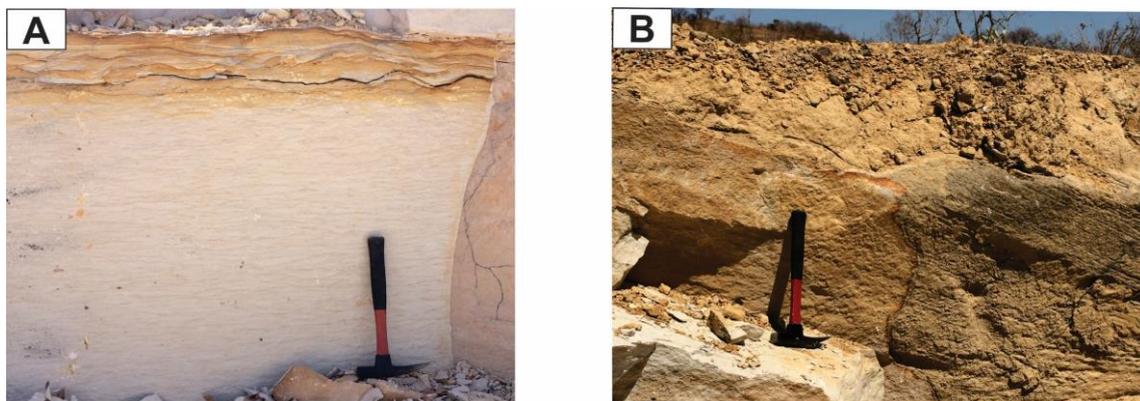


Figura 21 – Fotografia de afloramentos da AF5 – Associação de fácies de canais flúvio-estuarinos, do afloramento A, vide mapa de localização (Figura 6). A – Arenito muito fino com laminações acanaladas de corrente de pequeno porte e, na porção superior da foto, nível de arenito muito fino com climbing ripples em acamamento flaser; B – Arenito fino a médio com estratos cruzados sigmoidais de grande porte.

Interpretação

A AF5 foi interpretada como depósitos de canais flúvio-estuarinos, nos quais a ação de correntes fluviais foi o processo dominante na sedimentação, ficando as feições associadas a marés restritas à sedimentação mais fina correspondente à diminuição da ação fluvial e incremento da ação das marés no estuário. A base dos ciclos indica a avulsão fluvial na planície de maré, com retirada de sedimentos ainda não consolidados e acúmulo no fundo dos canais, além dos extraclastos trazidos pela ação dos rios. As camadas arenosas com estratificações cruzadas são barras de preenchimento. O topo das sucessões pode ser interpretado como uma fácies da planície de maré que recobre os depósitos arenosos com a migração lateral dos canais (Maguregui & Tyler, 1991; Della Fávera, 2001; James & Dalrymple, 2010).

5.2.4. Associação de Fácies 6: delta dominado por maré em ambiente protegido

Descrição

A AF6 tem cerca de 30m de espessura e foi reconhecida nos testemunhos dos poços 1-UN-6-PI e 1-UN-12-PI (Apêndices 14 e 15). É formada por intercalações milimétricas de argilitos cinzas com siltitos/arenitos muito finos cinzas claros a esbranquiçados. Essas intercalações formam um acamamento rítmico, o qual se inicia com um horizonte centimétrico a milimétrico argiloso cinza escuro a preto e piritoso (cor amarela-esverdada), que está em contato abrupto com a fácies sotoposta. A sucessão continua para cima com espessamento das lâminas, as quais passam a centimétricas e mantêm a ciclicidade. Esta fácies apresenta intercalações de arenito fino em acamamento lenticular, por vezes com *ripples* de corrente e bioturbação vertical a subvertical. O topo contém a fácies arenito fino a médio, cinza claro a bege, com microcruzadas e acamamento *flaser* que se encerra com uma lâmina de folhelho cinza escuro a preto em contato abrupto com a fácies sobreposta. Manchas com cimento piritoso são comuns ao longo da sucessão. Esse empilhamento forma um ciclo de granocrescência ascendente e espessamento das camadas para cima (Figura 22).

Associação de delta de maré em ambiente protegido - AF6

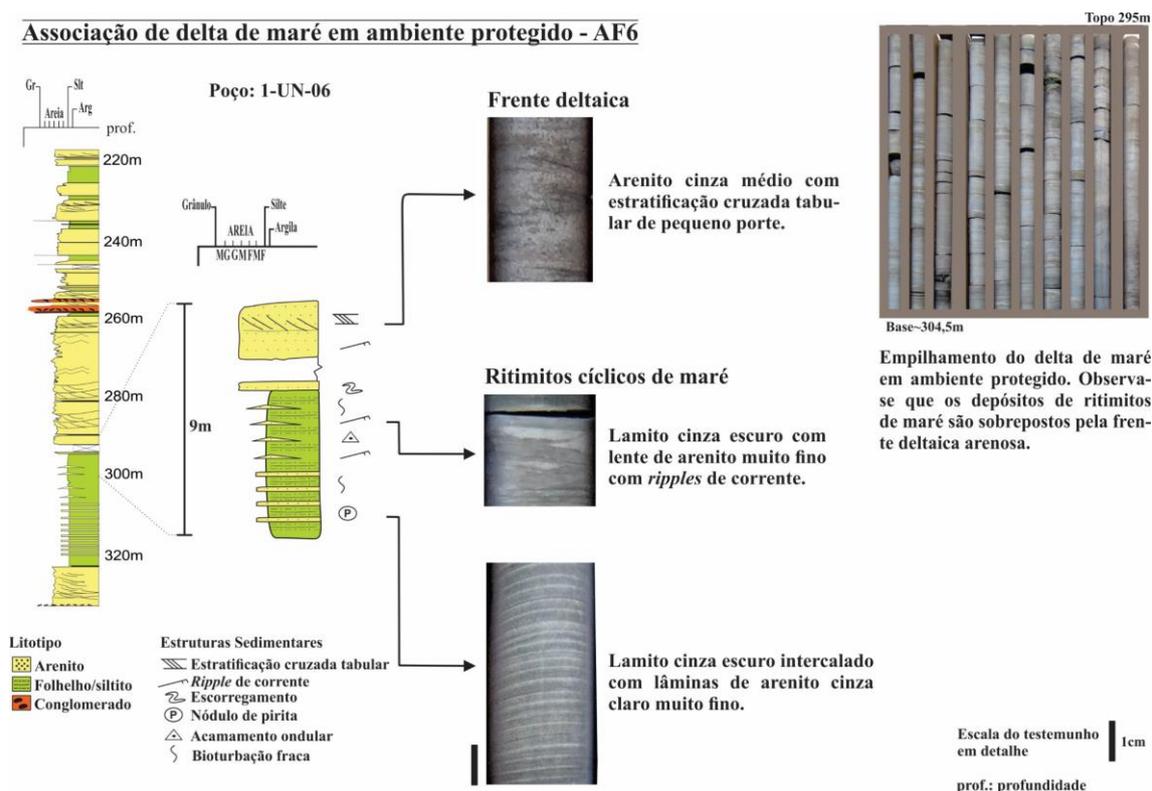


Figura 22 – Associação de fácies de delta de maré em ambiente protegido – AF6. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-06-PI, vide mapa de localização (Figura 6).

Interpretação

A AF6 é característica de depósitos cíclicos de maré. A manutenção da regularidade das lâminas sedimentares ocorre apenas em locais protegidos da ação de ondas. Um ambiente propício para isso é a parte mais interior do estuário ou em baías (próximo ao limite da ação da maré em sentido ao continente). Além disso, para que esses ritimitos se desenvolvam, o suprimento sedimentar deve ser alto para permitir pelo menos 1 mm de deposição a cada 12 horas. Isso ocorre, por exemplo, em ambientes de frente deltaica e pró-delta. Ademais, são necessárias fortes correntes de maré para suspender o sedimento que, posteriormente, irá decantar para formar os ritimitos cíclicos. Assim, a AF6 foi interpretada como um depósito deltaico, em ambiente estuarino protegido, com forte ação de correntes de maré e sem ação de ondas (James & Dalrymple, 2010).

5.3. Depósitos de Sistema Aluvial

A sucessão sedimentar de depósitos aluviais foi observada nos afloramentos C e D, onde apresenta espessuras de 5 a 15m. Em testemunho, foram observados depósitos de lobos sigmoidais aluviais episódicos e depósitos de canais fluviais no poço 1-UN-21-

PI (Apêndice). Este sistema foi subdividido em Associação de Fácies 7 (AF7) – lobos sigmoidais e Associação de Fácies 8 (AF8) – canais fluviais.

5.3.1. Associação de Fácies 7: lobos sigmoidais

Descrição

A AF7 é composta por intercalações de lamitos e arenitos muito finos com *climbing ripples* que passam gradativamente para arenitos finos a médios com *climbing ripples* que passam gradativamente para arenitos finos a médios com estratificações cruzadas sigmoidais de grande porte, *ripples* e estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, em direção ao topo de ciclos métricos. Dessa forma, a organização vertical da sucessão dessas fácies se dá em granocrescência ascendente. A sucessão dessas fácies sugere um empilhamento progradacional. As porções inferiores representam as partes distais da frente aluvial e as superiores, as partes proximais.

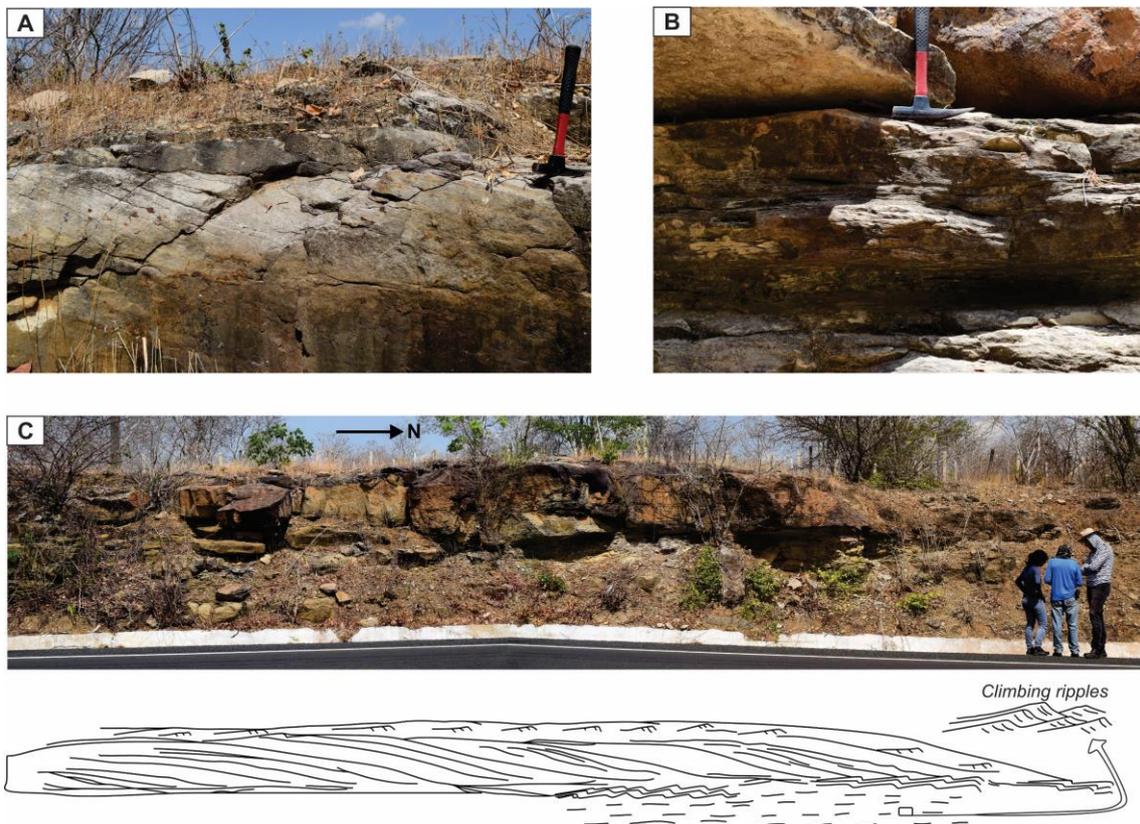


Figura 23 – Fotografias de afloramentos da AF7 – Associação de lobos sigmoidais aluviais, do afloramento C, vide mapa de localização (Figura 6). A – Arenitos finos a médios com estratos cruzados sigmoidais de grande porte; B – Arenitos muito finos com *climbing ripples* intercalados com Lamitos em acamamento flaser e ondular; C – Painel do Afloramento C, o qual se observa a geometria do lobo sigmoidal proximal sobreposto aos Heterolitos distais com *climbing ripples*. Abaixo, traçado do afloramento C, para localização vide mapa (Figura 3).

Interpretação

A AF7, conforme apresentado por Della Fávera (2001), pode corresponder, mais especificamente, a lobos sigmoidais (acrecções frontais, laterais, franjas deltaicas). Formados por fluxos de natureza homopical, os quais, submetem os sedimentos a suspensão mais tração, mecanismos formadores de *climbing ripples* e das cruzadas sigmoidais. Tais lobos são formados por sedimentação episódica (carga extrema de rios).

5.3.2. Associação de Fácies 8: canais fluviais

Descrição

A AF8 é composta por conglomerados grânulo a seixo esbranquiçados com cimento carbonático poiquilotópico, ora em gradação normal, que passam gradativamente para arenitos finos a grossos com estratificações cruzadas tabulares de médio a grande porte. Ocorrem, conjuntamente, raros lamitos cinza-esverdeados laminados, ora maciços.

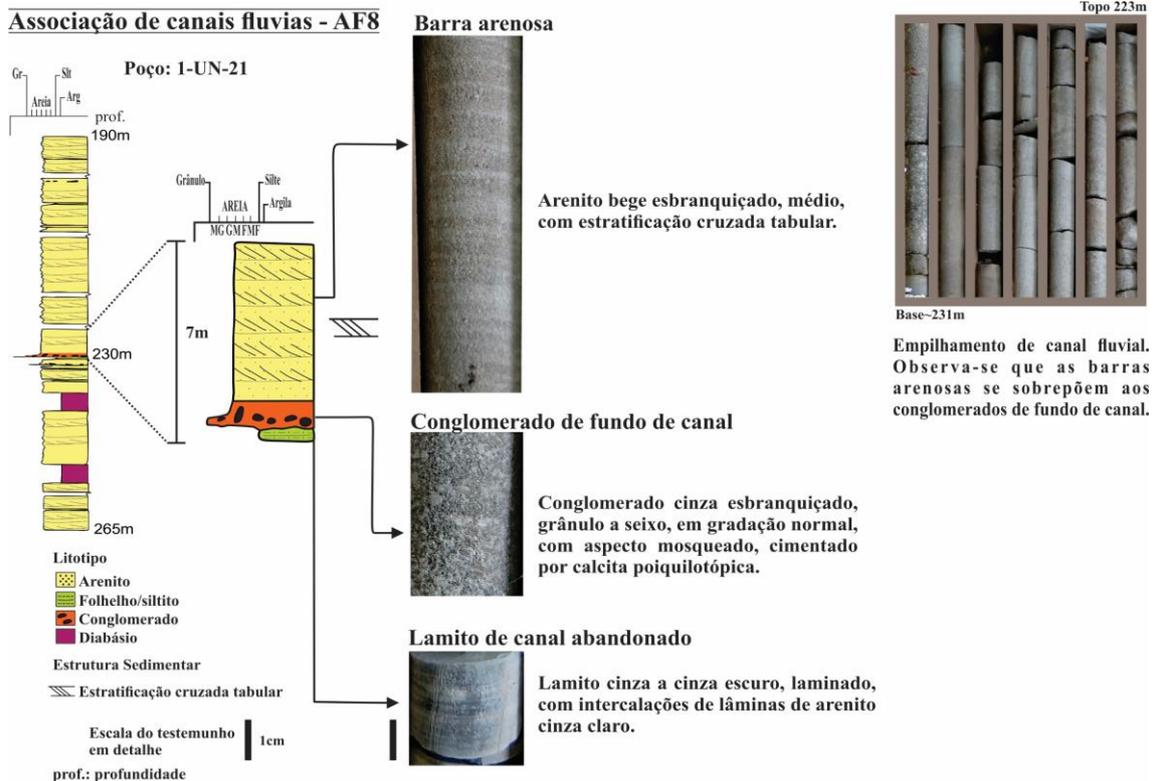


Figura 24 – Associação de fácies de canais fluviais – AF8. Em detalhe porção da seção colunar do poço 1-UN-21-PI, vide mapa de localização (Figura 6).

Interpretação

A sucessão vertical das fácies da AF8 é interpretada como resultante da deposição de canais fluviais, que foram eventualmente abandonados. Assim os litotipos psefíticos, quando presentes, foram interpretados como fundos de canais. As camadas amalgamadas dos psamitos correspondem a barras arenosas de preenchimento de canais e os lutitos, a canais abandonados com deposição vinculada a inundações de canais ativos (Della Fávera, 2001).

5.4. Depósitos de Sistema Desértico

Os depósitos de sistema desértico ocorrem na base da Formação Piauí e suas rochas apresentam, em geral, cor rosada a avermelhada. Estas cores remetem, de forma bastante característica, a sedimentação continental. Na qual, a percolação de água meteórica provoca a oxidação dos componentes detríticos, resultando em tal coloração. Duas associações de fácies caracterizam este sistema: a Associação de Fácies 9 (AF9) – dunas eólicas e lagos efêmeros -, descrita no afloramento G (Apêndice 11), com cerca de 20 metros de espessura, e a Associação de Fácies 10 (AF10) – *wadis* -, observada em testemunhos e cujas sobreposições contínuas podem alcançar dezenas de metros.

5.4.1. Associação de Fácies 9: dunas eólicas e lagos efêmeros

Descrição

A AF9 é composta por 8 a 15m de arenitos médios a grossos rosados, bem selecionados, com estratificações cruzadas tabulares de grande porte e intercalações de arenitos finos a grossos com estratificações plano-paralelas e, localmente, dobras convolutas. Entre os corpos arenosos amalgamados, há intercalações métricas de lamitos avermelhados com intercalações de arenito muito fino, siltico, vermelho, com *climbing ripples* e camada de folhelho vermelho (Figura 25).

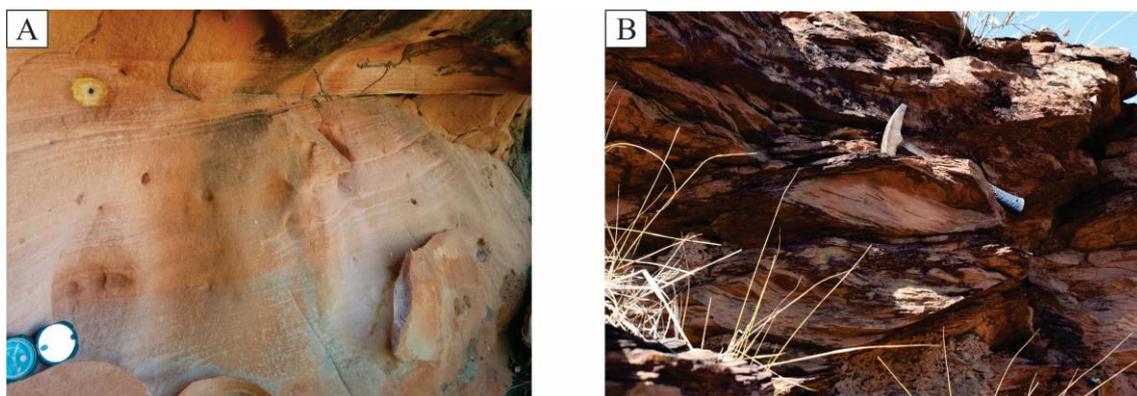


Figura 25 – Fotografias de afloramentos da AF9 – Associação de fácies de dunas eólicas e lagos efêmeros, do afloramento G, vide mapa de localização (Figura 6). A – Arenito alaranjado médio com estratos cruzados tabulares de grande porte; B – Arenito rosado fino com climbing ripples intercalado a camada de Folhelho vermelho.

Interpretação

Os arenitos com estratificações cruzadas foram interpretados como depósitos de dunas eólicas depositados em condições áridas, e os arenitos com estratificação plano-paralela, como lençóis de areia (interdunas arenosas). Já os lamitos correspondem a lagos efêmeros e as intercalações arenosas a eventuais descargas de rios também efêmeros (*wadis*) nesses corpos de água (Della Fávera, 2001).

5.4.2. Associação de Fácies 10: *wadis*

Descrição

A AF10 é composta por arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de médio porte, localmente maciços. Ocorrem lâminas argilosas intercaladas. As camadas arenosas formam pacotes de até 10m de espessura. Comumente, os horizontes basais desta fácies contêm intraclastos lamosos, em granulometria de grânulos e seixos. A disposição vertical desses arenitos apresenta sutil afinamento para o topo. Intercalações de até três metros de espessura de lamito cinza claro a esverdeado ou vermelho com gretas de ressecamento, de feição brechada, com intercalações de lâminas de arenitos com *ripples* e estratificações cruzadas de pequeno porte ocorrem recobrendo os corpos arenosos (Figura 26).

volume. Devido à diversidade de dados obtidos, os resultados deste capítulo são organizados em dois subtítulos: i) superfícies estratigráficas e ii) sequências deposicionais. No primeiro, são apresentadas as superfícies a partir de afloramentos, testemunhos ou perfis elétricos. Já no subtítulo sequências deposicionais são apresentadas as análises estratigráficas dos afloramentos, as seções estratigráficas das sequências deposicionais de contextos deposicionais proximal (*strike*-oblíqua) e distal (*dip*-oblíqua) e feita uma síntese estratigráfica sobre o intervalo estudado.

6.1. Superfícies Estratigráficas

Para o intervalo estudado, foram reconhecidas as seguintes superfícies estratigráficas:

- a) LS – Limite de Sequências;
- b) ST – Superfície Transgressiva (ravinamento de maré, ou de onda);
- c) SIM – Superfície de Inundação Máxima;
- d) SREM – Superfície Regressiva de Erosão Marinha.

Em afloramentos são descritos 5 LS, 7 ST, 4 SIM e 1 SREM. Destas superfícies, apenas duas são de possível correlação com os testemunhos e perfis elétricos. Já para os testemunhos e poços com perfis elétricos foram reconhecidos 7 LS, 6ST, 7 SIM e 1 SREM.

6.1.1. Limite de Sequências

O limite de sequências é equivalente à uma discordância causada pela queda do nível relativo do mar, que provoca a exposição subaérea da plataforma, sendo o seu reconhecimento necessário para delimitar as sequências deposicionais. Em contexto proximal, muitas vezes, essa superfície encontra-se coplanar a outra superfície mais nova, quando há ausência de trato de sistemas (Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2006; Zecchin & Catuneanu, 2013). Os limites de sequências observados estão associados às mudanças abruptas do contexto deposicional. Essas superfícies podem ser reconhecidas também pelo tipo do contato, em geral abrupto, ou por um nível rico em clastos, ou por sua geometria erosiva (Figura 27 e 28).

Em Van Wagoner *et al.* (1991), os autores afirmam que o LS é a superfície fundamental para correlação espacial e temporal, pois fisicamente separa rochas de sequências abaixo e acima via um plano discordante. Sendo os critérios necessários para a sua identificação, a extensão regional, o truncamento de estratos mais antigos, *onlap*

dos estratos sobrepostos e a mudança abrupta em direção à bacia de fácies, que não pode ser simplesmente explicada pela variação lateral de fácies segundo a lei de Walther. Ainda pontuam, que para a delimitação de uma sequência são utilizados apenas critérios físicos, portanto, as relações de tempo ou de espessura de estratos ficam em segundo plano, sem implicar no reconhecimento de LS.

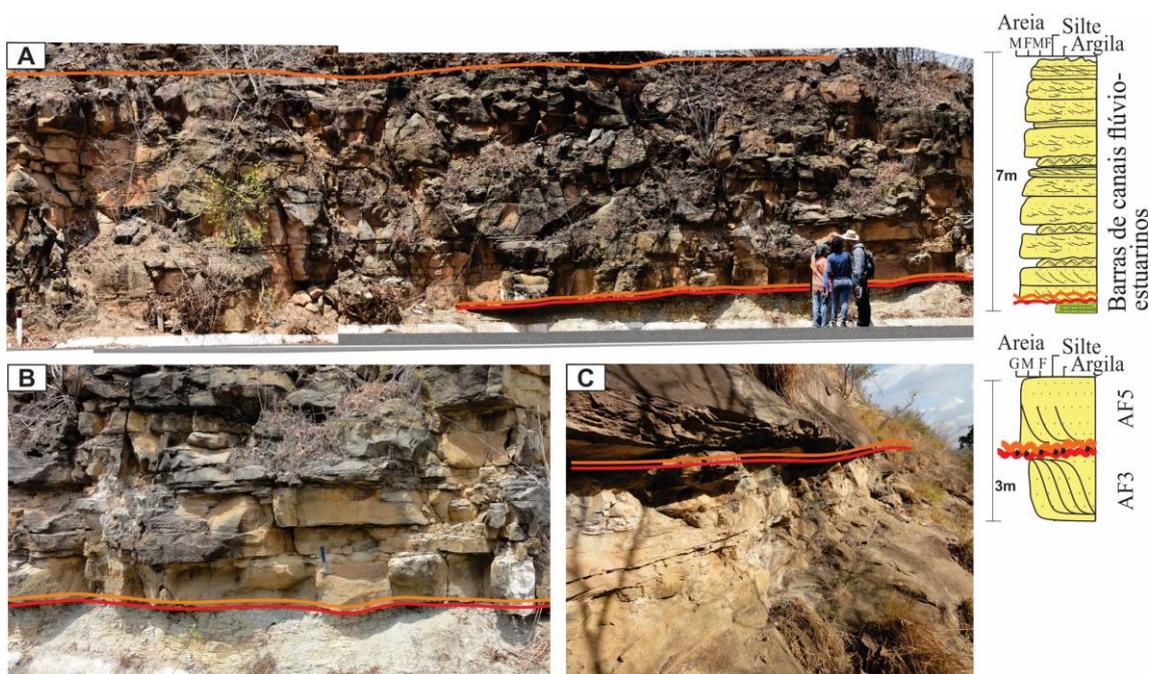


Figura 27 – Fotografias de afloramentos visitados, nos quais ocorrem LS (linha contínua vermelha). A – Painel de porção do afloramento B, no qual se observa depósitos da AF5 em contato discordante aos depósitos AF7, delimitados por LS coplanar a ST; B – Detalhe da fotografia A, nota-se uma superfície irregular erosiva devido à mudança faciológica abrupta; C – Depósitos da AF3 (barra de maré) sotopostos aos depósitos da AF5 (canais flúvio-estuarinos), sendo limitados por uma superfície discordante LS coplanar a uma superfície transgressiva (linha contínua laranja) de ravinamento de maré. Para a localização dos afloramentos, vide mapa (Figura 6).

Nos afloramentos e testemunhos, foi observado, que na maioria dos casos, o LS está erodido pela ST. Isto decorre do fato da tipologia da bacia, na qual em muitas vezes, pequenas variações eustáticas provocam grandes erosões, e também a não preservação dos depósitos de mar baixo, em contexto deposicional proximal. Portanto, é comum, nas seções colunares (Apêndices) o reconhecimento dessa superfície, como resultado não da queda relativa do nível do mar, e sim, em um segundo momento, no qual o mar transgride sobre as incisões fluviais na plataforma, formadas durante rebaixamento. Tal raciocínio é comum em bacias intracratônicas, em que empilhamentos completos de tratos, muitas vezes são ausentes (Della Fávera, 2001; Miranda *et al.*, 2003).

Em perfis elétricos, para os poços de contexto proximal, muitas vezes o reconhecimento dessa superfície é inferido pelo empilhamento das fácies, sendo a sua

resposta geofísica pouco expressiva. Para os poços do contexto distal, houve uma maior facilidade em se delimitar o LS, pois como em muitas situações não há superposição de superfícies, a sua resposta se torna mais marcante, podendo-se reconhecer as quebras (deflexões) dos perfis elétricos (RG) relacionadas ao LS (Figura 34).

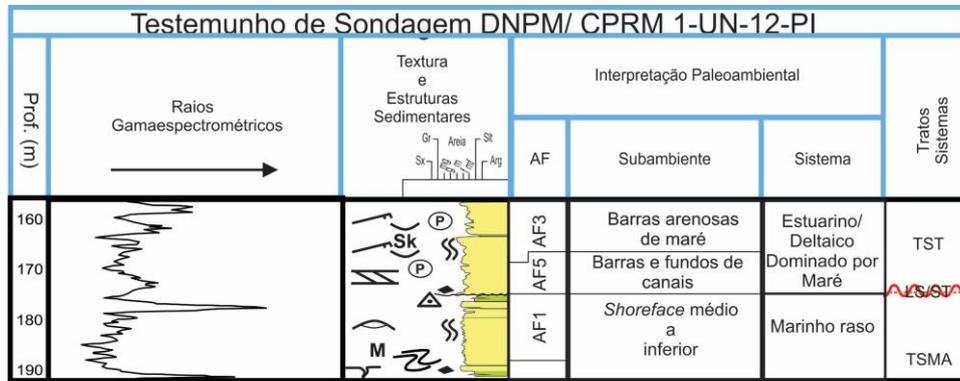


Figura 28 – Recorte da seção colunar 1-UN-12-PI, vide mapa de localização (Figura 6), entre as profundidades 190 a 160m. Em destaque um LS, que coloca em contato fácies de shoreface, representadas por arenitos muito finos a finos limpos cinza-amarelados com estratos cruzados scs a baixo ângulo, sob fácies de canais flúvio-estuarinos, caracterizados por arenitos finos cinza claros com laminações de corrente, em acamamentos heterolíticos, ora com fragmentos de folhelhos e níveis carbonosos (escuros). Sobre a superfície há um nível granuloso, rico em intraclastos de folhelho. A resposta geofísica desta superfície é uma sutil deflexão à esquerda do perfil elétrico (RG).

6.1.2. Superfície Transgressiva

A superfície transgressiva (ST) ocorre como resposta a subida relativa do nível do mar, que provoca a erosão subaquosa (ravinamento) de depósitos mais antigos. Ela delimita da base ao topo os tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo, respectivamente. Em James & Dalrymple (2010) para o empilhamento dos depósitos de uma costa transgressiva, ocorrem ravinamentos de marés e de ondas, sendo o primeiro associado ao afogamento de um vale inciso por um estuário, e o segundo, quando ocorre o afogamento deste estuário ou da plataforma exposta sem incisão. No afloramento B, foi reconhecida uma ST de ravinamento de onda, indicando o afogamento de um estuário preenchido por barras de canais flúvio-estuarinos (Figura 29).

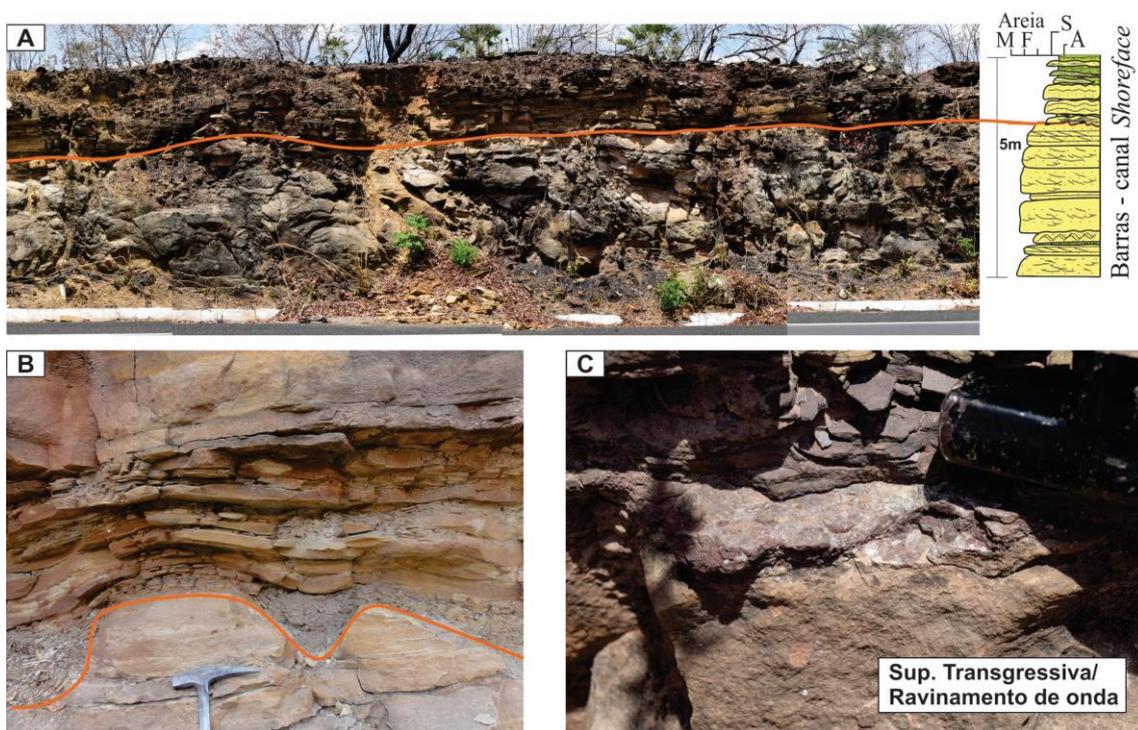


Figura 29 – Fotografias do afloramento B, no qual ocorre uma superfície transgressiva (linha contínua laranja). A – Depósitos da AF5 – canais flúvio-estuarinos em contato erosivo a depósitos da AF1 – shoreface, delimitados por ST de ravinamento de onda; B – Detalhe da fotografia A, nota-se uma superfície irregular sobre a qual rochas marinhas de shoreface se sobrepõem a rochas de canais flúvio-estuarinos; C – Detalhe dos intraclastos lamosos achatados resultantes do retrabalhamento dos depósitos estuarinos.

Nos testemunhos descritos esta superfície é de difícil reconhecimento, muitas vezes por estar substituindo o limite de sequências (Catuneanu, 2006) e também por ter uma resposta pouco expressiva em perfil elétrico (Figura 28). Já para os poços de contexto distal, foi possível descrever essa superfície, pois nesse contexto bacial ocorre o TSMB, que é delimitado ao topo pela ST.

6.1.3. Superfície de Inundação Máxima

A superfície de inundação máxima ocorre como resposta ao momento de maior afogamento dentro uma sequência, marcada por depósitos marinhos que se estendem regionalmente pela(s) bacia(s). Ela delimita, na base e no topo, os tratos de sistemas de mar alto e transgressivo, respectivamente. Para os depósitos costeiros estudados, geralmente, o reconhecimento da SIM está associado aos depósitos da AF1, AF2 e AF3, sendo *shoreface* inferiores ou *offshore* quando em costas dominadas por ondas de tempestade, ou pró-deltas, quando em contextos deltaicos (Figura 30 e 31).

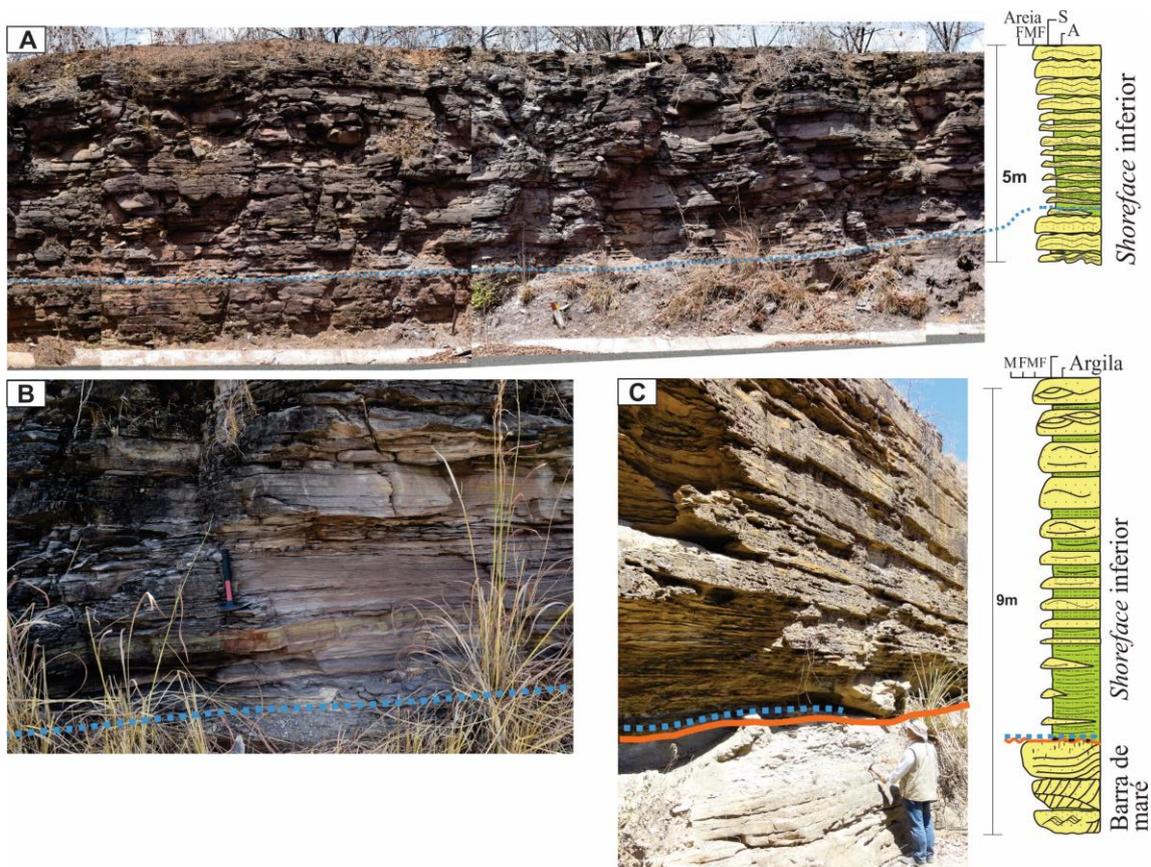


Figura 30 – Fotografias de afloramentos, nos quais ocorrem SIM (linha pontilhada azul). A – Painel de porção do afloramento B, em destaque uma SIM, sobre a qual repousam depósitos da AF1 com caráter de espessamento e engrossamento para o topo de suas camadas; B – Detalhe da fotografia A, observa-se que a camada destacada pela SIM é a porção mais argilosa da exposição; C – Afloramento A, no qual uma SIM coplanar a uma ST de ravinamento de onda delimita depósitos da AF3 (barra de maré) e depósitos da AF1 (shoreface).

Della Fávera (2001) recomenda a utilização das SIM como superfícies limitadoras de sequências, quando se trabalha em bacias intracratônicas. Este método provém da escola de estratigrafia das Sequências Genéticas de Galloway (1989). O autor pontua a dificuldade de se estabelecerem LS (discordâncias), pois pequenas variações eustáticas provocam grandes exposições ou grandes inundações em contextos de rampas suaves rasas. Entretanto, Lobato & Borghi (2014) utilizam a metodologia das sequências

deposicionais para o trabalho do intervalo deposicional formacional Longá e Poti, reconhecendo ciclos de alta-freqüências, como propostos nesta dissertação.

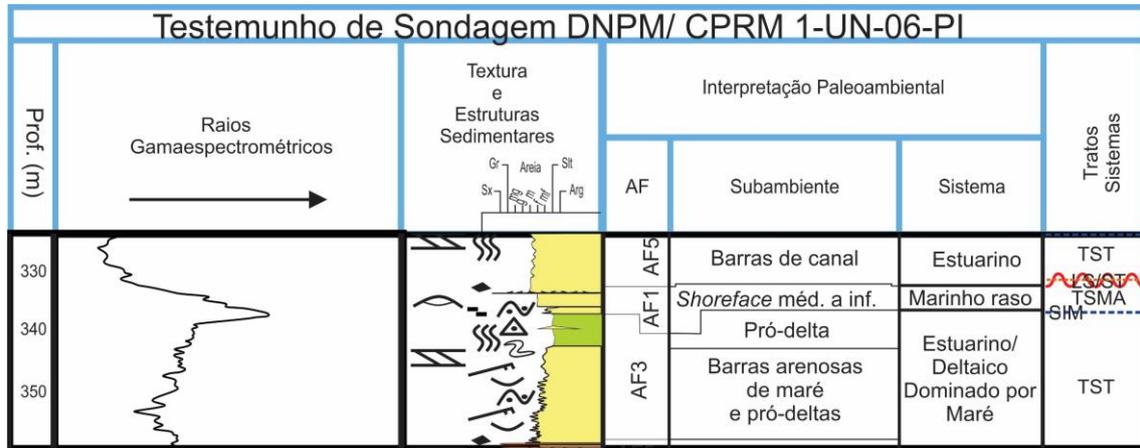


Figura 31 – Recorte da seção colunar 1-UN-06-PI entre as profundidades de 359 a 325m. Em destaque uma SIM, que delimita a porção mais argilosa desse intervalo, quando os depósitos de shoreface inferior afogam os depósitos de barras de maré/pró-deltas. A SIM é observada pelo empilhamento dos estratos, pois a partir desse momento, os depósitos que tendiam a adelgaçar e diminuir a suas espessuras em sentido ao topo, passam a espessar e aumentar a sua granulometria ao topo. Em perfil elétrico, nesse intervalo, apresenta maior valor de contagem de RG.

6.1.4. Superfície Regressiva de Erosão Marinha

A superfície regressiva de erosão marinha (SREM) ocorre devido à uma queda forçada do nível relativo do mar, dessa forma colocando diretamente depósitos costeiros marinhos rasos sobre depósitos marinhos plataformais. É uma superfície erosiva, que registra a mudança repentina na energia do sistema deposicional. Em resposta a uma energia mais alta, ocorre a erosão de depósitos mais antigos. Em campo foi reconhecida a SREM nos afloramentos E e F, na transição formacional Longá/Poti (Figura 32). Esta superfície já havia sido descrita no trabalho de Lobato & Borghi (2014), porém no poço 1-UN-04-PI (Figura 33). Em questão de empilhamento dentro a uma sequência, a SREM delimita basalmente a deposição em contexto de trato de sistema de mar em queda. Este trato é limitado ao topo por LS (Figura 13).



Figura 32 – Fotografias do afloramento E, vide mapa de localização (Figura 6), no qual ocorre a SREM (linha contínua roxa). A – Painel dos depósitos da AF1 – associação de fácies de shoreface em contato erosivo com depósitos da AF2 – associação de fácies de offshore, delimitados pela SREM. B – Detalhe da fotografia A, observa-se a geometria erosiva contínua dessa superfície; C – Amostra de nível conglomerático com clastos angulosos de depósitos de shoreface coletado na interface entre as fácies de shoreface e de offshore.

Para os poços com testemunhos utilizados nessa dissertação, a Formação Poti não é atravessada inteiramente, portanto não foi reconhecida esta superfície. Dos poços de contexto distal, apenas no poço 1-OGX-97-MA foi possível reconhecer esta superfície a partir da sua resposta no perfil elétrico RG (Figura 33).

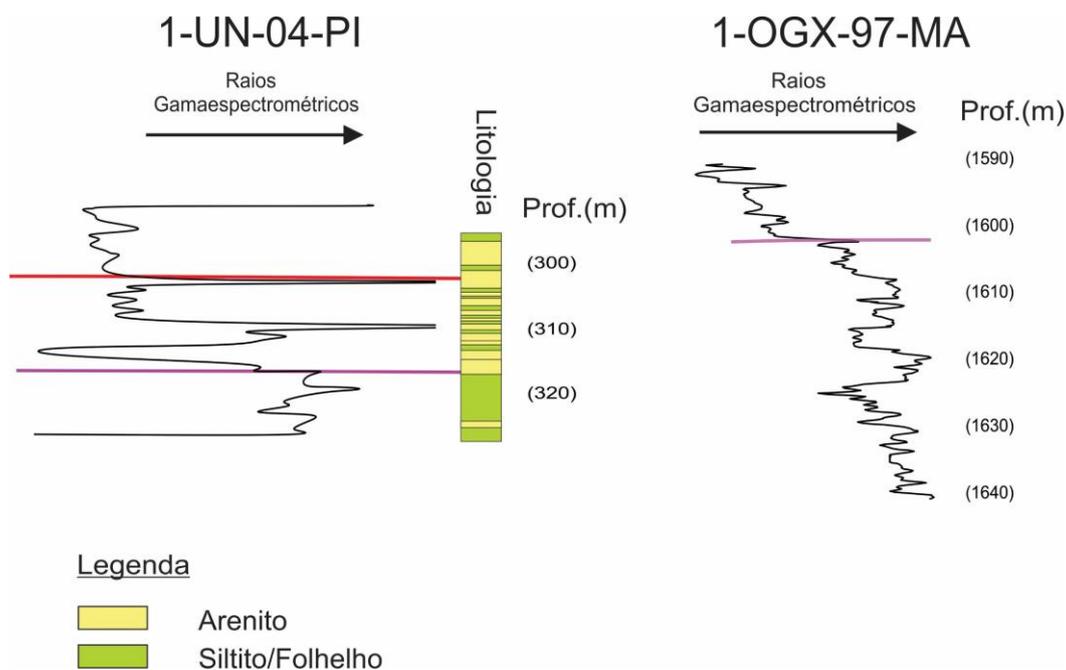


Figura 33 – Respostas geofísicas de perfis (RG) interpretadas como SREM (linha contínua roxa) e LS (linha contínua vermelha). O poço 1-UN-04-PI, vide mapa de localização (Figura 6), foi utilizado no trabalho de Lobato & Borghi (2014). Não foi possível analisar as suas fácies, pois não havia o testemunho disponível, entretanto, as interpretações quanto às superfícies são equivalentes neste e naquele trabalho. O poço 1-OGX-97-MA (Figura 6) foi disponibilizado via ANP, sem testemunho.

6.2. Sequências Depositionais

O intervalo estratigráfico estudado – que inclui a Formação Poti e porções das unidades limítrofes inferior e superior, formações Longá e Piauí – apresenta, em contexto de alta-frequência, 8 sequências deposicionais. As quais foram delimitadas a partir da análise faciológica/relações físicas dos afloramentos, poços e da caracterização e correlação das superfícies estratigráficas. As figuras 34 e 35, que ilustram tais correlações, mostram as geometrias das sequências identificadas em duas seções, aproximadamente *strike* e *dip*, respectivamente. As sequências descritas a seguir em ordem de empilhamento, foram denominadas utilizando-se letras maiúsculas “LP” (Longá/Poti) e “PI” (Piauí) e números romanos de “I” a “VI”. Os limites de sequências são as superfícies discordantes contínuas de cor vermelha, comumente coplanares às superfícies transgressivas (linhas pontilhadas laranjas). O preenchimento das sequências é caracterizado pelas associações de fácies AF1 a AF10, distribuídas nos tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST), de mar alto (TSMA) e de mar em queda (TSMQ). Internamente ocorrem superfícies transgressivas, de inundações máximas (linhas pontilhadas azuis) e regressivas de erosões marinhas (linhas contínuas roxas).

6.2.1. Afloramentos

Afloramento A

No afloramento A, foi identificada uma discordância, que delimita duas sequências deposicionais. A sequência inferior, situada abaixo da discordância, é composta pelas fácies de *shoreface* e pelas fácies de barra de maré. Na base do empilhamento de *shoreface*, ocorre uma superfície transgressiva de ravinamento de onda, marcada por horizonte rico em intraclastos de folhelho. Bem como, coplanar a ST ocorre uma superfície de máxima inundação (Apêndice 1). Tais ambientes constituem um trato de sistemas de mar alto e transgressivo, respectivamente. A sequência superior, repousada acima da discordância, é composta por depósitos flúvio-estuarinos – AF5, que se iniciam com uma superfície transgressiva de ravinamento de maré, com intraclastos de folhelho (junto à discordância) e por depósitos de *shoreface* – AF1, que marcam o afogamento desse estuário. Na base da associação de *shoreface* – AF1, há uma superfície de máxima inundação. Tais ambientes compõem os tratos de sistemas transgressivo e de mar alto, respectivamente.

Afloramento B

No afloramento B, foi reconhecido um LS, duas ST e uma SIM. São empilhados, da base ao topo, depósitos aluviais de lobos sigmoidais – AF7, estuarinos de preenchimento de barras de canais – AF5 e depósitos de *shoreface* – AF1. Na base do empilhamento flúvio-estuarino, junto à discordância, há uma superfície transgressiva de ravinamento de maré, marcada por nível rico em intraclastos de folhelho; e, na base do empilhamento de *shoreface*, uma superfície de ravinamento de onda, também marcada por intraclastos de folhelho (Apêndices 2, 3, 4 e 5), e logo em seguida uma superfície de máxima inundação. Tais ambientes compõem os tratos de sistemas transgressivo e de mar alto.

Afloramento C

No afloramento C, não foram identificadas superfícies-chaves da Estratigrafia de Sequências. No entanto, constitui uma exposição completa de um lobo sigmoidal aluvial,

um *megaclimbing ripple* (Della Fávera, 2001) (Figura 23), e que faz parte de um trato de mar alto, nesta porção proximal da bacia (Apêndice 6).

Afloramento D

No afloramento D, foram reconhecidos dois LS coplanares a duas superfícies transgressivas, uma de ravinamento de onda (ST1) e outra de ravinamento de maré (ST2), e uma superfície de inundação máxima. O LS coplanar à ST1 ocorre no contato entre arenitos aluviais basais e arenitos de *shoreface* médio, sendo caracterizado por um *hardground*, camada intensamente bioturbada pelo icnogênero *glossifungites sp.* O LS coplanar à ST2 está situado entre os arenitos de barras de maré deltaicas e os arenitos de canais flúvio-estuarinos (Apêndices 7 e 8). A SIM ocorre entre o LS/ST1 e o LS/ST2, quando são depositados os arenitos com *hummocky* de *shoreface* inferior. O reconhecimento das duas discordâncias levou à identificação de 3 sequências deposicionais: uma abaixo do LS/ST1 – DI, uma entre o LS/ST1 e o LS/ST2 – DM, e outra acima do LS/ST2 – DS. Na sequência mais antiga, foi observado o trato de mar alto; na sequência intermediária, o trato transgressivo (TST) e o TSMA; e, na sequência superior, o TST.

Afloramentos E e F

Nos afloramentos E e F, a base erosiva do arenito conglomerático foi reconhecida como uma superfície regressiva de erosão marinha (Apêndices 9 e 10) e representa uma movimentação da linha de costa em direção à bacia, em contexto subaquoso de regressão forçada. Esta fácies de *shoreface* médio, distinta da que ocorre sobre os arenitos de *offshore*, representa um *sharp-based shoreface*, típico de cunhas progradantes de tratos de regressão forçada (Clifton, 2006; Catuneanu, 2006). Por fim, foram identificados dois tratos de sistemas, um trato de mar alto, abaixo da RSME, e um trato de mar em queda, acima da RSME pertencentes à deposição da sequência FI (Apêndice 9). Os *lags* na porção mais superior do afloramento F constituem um limite de sequências coplanar a uma superfície transgressiva de ravinamento de onda, a partir da qual se observa a base de um trato transgressivo pertencente à sequência (FS).

Afloramento G

No afloramento G, não foram identificadas superfícies-chave da Estratigrafia de Sequências, tendo em vista que ocorre um empilhamento de sistemas deposicionais continentais (Apêndice 11). Neste afloramento, dunas eólicas se alternam a lagos efêmeros e rios temporários.

6.2.2. Seções estratigráficas

6.2.2.1. Seção proximal

A seção *strike*-oblíqua (Figura 34) é composta pelos poços: 1-UN-04-PI; 1-UN-06-PI; 1-UN-01-PI; 1-UN-05-PI; 1-UN-12-PI e 1-UN-21-PI. A Tabela 7 abaixo informa sobre as sequências, os tratos e as suas profundidades, bem como os padrões de curva de perfil elétrico (RG) predominantes para cada intervalo delimitado.

Tabela 7 – Análise estratigráfica da seção *strike* com as sequências deposicionais (S.D.), os tratos, as profundidades e os padrões de curvas de RG discriminados para cada poço utilizado.

S.D.	Trato	Profundidade (m)						Padrão gama predominante
		UN-04	UN-06	UN-01	UN-05	UN-12	UN-21	
VI	TSMA	107-80	281-243	200-160	200-190	154-129	-	bloco e funil subordinado
	TST	117-107	291-281	222-200	230-200	176-154	191-173	bloco e sino
V	TSMA	117-149	324-291	242-222	249-230	195-176	228-191	bloco e funil
	TST	149-159	331-324	259-242	263-249	221-195	-	sino e bloco subordinado
IV	TSMA	159-182	338-331	281-259	275-263	240-221	289-228	funil e simétrico/serrilhado
	TST	182-200	361-338	289-281	295-275	250-240	-	Sino
III	TSMA	200-235	391-361	310-289	320-295	265-250	311-289	funil e simétrico/serrilhado
	TST	235-240	410-391	323-310	340-320	273-265	319-311	sino e bloco subordinado
II	TSMA	240-253	420-410	-	-	280-273	-	funil e simétrico
	TST	258-269	440-420	-	-	-	-	fracamente sino
I	TSMA	269-290	448-440	-	-	-	-	funil a bloco
	TST	290-300	-	-	-	-	-	Bloco
LP	TSMQ	300-318	-	-	-	-	-	fracamente funil

SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO POTI - BACIA DO PARNAÍBA
SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA STRIKE-OBLIQUA DE CORRELAÇÃO DE TESTEMUNHOS E PERFIL ELÉTRICO DA FORMAÇÃO POTI N - S - SW

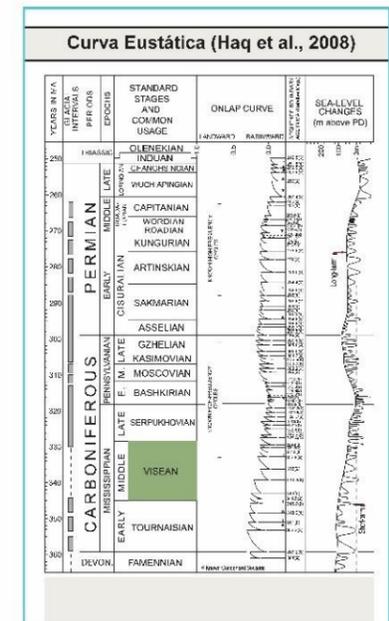
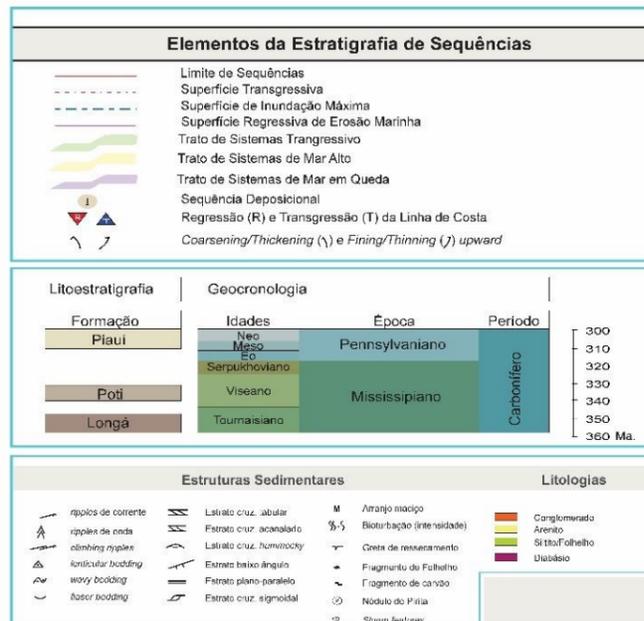
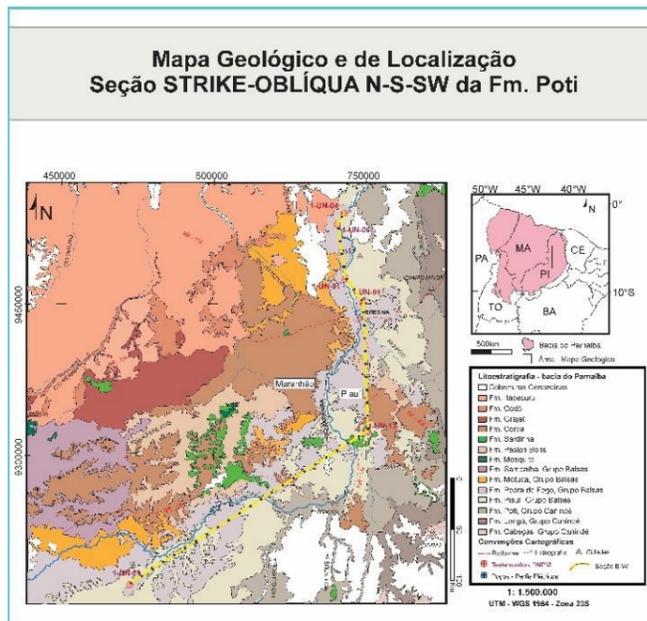
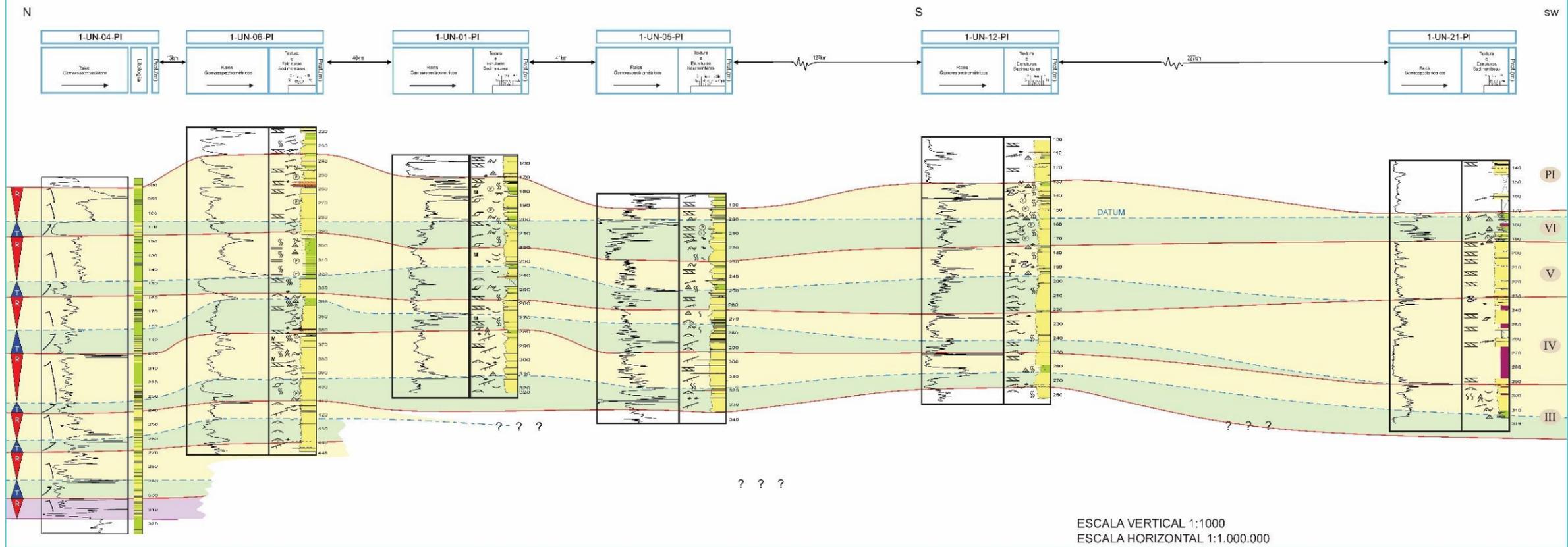


Figura 34 – Seção strike-obliqua (proximal) esquemática das Sequências Depositionais da Formação Poti, mapa geológico e de localização dos poços utilizados com descrição dos testemunhos e perfil elétrico (RG), legenda para símbolos da seção estratigráfica, carta geocronológica das unidades geológicas referidas, e carta de curva eustática de Haq & Schutter (2008).

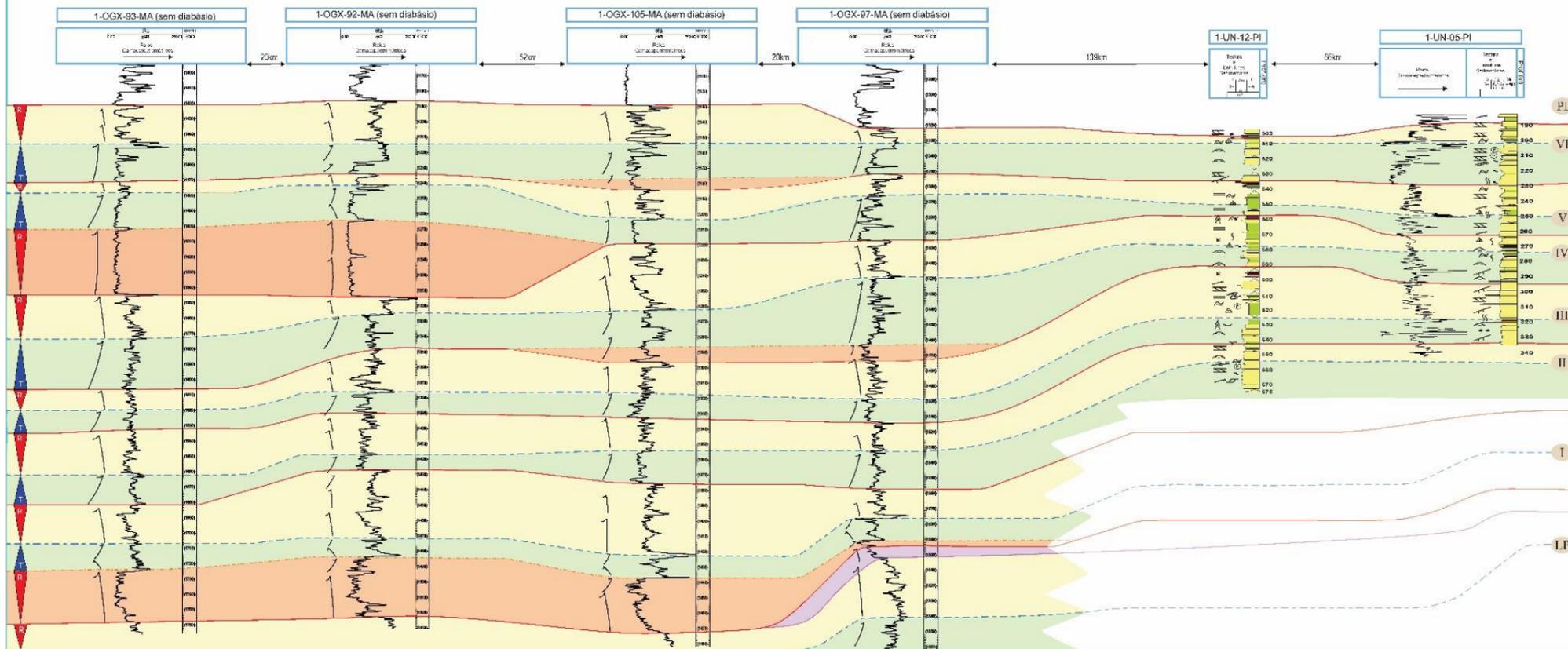
6.2.2.2. Seção distal

A seção *dip*-obliqua (distal) (Figura 35) é a composição de quatro poços com perfis elétricos (RG) e dois poços com testemunho no intervalo de interesse e perfil RG, sendo que os quatro primeiros poços são: 1-OGX-93-MA; 1-OGX-92-MA; 1-OGX-105-MA e 1-OGX-97-MA. Os últimos dois poços são o 1-UN-19-PI e 1-UN-05-PI. A Tabela 8 informa sobre as sequências, os tratos e as profundidades que essas ocorrem, bem como os padrões de curva de RG predominantes para cada intervalo delimitado.

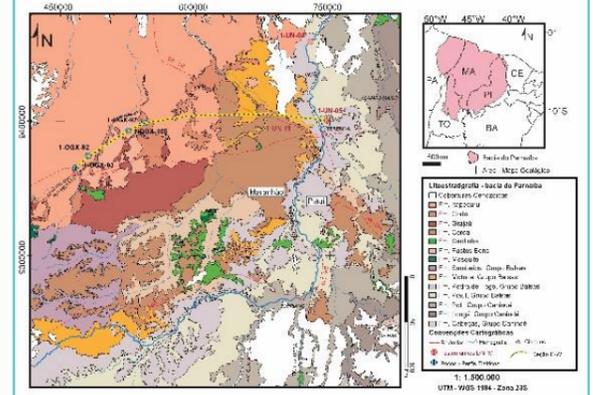
Tabela 8 – Análise estratigráfica da seção *dip*-obliqua (distal) com as sequências deposicionais (S.D.), os tratos de sistemas, as profundidades e os padrões de curvas de RG discriminados para cada poço utilizado. O poço UN-19 não contém dados de perfil elétrico (RG).

S.D.	Trato	Profundidade						Padrão RG
		OGX-93	OGX-92	OGX-105	OGX-97	UN-19	UN-5	
VI	TSMA	1446-1421	1214-1186	1154-1129	1332-1322	510-503	202-190	funil/bloco
	TST	1471-1446	1226-1214	1175-1154	1351-1332	535-510	229-202	serrilhado a sino
	TSMB	-	1236-1226	-	-	-	-	sino
V	TSMA	1478-1471	1241-1236	1201-1184	1366-1351	555-535	248-229	serrilhado a fracamente funil
	TST	1502-1478	1264-1241	1219-1201	1395-1366	568-555	262-248	serrilhado, sino
	TSMB	1545-1502	1314-1264	-	-	-	-	bloco
IV	TSMA	1573-1545	1325-1314	1262-1219	1420-1395	587-568	287-262	funil
	TST	1606-1573	1348-1325	1274-1262	1463-1420	608-587	302-287	sino
	TSMB	-	-	1296-1274	1474-1463	-	-	bloco
III	TSMA	1620-1606	1376-1348	1316-1296	1499-1474	630-608	322-302	funil
	TST	1633-1620	1390-1376	1332-1316	1514-1499	652-630	332-322	sino a bloco
II	TSMA	1662-1633	1417-1390	1354-1332	1532-1514	672-652	340-332	funil a serrilhado
	TST	1681-1662	1427-1417	1376-1354	1557-1532	675-672	-	sino
I	TSMA	1708-1681	1471-1427	1423-1376	1576-1557	-	-	funil/bloco a serrilhado no topo
	TST	1724-1708	1484-1471	1437-1423	1591-1576	-	-	simétrico
	TSMB	1758-1724	1522-1484	1472-1437	1594-1591	-	-	funil a fracamente simétrico
LP	TSMQ	-	-	-	1601-1594	-	-	funil
	TSMA	-	-	-	1641-1601	-	-	funil

SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO POTI - BACIA DO PARNAÍBA
SEÇÃO DIP-OBLÍQUA ESQUEMÁTICA DE CORRELAÇÃO DE PERFIS ELÉTRICOS E TESTEMUNHOS DA FORMAÇÃO POTI-SW-W-E



Mapa Geológico e de Localização
Seção "DIP" SW-W-E da Fm. Poti



- Elementos da Estratigrafia de Sequências**
- Limite de Sequências
 - - - Superfície Transgressiva
 - - - Superfície de Inundação Máxima
 - - - Superfície Regressiva de Erosão Marinha
 - Trato de Sistemas Transgressivo
 - Trato de Sistemas de Mar Alto
 - Trato de Sistemas de Mar em Queda
 - Trato de Sistemas de Mar Baixo
 - I Sequência Depositional
 - ▼ ▲ Regressão (R) e Transgressão (T) da Linha de Costa
 - ↗ ↘ Coarsening/Thickening (↗) e Fining/Thinning (↘) upward

Figura 35 – Seção dip-obliqua (distal) esquemática das Sequências Depositionais da Formação Poti, mapa geológico e de localização dos poços utilizados, legenda para símbolos da seção estratigráfica e carta geocronológica das unidades geológicas referidas. A parte não colorida representa as superfícies inferidas para a correlação com a porção proximal da bacia.

6.2.3. Síntese estratigráfica

Nesta seção será apresentado a descrição das sequências deposicionais reconhecidas da Formação Poti e unidades limítrofes, de maneira sintética. A ênfase deste subcapítulo é dada às particularidades de cada sequência deposicional (superfícies e tratos de sistemas), a partir da análise faciológica dos afloramentos e dos testemunhos e análise de perfil elétrico (RG), ilustrados nas seções estratigráficas (Figuras 34 e 35).

Sequência LP (Incompleta)

Esta sequência é limitada ao topo por LS, e marca o topo aproximado da deposição formacional Longá. A superfície LS basal desta sequência não foi amostrada e, portanto, não foi observada (Figuras 34 e 35).

A sequência LP constitui-se de associações de fácies AF2 (*offshore*) e AF1 (*shoreface*), em contato por uma SREM, sendo os depósitos de *offshore* de contexto estratigráfico de TSMA e os depósitos de *shoreface* de contexto estratigráfico de TSMQ. Esta sequência foi observada nos afloramentos E e F e atravessada nos poços 1-UN-04-PI e 1-OGX-97-MA, nos quais são observados padrões de perfis elétricos (RG) marcantes de uma deflexão abrupta à esquerda, que delimita o início da deposição de fácies da AF1 sobre eletrofácies de alta contagem da AF2.

Sequência I

Esta sequência é limitada ao topo e pela base por LS, e está posicionada litoestratigraficamente no contexto deposicional da Formação Poti.

Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB1). – Sobre o LS1 basal repousam cunhas de mar baixo progradantes de contexto distal nos poços 1-OGX-93,92,105 e 97-MA, que apresentam respostas geofísicas (RG) em funis a fracamente simétricas indicando uma deposição de areias de *shoreface* ou de frentes deltaicas. Estes depósitos, provavelmente foram depositados nas porções mais deprimidas da bacia. Possivelmente, tais depressões podem estar condicionadas por alguma tectônica, ou apenas às mudanças eustáticas, compondo *incised shorefaces*.

Trato de Sistemas Transgressivos (TST1). – No poço 1-UN-04-PI, inserido em contexto deposicional proximal, não ocorre a deposição do trato de mar baixo, portanto, o LS1 está coplanar a ST1 (Figura 34). O padrão de perfil elétrico (RG) é fracamente em sino representado por areias de *shoreface* do TST. Os poços de contexto distal, têm os depósitos do TSMB1 transgredidos por sedimentos de planícies de marés e canais flúvio-estuarinos (AF4 e AF5), de acordo com o padrão de RG simétrico do empilhamento na Figura 35.

Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA1). – O TSMA ocorre nos poços acima e no 1-UN-06-PI, marcado por areias de *shoreface* progradantes. Em termos de padrão de RG, são observados ciclos de *coarsening e thickening upward* em padrão de funil, podendo-se relacionar a empilhamentos da AF2/AF1. Ao topo, este trato é limitado pelo LS2.

Sequência II

Esta sequência é composta pelos tratos de sistemas TST2 e TSMA2, sendo ausente o TSMB2. Possivelmente, os poços analisados não atravessaram um vale inciso, sendo assim, é observado a retomada no nível relativo do mar sobre a plataforma não recortada. Ela é observada em todos os poços de contexto distal, e no contexto proximal nos poços 1-UN-04-PI, 1-UN-12-PI, 1-UN-19-PI, 1-UN-05-PI e 1-UN-06-PI.

Trato de Sistemas Transgressivos (TST2). – Marca os primeiros momentos da deposição desta sequência, sendo descrito o LS2 coplanar a ST2. Esta transgressão é marcada por depósitos AF1 no poço 1-UN-06-PI e AF5 e AF3 no poço 1-UN-19-PI. Em perfis elétricos, o padrão predominante é em sino, sendo comuns as areias transgressivas de *shoreface*.

Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA2). – O topo do TST2 é marcado pela SIM2 da Sequência II, que é caracterizado por um pico de alto valor de RG de extensa correlação areal (Figura 35). Em termos de fácies, em geral, heterolitos de *shoreface* acompanham a deposição, quando no momento da máxima inundação. O TSMA2 subsequente é composto por arenitos da AF1 nos poços de contexto proximal. Em contexto distal, ocorrem empilhamentos em padrão em funil, predominantemente, também característico de areias progradantes de *shoreface*. Por fim, estes depósitos são erodidos pelo LS3.

Sequência III

Esta sequência é composta pelos TST3 e TSMA3 e é atravessada por todos os poços deste trabalho.

Trato de Sistemas Transgressivos (TST3). – Nesse momento de transgressão sobre a plataforma ocorre a STIII recortando a superfície mais velha LS3, novamente, sem observar a incisão de vales e deposição de depósitos do TSMB2. Este trato é registrado por depósitos da AF1, AF3, AF5 e AF6, de acordo as fácies sedimentares em testemunhos, bem como pelo padrão elétrico em sino, predominante (Figuras 34 e 35).

Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA3). – Lamas plataformais, heterolitos de *shoreface* e de barras de marés distais (pró-deltas) repousam sobre a SIM3. Por sua vez, estas fácies são recobertas por arenitos de barras de deltas dominados por maré e por arenitos de *shoreface*. Por fim, estes depósitos são erodidos pelo LS4.

Sequência IV

Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB4). – Uma queda relativa do nível do mar é registrada pelo LS4, a partir da incisão de vales e preenchimento de canais fluviais (padrão RG em bloco) nos poços distais 1-OGX-97-MA e 1-OGX-105-MA (Figura 35). Estes depósitos, por sua vez, são ravinados pela ST4, marcada por um pico sutil nos perfis RG.

Trato de Sistemas Transgressivos (TST4). – O TST é composto por fácies predominantemente de barras de canais flúvio-estuarinos, que preenchem estuários (AF5) e de *shoreface* (AF1) ao longo dos poços com testemunhos de sondagem em contexto proximal (Figura 34). Os perfis elétricos nos poços de contexto distal, apresenta padrões em sino, compondo ciclos de *thinning and fining upward*, interpretados como depósitos de barras de canais flúvio-estuarinos (Figura 35).

Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA4). – O TSMA repousa por cima da SIM4, marcada por uma camada pouco espessa de heterolitos de plataforma (pró-deltas, ou *shoreface* inferior), que se estende ao longo de toda sequência pelos poços. A exceção é o poço 1-UN-21-PI, no qual se observa a sedimentação continental da AF8, tendo em vista a falta de continuidade desta camada, acredita-se que por ele estar localizado a cerca de 330km do poço 1-UN-12-PI, provavelmente, o contexto paleogeográfico se tornou distinto do que o resto da sucessão. Os depósitos que compõem o TSMA são predominantemente barras de maré deltaicas, por vezes, em baías protegidas da ação de

ondas, como observado com a AF6 o poço 1-UN-06-PI. Tais depósitos ao topo são limitados pelo LS5.

Sequência V

Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB5). – Uma queda relativa significativa do nível do mar é registrada pelo LS5, a partir da incisão de grandes vales e espesso preenchimento de canais fluviais de multi-história (padrão RG em bloco) nos poços distais 1-OGX-93-MA e 1-OGX-92-MA. Estes depósitos, por sua vez, são ravinados pela ST5, marcada por um pico sutil nos perfis RG.

Trato de Sistemas Transgressivos (TST5) & Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA5). – É marcante na deposição destes dois tratos a mudança deposicional, marcada por esta sequência, a qual registra a predominância de depósitos costeiros estuarinos/deltaicos dominados por maré sobre os depósitos marinho-rasos de *shoreface*. É observado para os testemunhos, bem como em perfis elétricos para os poços de contexto bacial distal, que registram o padrão serrilhado, típico de planícies de marés.

Sequência VI

Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB6). – Sobre o LS1 basal repousam depósitos fluviais (padrão em bloco/sino) de mar baixo progradantes de contexto distal no poço 1-OGX-105-MA (Figura 35). Este depósito, por sua vez, é erodido pela ST6, um pico sutil no perfil de RG.

Trato de Sistemas Transgressivos (TST6). – É representado por depósitos predominantemente de planícies de maré e canais flúvio-estuarinos, como observado nos testemunhos e em perfis pelo padrão serrilhado a fracamente em sino.

Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA6). – A deposição do TSMA continua com uma tendência costeira expressiva, sendo raros os depósitos marinhos rasos e predominantes os depósitos de planície de maré, canais de avulsão deltaica (AF5). Sendo a SIM6, pouco expressiva, marcada as vezes, como uma lâmina rica em nódulos piritosos, indicativos de uma contribuição marinha quando a deposição.

Sequência PI

Esta sequência está inserida no contexto litoestratigráfico Formação Piauí. Sendo reconhecido apenas o LS basal sobre a qual repousa, discordância erosiva que retrabalhou

depósitos da Formação Poti, de um hiato deposicional de ao menos 15Ma. (Anelli *et al.*, 2009). As fácies reconhecidas para este intervalo compreendem o sistema desértico, e são as associações AF9 e AF10. Em testemunhos e afloramentos foram identificadas dunas eólicas, rios (*wadis*) e lagos efêmeros. A análise estratigráfica para depósitos continentais conta com outro tipo de avaliação, feita a partir do espaço de acomodação e nível de base de acordo com o perfil de equilíbrio fluvial. Portanto, tais depósitos podem ter se depositado no TSMA como o exemplo dos depósitos da AF8 para o poço 1-UN-21-PI nas sequências IV e V. Para uma análise de maior detalhe desta Formação, ver Abelha (2008).

Em perfis elétricos de raios gama, ocorre uma deflexão para a esquerda, quando estes depósitos desérticos se sobrepõem aos depósitos do TSMA da Formação Poti. Muitas vezes, o contato é sutil, por ocorrer a sobreposição de areias da AF9 e AF10 sobrepostas a areias de canais de desembocaduras de deltas dominados por maré ou planícies arenosas. Em outros momentos, quando as areias desérticas se sobrepõem as lamelas de planície de maré ou os heterólitos de deltas de maré, ocorre uma deflexão à esquerda bem marcada, típica de LS. Os padrões geofísicos para esse intervalo são predominantemente em bloco, típico de sistemas fluviais (Figuras 34 e 35).

7. DISCUSSÃO

Neste trabalho, de forma inédita, foi proposto um modelo estratigráfico, a partir das fácies sedimentares e da estratigrafia de seqüências deposicionais para o intervalo que abriga os reservatórios principais de gás natural, Formação Poti, bacia do Parnaíba. Incluindo-se assim conhecimento acerca a bacia do Parnaíba, após os trabalhos de Della Favera (1991), Goés (1995), Young (2006), Lobato (2010) e, recentemente, Lobato & Borghi (2014), que trataram temas similares. Sendo assim, foram reconhecidas 6 seqüências deposicionais de alta-freqüências dentro à Formação Poti (seqüências de I a VI), uma seqüência dentro o topo da Formação Longá (seqüência LP) e uma seqüência basal da Formação Piauí (seqüência PI). Além disso, é possível discutir aspectos sobre a geometria dos corpos arenosos costeiros da Formação Poti, a partir da espessura observada em campo e nos poços, comparando os dados levantados com o trabalho de Reynolds (1999).

Este capítulo é subdividido em duas partes: (ii) modelo deposicional e (iii) dimensões de corpos arenosos costeiros da Formação Poti. Dentre de cada subcapítulo será discutido o modelo estratigráfico e deposicional apresentado e uma tentativa de comparar os dados descritos nesta dissertação a partir de um trabalho publicado pela AAPG *bulletin* (*American Association of Petroleum Geologists*) de corpos arenosos parálidos de diversas bacias do mundo, para propor relações da largura de tais corpos, partindo-se das fácies sedimentares, ambiente deposicional, estratigrafia de seqüências e espessura dos corpos.

7.1. *Modelo Depositional*

A fim de sintetizar a evolução sedimentar e estratigráfica é proposto um modelo deposicional esquemático, a partir das associações de fácies apresentadas (Tabela 6) e das seqüências estratigráficas (Figuras 34 e 35), levando-se em conta a eustasia como fator primordial para a mudança de empilhamentos de fácies e, conseqüentemente, da arquitetura deposicional dos corpos sedimentares do intervalo. Isto decorre do contexto geológico de uma bacia intracratônica com pouca tectônica e de mergulho de rampa muito suave, na qual qualquer mudança do nível relativo do mar causaria grandes inundações e exposições, atingindo a grandes distâncias, permitindo assim, a deposição de seqüências de alta-freqüências. Um análogo a esta situação é a sedimentação das bacias subandinas, que por mais que a tectônica relacionada com a orogenia andina, no mesozoico, tenha causado a formação de dobras e diversas falhas, no Devoniano, o contexto geológico era

similar. Se trata de uma bacia epicontinental de rampa suave, na qual foram sedimentadas diversas seqüências de altas-freqüências, como representado no trabalho de Miranda *et al.* (2003).

No contexto apresentado neste trabalho, temos para as seqüências reconhecidas no tópicó síntese estratigráfica a seguinte situação:

- (i) As seqüências são delgadas (cerca de 30 a 80m) e com pouca variação paleoambiental em comparação aos equivalentes de margem passiva. Devido às baixas taxas de subsidências destas rampas suaves, é muito comum ocorrer pouco espaço de acomodação, no que implica em seqüências com geometrias de lençóis delgados, embora lateralmente, extensamente contínuos (Figuras 34 e 35);
- (ii) Em momentos de nível relativo do mar baixo, ocorre pouco ou nenhum espaço de acomodação na porção proximal da bacia. Os sedimentos são transportados para as porções distais da bacia, via vales incisos que recortam a plataforma, durante o rebaixamento. Desta forma, os depósitos de mar baixo estão restritos aos depocentros, com desenvolvimento restrito, nem sempre observados ao longo das seqüências deposicionais;
- (iii) As seqüências mississipianas da Formação Poti, são resultantes, predominantemente do empilhamento dos tratos de sistemas transgressivo e de mar alto, separados por discordâncias quase planares, quando muitas vezes, erodidas por superfícies transgressivas;
- (iv) As seqüências, em geral, são marcadas por discordâncias relacionadas às regressões normais, com exceção à Sequência LP relativa à mudança formacional Longá-Poti, na qual é observada uma superfície regressiva de erosão marinha, indicativa de uma regressão forçada (Figura 35).

Como síntese, são apresentados blocos diagramas para uma seqüência qualquer da Formação Poti, mostrando o desenvolvimento dos sistemas deposicionais associados às situações estratigráficas dos tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo, passagem do trato de sistema transgressivo para o de mar alto e de mar alto (Figura 36).

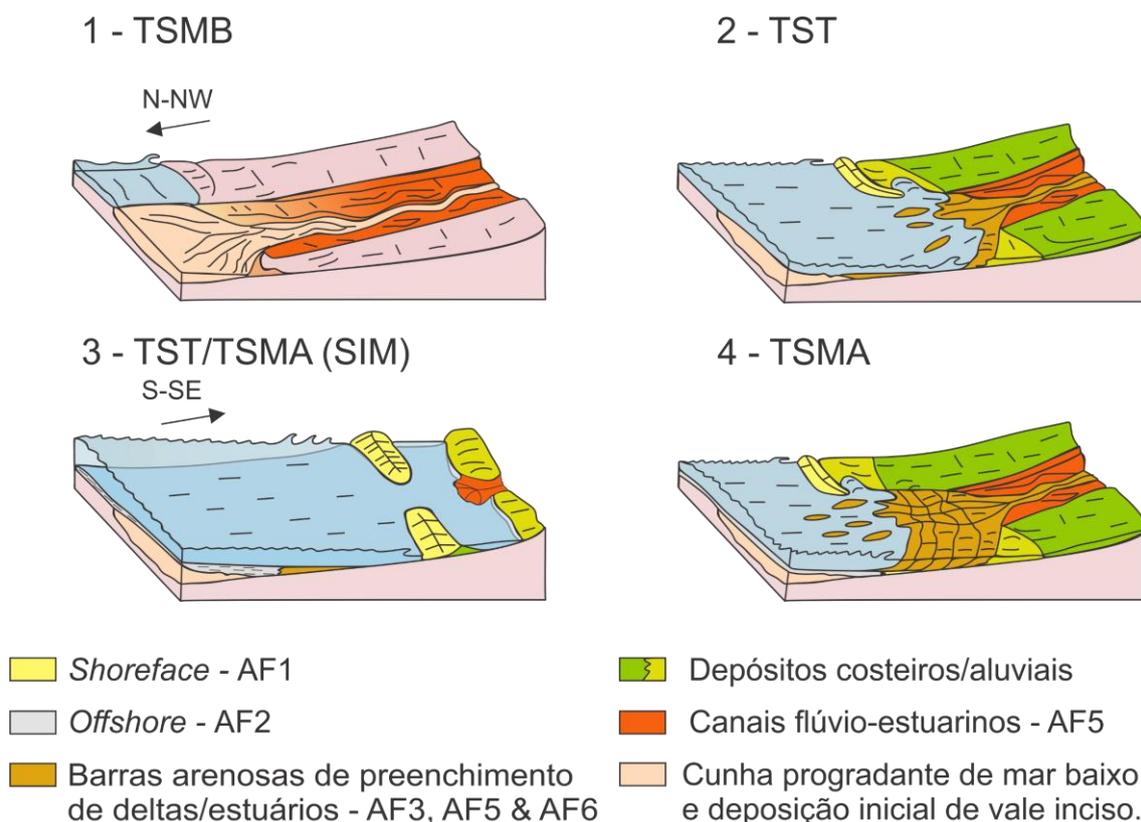


Figura 36 – Evolução esquemática em blocos-diagramas para uma seqüência de alta-freqüência da Formação Poti. 1 – Trato de sistemas de mar baixo, no qual ocorre a incisão por um vale que transporta sedimentos à uma cunha de mar baixo progradante nas porções distais da bacia; 2 – Trato de sistema transgressivo, primeiro momento de subida relativa do nível do mar, a qual gera o afogamento do vale inciso e preenchimento por depósitos flúvio-estuarionos, que em seguida são ravinados por depósitos marinhos rasos; 3 – Momento de maior taxa de subida do nível relativo do mar, marcado pela superfície de inundaçã máxima, neste momento entre os tratos transgressivo e de mar alto ocorre a migraçã máxima de depósitos em direçã ao continente; 4 – Trato de sistema de mar alto, há o desenvolvimento de um delta dominado por maré (ou fluvial, ou onda), que migra em direçã à bacia. Desenho esquemático a partir de Miranda et al. (2003).

Neste trabalho foram reconhecidas 6 seqüências deposicionais da Formação Poti, entre o topo da Formação Longá à base da Formação Piauí. Dentre os dados bioestratigráficos disponíveis na literatura, a idade de deposição da Formação Poti é posicionada entre o Tournaisiano médio ao Viséano Superior, sendo a idade Viséano mais comum entre os autores citados (Tabela 1). Baseando-se na curva eustática de Haq & Schutter (2008), na qual cada ciclo eustático representa a deposição de uma seqüência deposicional, para o Viséano são reconhecidos 9 ciclos eustáticos de alta-freqüências. Portanto, há uma correlaçã boa da curva global eustática com as seqüências deposicionais reconhecidas para a Formação Poti (Figura 37). Sendo cada seqüência dentro um espaço de tempo de deposição e erosã entre 0.8Ma a 3.2Ma, considerados ciclos estratigráficos de terceira (0.5-3Ma) a segunda (3-50Ma) ordens *sensu* Vail et al. (1991). A partir desta curva, é possível datar cada evento de deposição e erosã na bacia do Parnaíba. Com um trabalho sistemático de bioestratigrafia de detalhe poderia se

aperfeiçoar o nosso modelo, podendo-se perceber quais ciclos se relacionam e quais ciclos poderiam ter sido totalmente erodidos, para o intervalo em estudo.

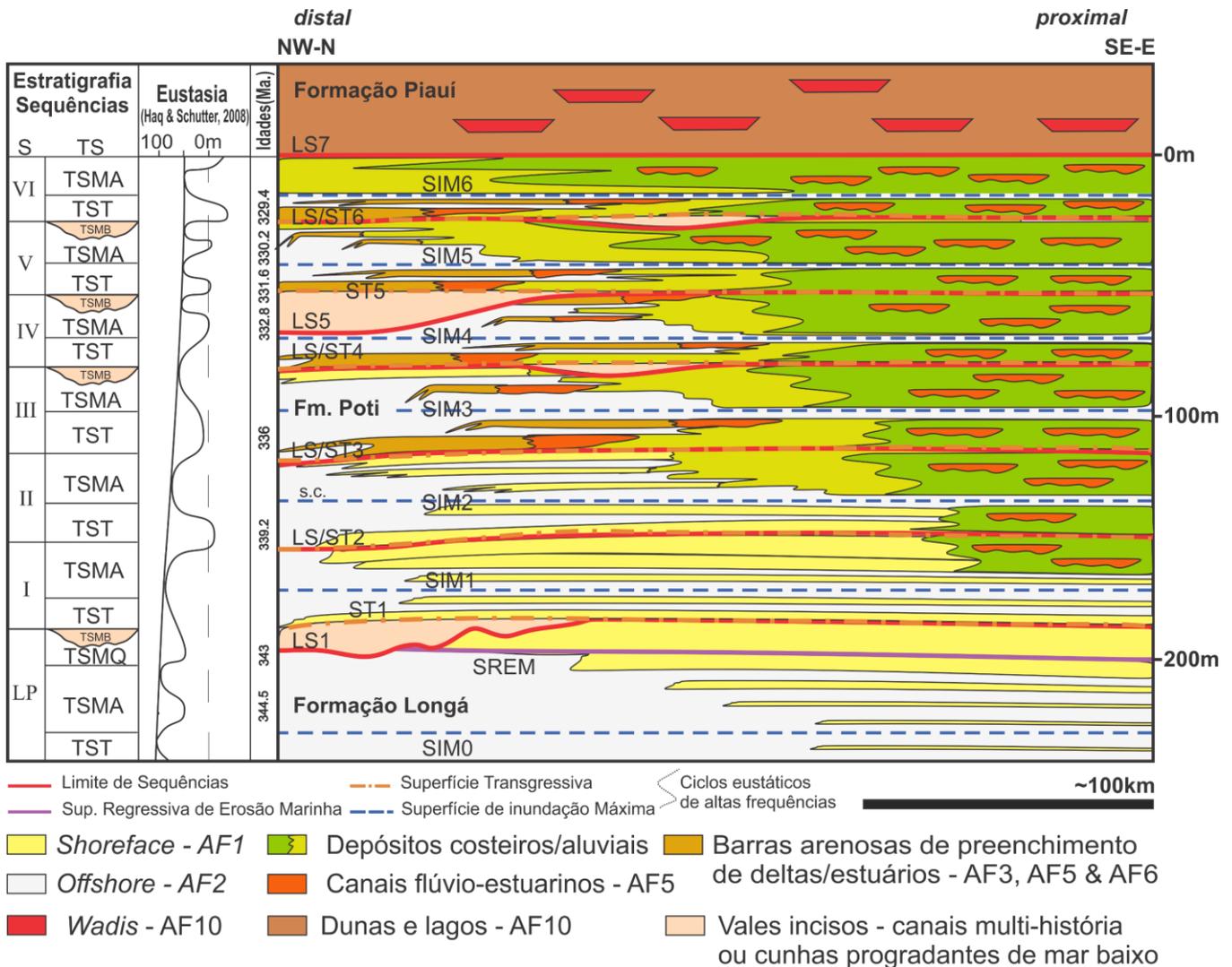


Figura 37 – Modelo deposicional/estratigráfico esquemático para a Formação Poti, partindo-se de uma seção SE/E – NW/N. O modelo tem uma escala exagerada, tanto vertical quanto horizontal. Interpretações estratigráficas e curva de nível relativo são sumarizadas ao canto esquerdo da figura. A curva de variação do nível relativo do mar é adaptada de Haq & Schutter (2008). A distribuição das associações de fácies (AF) é de acordo ao descrito no texto, vide Tabela 6. (S) para sequências, (TS) para tratos de sistemas e (s.c.) seção condensada. Notar a mudança entre a deposição basal da Formação Poti e topo da Formação Longá, na qual há a predominância de sistemas marinhos rasos, representados por shoreface e offshore. Ao passo que, à medida que se observa a deposição em direção ao topo da Fm. Poti, os sistemas costeiros deltaicos/estuarinos passam a representar a maior parte da deposição. Na última sequência da Formação Poti, marcada em sua base pelo LS6, a deposição é representada apenas por planícies de maré e canais flúvio-estuarinos. Já no tempo da deposição da Formação Piauí, a deposição é marcada por depósitos desérticos (flúvio-eólicos).

7.2. *Dimensão dos Corpos Arenosos da Fm. Poti*

Reservatórios arenosos em sucessões costeiras são compostos por uma grande variedade de corpos arenosos de paleoambientes distintos. Para estimar o volume de tais reservatórios é necessário conhecer as dimensões e orientações de tais corpos. A partir de estudos bem-sucedidos sobre as dimensões de sucessões fluviais, Reynolds (1999) apresenta uma base robusta de dados correlacionando as dimensões (largura) a partir de dados de fácies sedimentares, ambientes deposicionais, estratigrafia de sequências e espessura de corpos arenosos parálicos. Para isso, os parâmetros que controlam estas relações estão diretamente ligados ao tipo de corpo arenoso (ambiente deposicional), granulometria, tipo de bacia deposicional, dentre outros. No trabalho de Reynolds (1999) é comprovado que as dimensões de corpos de arenitos são diretamente controladas pela configuração dentro as sequências estratigráficas. Aplicando aquele trabalho a este, como um ensaio, pode se discutir:

- (i) Os depósitos de TSMB são transportados para as porções mais distais da bacia do Parnaíba via vales incisos que apresentam espessuras entre 10 a 50m, tais vales em média têm uma razão entre espessura e largura de 1:1000, atingindo até 50km de continuidade lateral;
- (ii) Arenitos de *shoreface* são imensos lençóis de dezenas a centenas de quilômetros em largura, com média de comprimento entre 7 a 25km, sendo que arenitos de *shoreface*, depositados em trato de sistemas de mar alto apresentam espessuras entre 8 a 40m e alcançam a razão espessura por largura na ordem de 1:1000, portanto podem atingir a continuidade lateral de até 50km, sendo 2 vezes maiores que os depositados no trato de sistemas transgressivo;
- (iii) Vales incisos e arenitos de *shoreface* do TSMA têm dimensões comparadas aos reservatórios dos campos gigantes de óleo/gás natural. Ao passo que lobos aluvias, desembocaduras de deltas e planícies de marés podem ter dimensões de reservatórios comparados aos campos pequenos de óleo/gás natural.

8. CONCLUSÕES

- Foram reconhecidas 10 associações de fácies sedimentares pertencentes aos sistemas deposicionais marinho raso (AF1 & AF2), estuarino/deltaico dominados por maré (AF3 a AF6), aluvial (AF7 & AF8) e desértico (AF9 & AF10), que se organizam em 8 seqüências deposicionais, sendo 1 relativa à Formação Longá (seq. LP), 6 pertencentes à Formação Poti, que são as seqüências de I a VI e a seqüência PI relativa à deposição da Formação Piauí;
- Uma consistente influência por maré é observada ao longo da sucessão das rochas da Formação Poti. Porém, a base da Formação Poti, nesta área de estudo, é composta apenas por depósitos de *shoreface* a *offshore* do sistema marinho raso com domínio de ondas de tempestade. Ocorre uma seqüência deposicional, neste trabalho denominada “LP”, referente a transição formacional Longá/Poti. Esta mudança paleoambiental ao longo da deposição da Fm. Poti decorre da evolução paleogeográfica da borda leste-nordeste, composta primeiramente por cordões litorâneos extensamente contínuos dominados por ondas de tempestade, que ao longo da deposição da Formação Poti, tornaram-se cada vez mais recortados por baías que protegiam deltas da ação de ondas, amplos estuários encaixados sobre largos vales incisos e planícies costeiras dominadas por marés;
- A partir das fácies sedimentares, superfícies estratigráficas, dos tratos de sistemas e das seqüências deposicionais foi construído um modelo deposicional para a Formação Poti e unidades limítrofes. É dada ênfase neste modelo às diferenças arquiteturais entre as regiões proximal e distal da bacia, sendo o desenvolvimento do TSMB restrito aos depocentros da bacia, pelo preenchimento de vales incisos ou por cunhas progradantes de mar baixo. E também, enfatiza-se, o ensaio cronoestratigráfico de acordo a curva eustática global para o paleozoico de Haq & Schutter (2008), que permitiu correlacionar 7 ciclos eustáticos aos 9 ciclos eustáticos reconhecidos para a idade do Viséano. Sendo a Formação Poti compartimentada em 6 seqüências de alta-freqüências de 2^a a 3^a ordem com duração de 0.8 a 3.2Ma.;
- A passagem da Formação Poti para a Formação Piauí é marcada pela mudança abrupta de fácies de sistemas deposicionais flúvio-estuarino a flúvio-desértico em contato erosivo, respectivamente. As fácies da Formação Piauí se apresentam

cinza-avermelhadas e com estratos cruzados de grande porte com lamitos vermelho-esverdeados intercalados, sendo a respostas de perfil (RG) deste contato um valor baixo de contagem de raios gama (deflexão abrupta à esquerda);

- Em termos de corpos arenosos do intervalo estudado com potencial para reservatórios, os depósitos de vales incisos, formados durante o rebaixamento do nível relativo do mar em situação estratigráfica do trato de sistemas de mar baixo compõem potenciais reservatórios. Tais corpos, estão restritos às porções distais da bacia e têm espessuras de até 50m, são resultantes de diversos canais multi-história amalgamados dentro de vales incisos que podem alcançar a marca de até 50km de largura e terem grande continuidade em sentido aos depocentros (N-NW). Outros depósitos com potencial para reservatórios são arenitos de *shoreface*, localizados na base da Formação Poti e Topo da Formação Longá, das sequências LP a II. Tais corpos estão depositados ao longo das paleocostas (SE-E-NE) e, quando em contexto estratigráfico de trato de sistemas de mar alto, os arenitos de *shoreface* alcançam espessuras de até 50m, podendo assim, serem lateralmente contínuos por até 50km. Estes corpos arenosos são comparados às dimensões de campos gigantes produtores de óleo/gás natural (Reynolds, 1999).

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abelha, M. 2008. Análise faciológica da formação piauí e da porção basal da formação pedra de fogo (bacia do parnaíba) no testemunho de sondagem do poço 1 – UN – 09 – PI. Trabalho de final de curso, UFRJ, Rio de Janeiro: p. 75.
- Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B. & Carneiro, C.D.R. 2000. The origin & evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, v. 50, no. 1–2, p. 77–111, *doi:10.1016/S0012-8252(99)00072-0*.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *In: Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, p. 43–58.
- Andrade, S.M. & Daemon, R.F. 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 28. Porto Alegre, SBG. v.2, p.129-137.
- Anelli, L.E.; Rocha-Campos, A.C.; Simões, M.G. & Peck, R.L. 2009. Pennsylvanian Heteroconchia (Mollusca, Bivalvia) from the Piauí Formation, Parnaíba Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 12, no. 2, p. 93–112, *doi:10.4072/rbp.2009.2.01*.
- Ainsworth, B.; Flint, S.; Howell, J. Predicting coastal depositional style: Influence of basin morphology & accommodation to sediment supply ratio within a sequence stratigraphic framework. *In: SEPM Special Publication No. 90. Recent Advances in Models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy*, v. 1., no. 1, p. 237 – 264. 2008. *Society for Sedimentary Geology*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- Berry, W.1987. Growth of a Prehistoric Time Scale Based on Organic Evolution. Oxford: Blackwell Science.
- Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.A.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : texto, mapas & SIG: Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 1-692 p.
- Boyd, R.; Dalrymple, R. & Zaitlin, B.A. 1992, Classification of clastic coastal depositional environments: *Sedimentary Geology*, v. 80, no. 3–4, p. 139–150, *doi:10.1016/0037-0738(92)90037-R*.
- Brown, L. F. J. & Fischer, W.L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from a Brazilian rift & pull apart basins. *In: Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG. Memoir 26: American Association of Petroleum Geologists, p. 213–148.

- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology, & paleogeography of northern basins of Brazil. (Ph.D. *thesis*, University of California) Santa Barbara, U.S.A. 583p.
- Carvalho, M.G.P. 1995. Trilobitas Devonianas da bacia do Parnaíba (Formações Pimenteira, Cabeças e Longá). Tese de Doutorado, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro. 132p.
- Carvalho, M. G.P.; Melo, J.H.G. 1984. Ocorrência de *Metacryphaeus* (Trilobita, Calmonidae) da Formação Longá e suas implicações geocronológicas. *In: Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, 1984, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p.43.
- Castro, A.B.; Cupertino, D.F.; Dias, K.D.N.; Barbosa, H.C.R. & Peccini, T.L. 2007. Geologia Estrutural, tectônica e sedimentação das bacias intracratônicas: Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. Curso de Especialização em Projeto de Análise em bacias: Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UFRJ. Rio de Janeiro. P. 1 – 142.
- Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy: Amsterdam, The Netherlands, *Elsevier B.V.*, 375 p., *doi:10.5860/CHOICE.44-4462*.
- Catuneanu, O.; Abreu, V.; Bhattacharya, J.P.; Blum, M.D., Dalrymple, R.W.; Eriksson, P.G.; Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 1-33. *doi: 10.1016/j.earscirev.2008.10.003*.
- 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 & Nomenclature: Newsletters on Stratigraphy, v. 44, no. 3, p. 173–245, *doi:10.1127/0078-0421/2011/0011*.
- Clifton, H.E. 2006. A re-examination of facies models for clastic shorelines. *In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. eds. Facies Models Revisited: SEPM Special Publication 84*, p. 293-337.
- Della Fávera, J.C. 2001. Fundamentos da Estratigrafia Moderna: p. 266, *doi:10.1017/CBO9781107415324.004*.
- Della Fávera, J.C. 1990. Tempestitos na Bacia do Parnaíba: Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS –, 560 p.
- Della Fávera, J.C. & Uliana, M.E. 1979. Bacia do Maranhão – possibilidades para treinamento de fácies e ambientes sedimentares.: Rio de Janeiro.
- Dolianiti, E. 1954. A flora do Carbonífero Inferior de Teresina, Piauí. Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim, Rio de Janeiro, v. 148, p. 1-56.
- Dumas, S. & Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky & swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength & aggradation rate: *Geology*,

Volume 34, p. 1073-1076.

- Fernandes, A.C. & Carvalho, I.S. 2007, *Iconologia*: São Paulo, [São Paulo]: Sociedade Brasileira de Geologia, Série Textos nº3, [2007], 180 p.
- Fonseca, V.M.M. & Melo, J.H.G. 1987. Ocorrência de *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) (Brachiopoda, Orthida) na Formação Pimenteira, e sua importância Paleobiogeográfica. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, 1987. Rio de Janeiro. Anais, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987, V.2, p. 505-537.
- Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73 (1989), pp. 125-142.
- Góes, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Universidade de São Paulo (USP), São Paulo. p. 171. Tese de doutorado.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8, 57-67.
- Haq, B.U. & Schutter, S. R. 2008. A chronology of paleozoic sea-level changes: *Science*, v. 322, no. 5898, p. 64–68, *doi:10.1126/science.1161648*.
- Hoffman, P. F. 1989. Precambrian geology & tectonic history of North America. *In*: Bally, A. W. & Palmer, A. R. (eds). *The geology of North America - an overview.*: Geological Society of America, p. 447–512.
- Iannuzzi, R. 1994. Reavaliação da Flora Carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 233 pp., (Dissertação de mestrado).
- James, N. P. & Dalrymple, R. W. 2010. *Facies Models 4: Kingston, Canada*, Geological Association of Canada, p. 586.
- Leighton, M. W. & Kolata, D. R. 1990. Selected interior cratonic basins & their place in the scheme of global tectonics - a synthesis. *In*: Leighton, M. W.; Kolata, D. R.; Oltz, D. F.; Eidel, J. J. (eds). *Interior Cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologists - AAPG, (Memoir 51): Tulsa, Oklahoma, U.S.A. p. 729–797.
- Leite, J.F.; Aboarrage, A. M. & Daemon, R. F. 1975. Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba: Companhia de Produção e de Recursos Minerais. Recife. 55p.
- Lima, E.A.M. & Leite, J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia

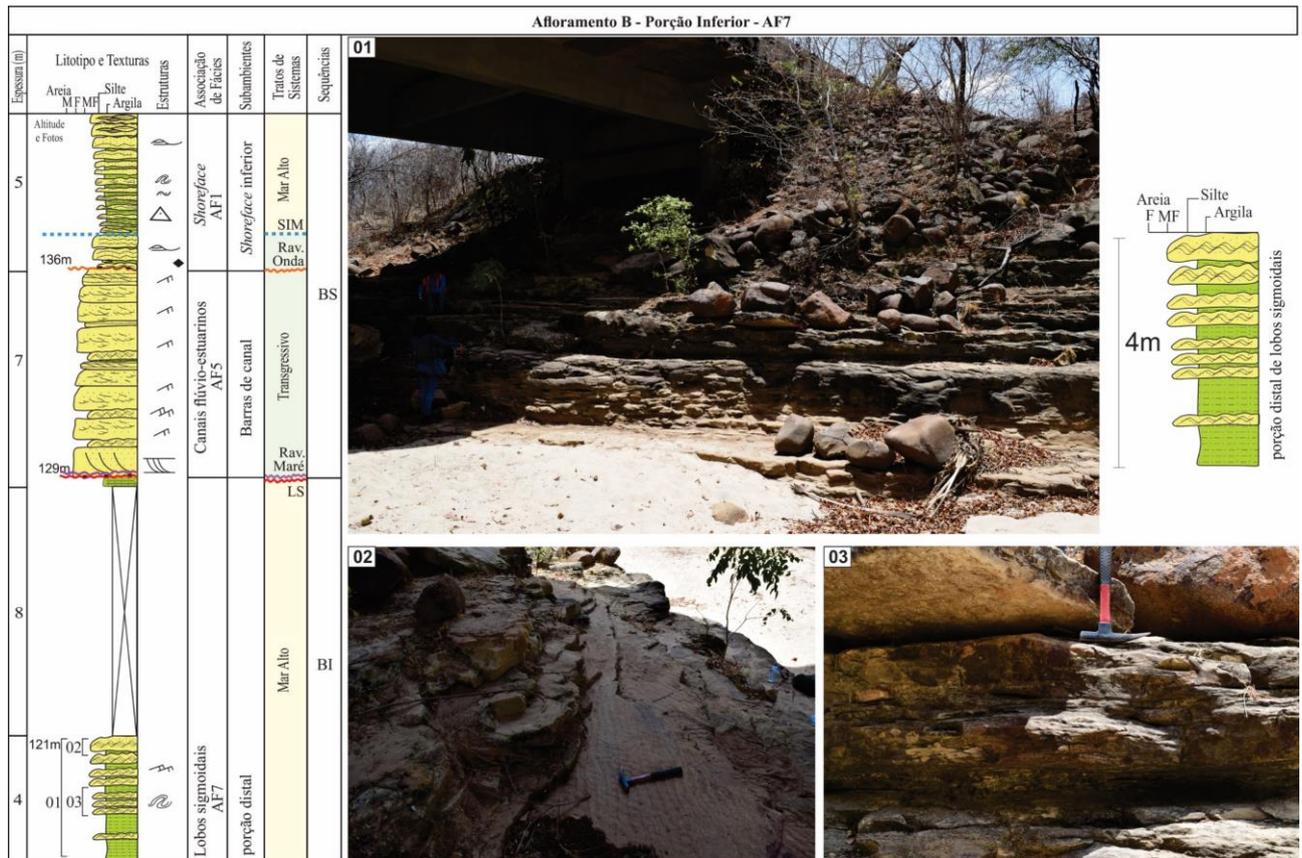
- Sedimentar do Parnaíba - integração geológica-metalogenética. Recife, DNPM/CPRM. 2v.
- Lobato, G.; Borghi, L. 2014. Estratigrafia de seqüências do contato formacional Longá/Poti (Carbonífero Inferior) em testemunhos de sondagem da Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 22, p. 213-235.
- Loboziak, S.; Streeel, 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*, v. 115, p.215-226.
- Maguregui, J. & Tyler, N. 1991. Evolution of Middle Eocene Tide-Dominated Deltaic Sandstones, Lagunillas Field, Maracaibo Basin, Western Venezuela. *In*: Miall, A.D. & Tyler, N. (eds). The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: *Society for Sedimentary Geology SEPM*. Volume 3, p. 233-244.
- Kegel, W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro, n.141, p. 1-48.
- Melo, J.H.G. & Loboziak, S. 2000. Visan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, northern Brazil): Review of Palaeobotany & Palynology, v. 112, no. 1-3, p. 147-165.
- Melo, J.H.G. & Loboziak, S. 2003. Devonian – Early Carboniferous – miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. Review of Palaeobotany & Palynology, 124, 131-202.
- Melo, J.H.G. 1985. A Província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil: estado atual dos Conhecimentos. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1985.
- Mesner, J.C. & Wooldridge, L.C. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins North Brazil. Bulletin, American Association of Petroleum Geologists (AAPG), v.48,p.1476-1512.
- Middleton, M.F. 1990. A model of intracratonic basin formation, entailing deep crustal metamorphism: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, London, v. 62, p. 1-14.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental: Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, 225 p.

- Milani, E.J. 2000. Geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. *In*: Holz, M. & De Ros, L. F. (eds). Geologia do Rio Grande do Sul: Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 275–305.
- Milani, E.J. & Thomaz-Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America. *In*: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz-Filho, A. & Campos, D.A. (eds). Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências e Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), p. 389–449, 856p.
- Milani, E.J. & Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America: Episodes, v. 22, no. 3, p. 199–205.
- Milani, E. J., & P. V. Zalán. 1998. Brazilian Geology Part I: The geology of Paleozoic cratonic basin and Mesozoic interior rifts of Brasil., *in* AAPG International Conference & Exhibition: p. 184.
- Miranda, F.S.; Vettorazzi, A.L.; Cunha, P.R.C; Aragão, F.B.; Michelon, D.; Caldeira, J.L.; Porsche, E.; Martins, C.; Ribeiro, R.B.; Vilela, A.; Corrêa, J.R.; Silveira, L.S.; Andreola, K. 2018. Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs & cores: Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil. *Geological Society of London. Special Publications*, v. 472.
- Miranda, A.P.; Souza Cruz, C.E.; Melo, J.H.G. & Oller, J. 2003. Sequence Stratigraphy of the Late Silurian–Devonian Subandean Basin in Southern Bolivia & Northern Argentina: VIII Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, p. 297–308.
- Mitchum, R.M.J.; Vail, P.R. & Thompson, S.I. 1977. Seismic Stratigraphy & global changes of sea-level part. 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *In*: Seismic stratigraphy — Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists – AAPG (Memoir 26). p. 53–62.
- Morad, S.; Ketzer, M. & De Ros, L. F. 2013. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy: 530 pages p., *doi:10.1002/9781118485347.ch1*.
- Nummedal, D. & Swift, D.J.P. 1987. Transgressive stratigraphy at sequence bounding unconformities: Some principles derived from Holocene & Cretaceous examples. *In*: Nummedal, D.; Pilkey, O.H. & Howard, J.D. (eds.). Sea Level Fluctuations and Coastal Evolution. *Society of Economic Paleontology & Mineralogy Special Publication* no. 41, p. 241-260.
- Paiva, G. & Miranda, J. 1937. Carvão mineral do Piauí. Boletim. Departamento Nacional de Produção Mineral. DNPM, v.20, P.1-16.

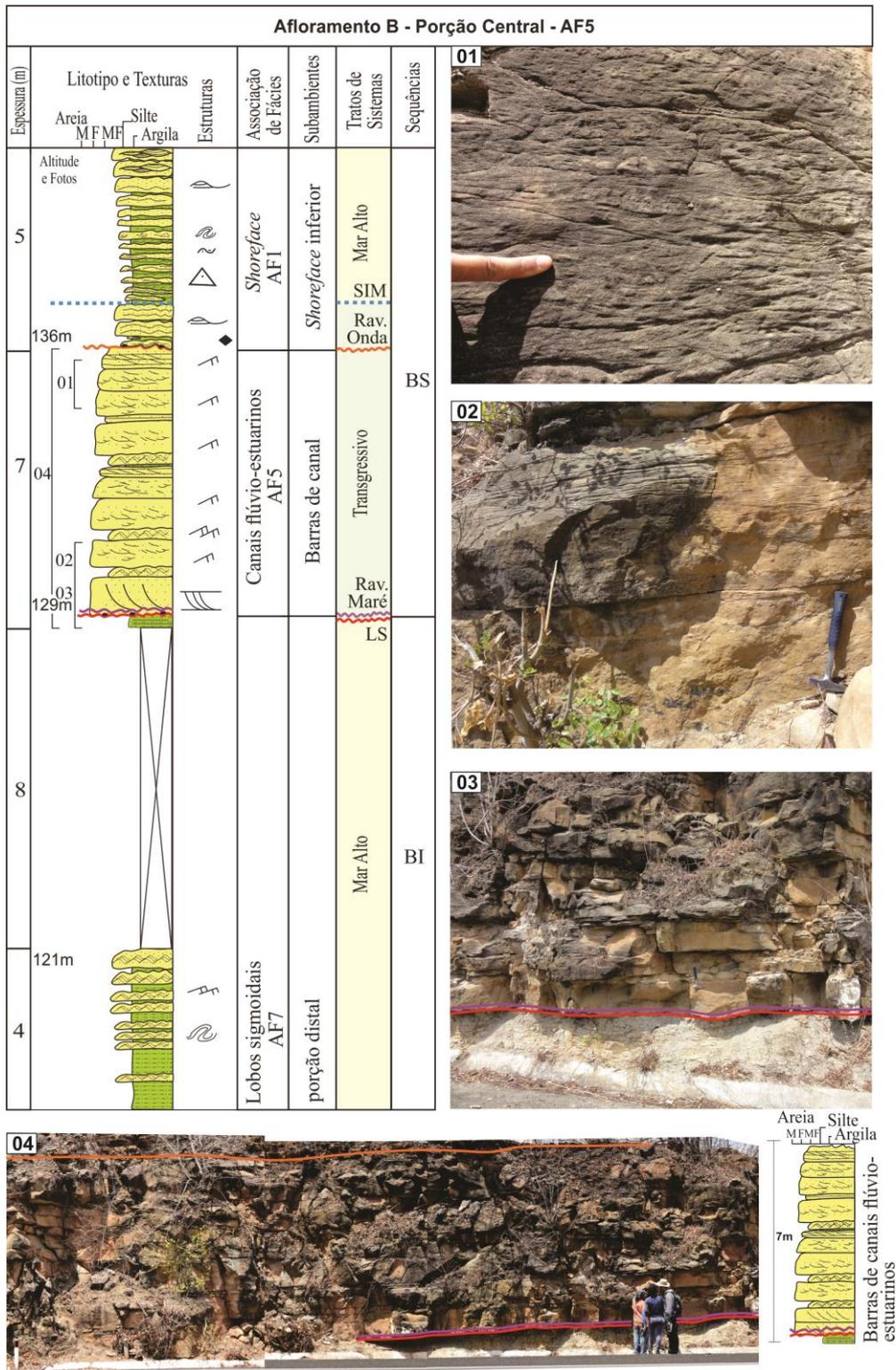
- di Pasquo, M., & Iannuzzi, R. 2015. New palynological information from the Poti Formation (Upper viséan) at the Roncador creek, Parnaíba Basin, Northeastern Brazil: *Boletim Geológico y Minero*, v. 125, no. 4, p. 405–435.
- Plint, A.G. 1988. Sharp-Based Shoreface Sequences & “Offshore Bars” in the Cardium Formation of Alberta: Their Relationship to Relative Changes in Sea Level. Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Ross, C.A.; Posamentier, H.W.; Van Wagoner, J.C.; Kendall, C.G.S.C. (eds). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, *Society of Economic Paleontology and Mineralogy Specials Publications*, 42 (1988), pp. 357-370.
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. 1999. *Siliciclastic Sequence: Tulsa, Oklahoma, U.S.A.*, SEPM, 219 p.
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T. & Vail, P.R. Eustatic controls on clastic deposition. *In: Conceptual framework*. C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.A. Ross, H.W. Posamentier, J.C. Van Wagoner, C.G.St.C. Kendall (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 42 (1988), pp. 109-124.
- Reynolds, A.D. 1999. Dimensions of Paralic Sandstone Bodies: *AAPG Bulletin*, v. 83, no. 2, p. 211–229.
- Rosseti, D.F.; Goés, A.M. & Truckenbrodt, W. 2001. O cretáceo da bacia de São Luís-Grajaú. Belém, Museu Emílio Goeldi, 246P.
- Santos, V.H.; Lima Filho, M.F. & Neumann, V.H. 2007. Quais as Possibilidades de um Sistema Petrolífero na Bacia do Parnaíba? 4º PDPETRO - Campinas, SP, no. 0298-1, p. 10.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E.(coord.) 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais; escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM, 501 p.
- Sloss, L. 1963. Sequences in the Cratonic Interior of North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 74, p. 93–113.
- Small, H. 1914. *Geologia e suprimento d’água subterrânea no Piauí e parte do Ceará*. Mossoró, Escola Superior de Agricultura de Mossoró. 168p. (Coleção Mossoroense, 82).
- Society for Sedimentary Geology, 2016, SEPM STRATA: <http://sepmstrata.org/page.aspx?&pageid=1&1> (accessed June 6, 2017).
- Steel, R. J.; Steel, R.J. & Milliken, K.L. 2013. Major Advances in siliciclastic sedimentary geology 1960-2012 *Geological Society of America*. Special Paper 500. 2013. Major advances in siliciclastic sedimentary geology , 1960 – 2012: *Geological Society*, London,

- Special Publications, no. 500, p. 121–167, *doi:10.1130/2013.2500(04)*.
- Swift, D.J.P. 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, Eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14 (1975), pp. 1-43.
- Tillman, R.W. 1999. The Shannon S&stone: a review of the sand-ridge & other models. In: Bergman, K.N.; Snedden, J.W. (eds.) *Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis & sedimentologic interpretation*. Tulsa: SEPM, 1999. p.29-54. (SEPM Spec. Publ., n.64).
- Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N.; Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy & Sedimentology — An overview. Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, W. (eds.). *Cycles & Events in Stratigraphy*, Springer, Heidelberg (1991), pp. 617-659.
- Vail, P. R.; Mitchum, R.M. & Thompson, S. 1987. Relative changes of sea level from coastal onlap, & Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists (Memoir 26)*: p. 63–98.
- Vail, P. R., & Sangree, J. B. 1977. Time stratigraphy from seismic data: *AAPG Bulletin*, v. 55, no. 2, p. 367–368.
- 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 & key definitions. Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Ross, C.A.; Posamentier, H.W.; Van Wagoner, J.C.; Kendall, C.G.S.C. (eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publications, 42 (1988), pp. 109-124.
- Van Wagoner, J.C.; Jones, C R.; Taylor, D.R.; Nummedal, D.; Jennette, D.C.; Riley, G.W. 1991. *Sequence Stratigraphy Applications to Shelf Sandstone Reservoirs. Outcrop to Subsurface Examples*. AAPG Field Conference (1991).
- Vaz, P.T.; Andrade, G.; Ribeiro, J.; Filho, W.; Antônio, W.; Travassos, S. 2007. Bacia do Parnaíba: p. 253–263.
- Walker, R. G., & James, N.P. 1992. Facies Models: Response to Sea level changes: *Geological Association of Canada*, p. 407, *doi:10.1097/00000433-198206000-00020*.
- Zalan, P.V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: Mantesso-Neto, V.; Andrea, B.; Dal Ré Carneiro, C.; Brito-Neves, B. B. (eds). *Geologia da Plataforma Sul-Americana - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*: Porto Alegre, Beca, p. 595–613.

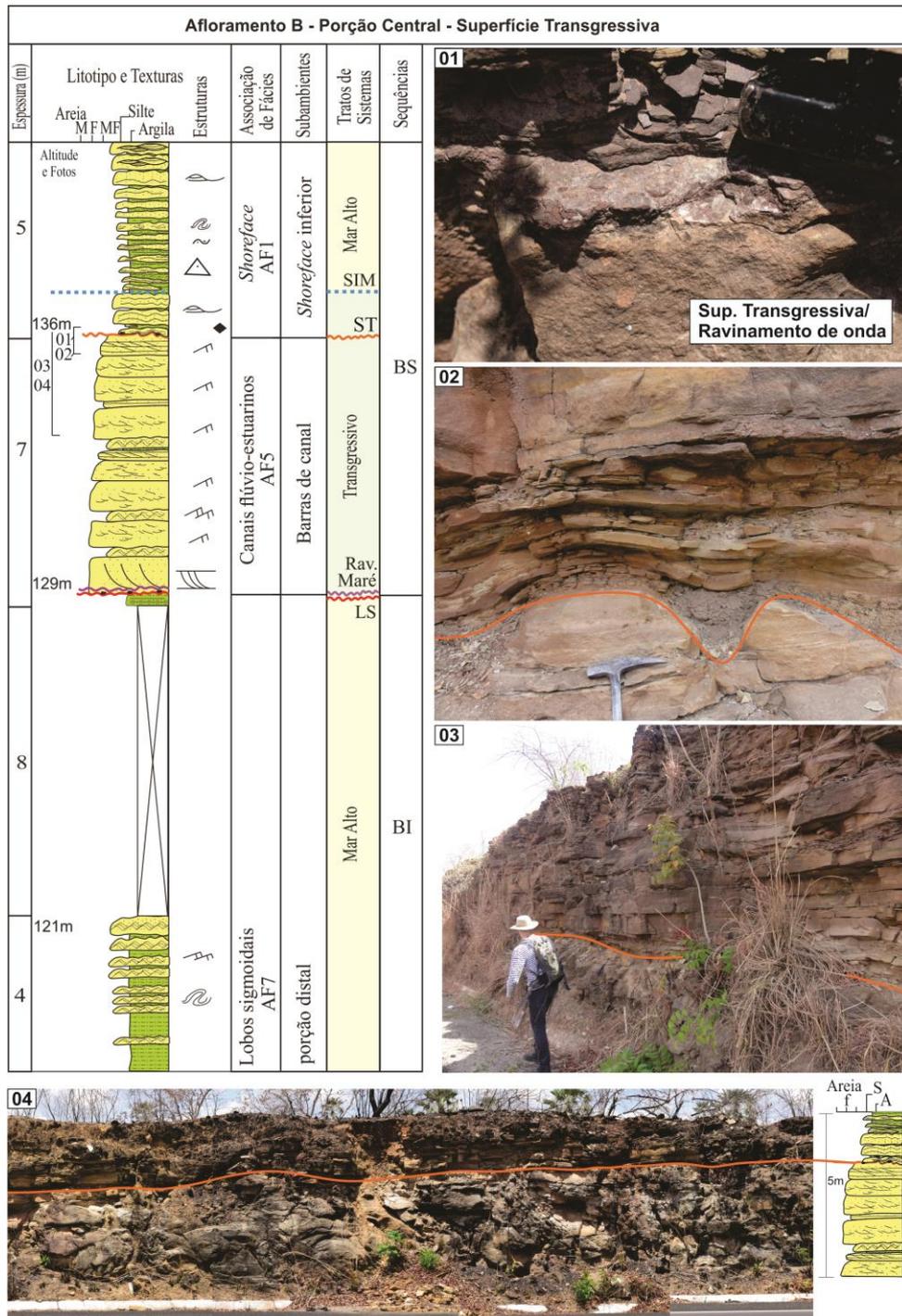
Zecchin, M., & Catuneanu, O. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units & bounding surfaces: *Marine & Petroleum Geology*, v. 39, no. 1, p. 1–25, *doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.08.015*.



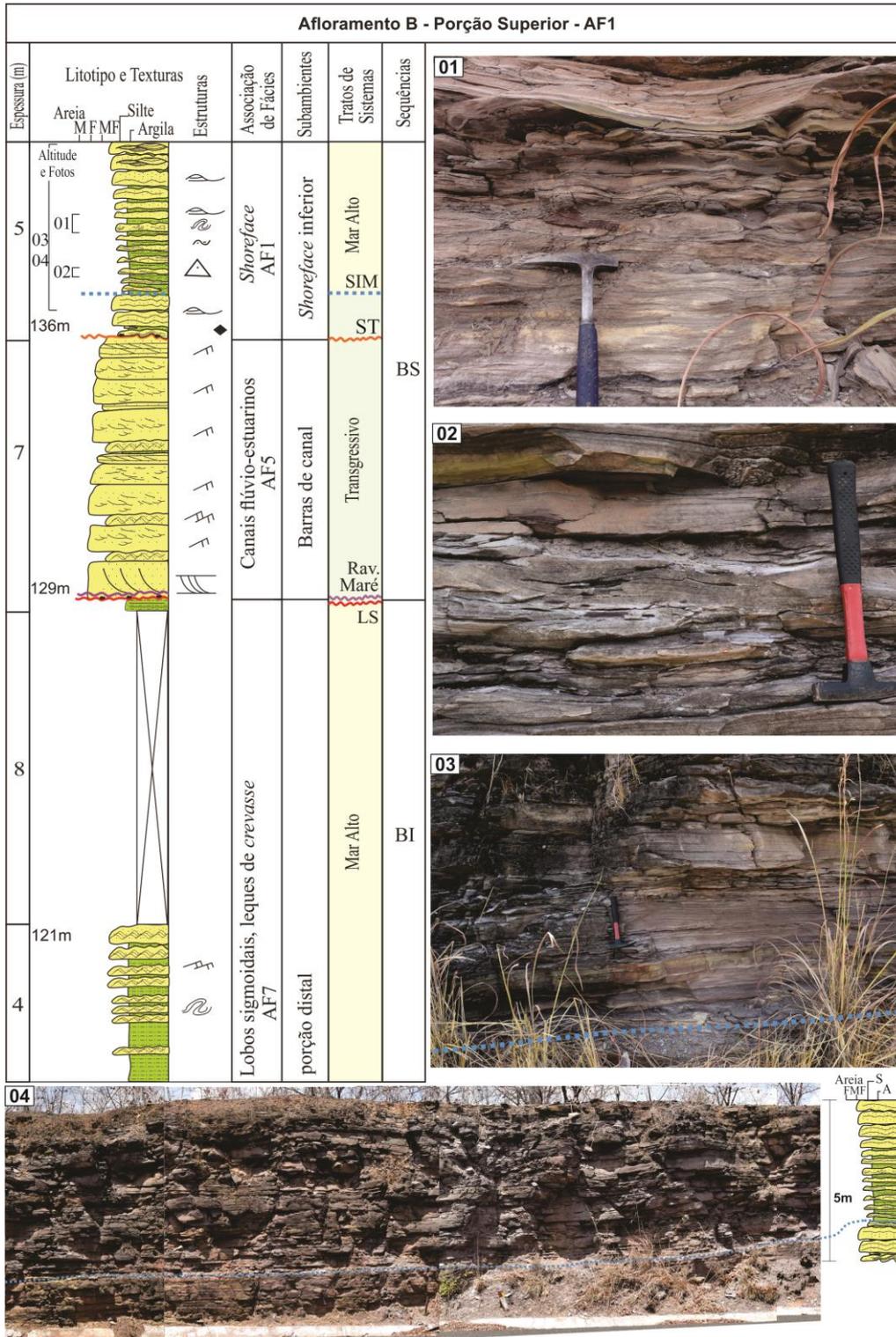
Apêndice 2 – Afloramento B, porção basal. Empilhamento de 4m da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas e seqüências deposicionais reconhecidas. Fotos: 01 – aspecto geral das fácies de lobos sigmoidais aluviais; 02 – Marcas onduladas com cristas retas assimétricas de fluxo de corrente; 03 – arenitos muito finos com laminações cruzadas intercalados a siltitos.



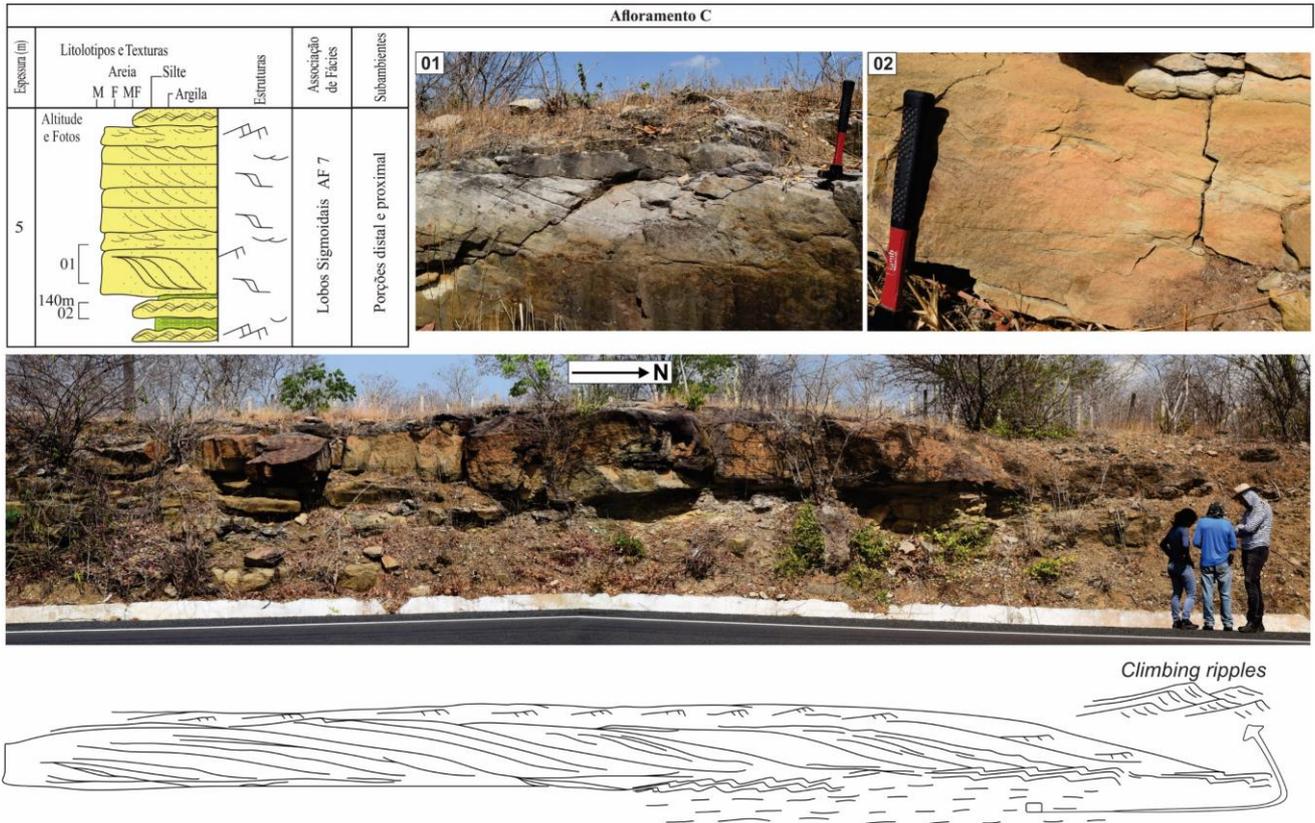
Apêndice 3 – Afloramento B, porção central. Empilhamento de 7m da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas e seqüências deposicionais reconhecidas. Fotos: 01 – arenitos finos com laminações cruzadas acanaladas; 02 – arenitos médios com estratificações cruzadas na base e ripples de corrente ao topo; 03 – detalhe do contato entre as seqüências BI e BS, marcado por lamitos de planícies aluviais sobrepostos a canais flúvio-estuarinos, em contato por limite de seqüências coplanar à uma superfície transgressiva de ravinamento de maré; 04 – aspecto geral dos depósitos de canais flúvio-estuarinos, limitados na base por limite de seqüências e superfície transgressiva e, ao topo por superfície transgressiva de ravinamento de ondas.



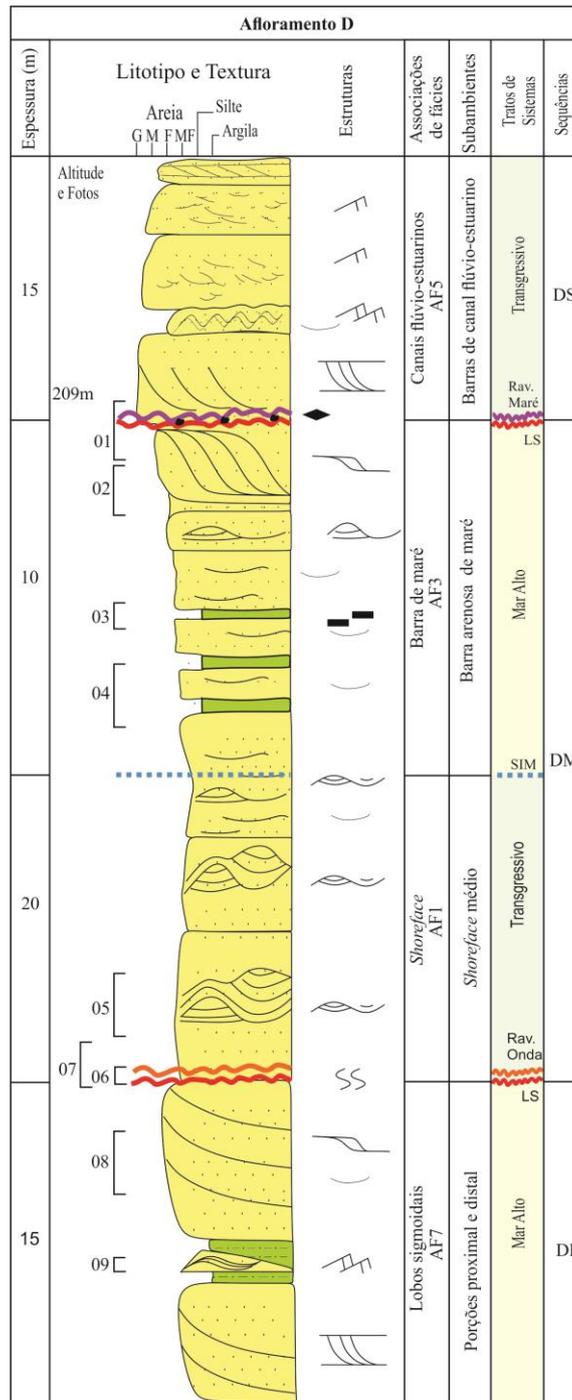
Apêndice 4 – Afloramento B, porção central. Empilhamento de 5m da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas e sequências deposicionais reconhecidas. Fotos: 01 – detalhe da superfície transgressiva, marcada por horizonte rico em clastos de folhelhos/siltitos achatados; 02 – superfície transgressiva de ravinamento de ondas, horizonte erosivo, que delimita às facies de canais flúvio-estuarinos sobrepostos às fácies de shoreface; 03 – continuidade da superfície transgressiva das fotos 01 e 02 ao longo do afloramento; 04 – aspecto da superfície transgressiva de ondas ao longo do afloramento.



Apêndice 5 – Afloramento B, porção superior. Empilhamento de 5m da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas e seqüências deposicionais reconhecidas. Fotos: 01 e 02 – heterolitos de shoreface, arenitos muito finos com estratificações/laminações hcs intercalados a folhelhos/siltitos em acamamento ondular a lenticular, ora deformados; 03 – aspecto geral das fácies de shoreface e superfície de inundação máxima reconhecida; 04 – continuidade da SIM ao longo do afloramento.

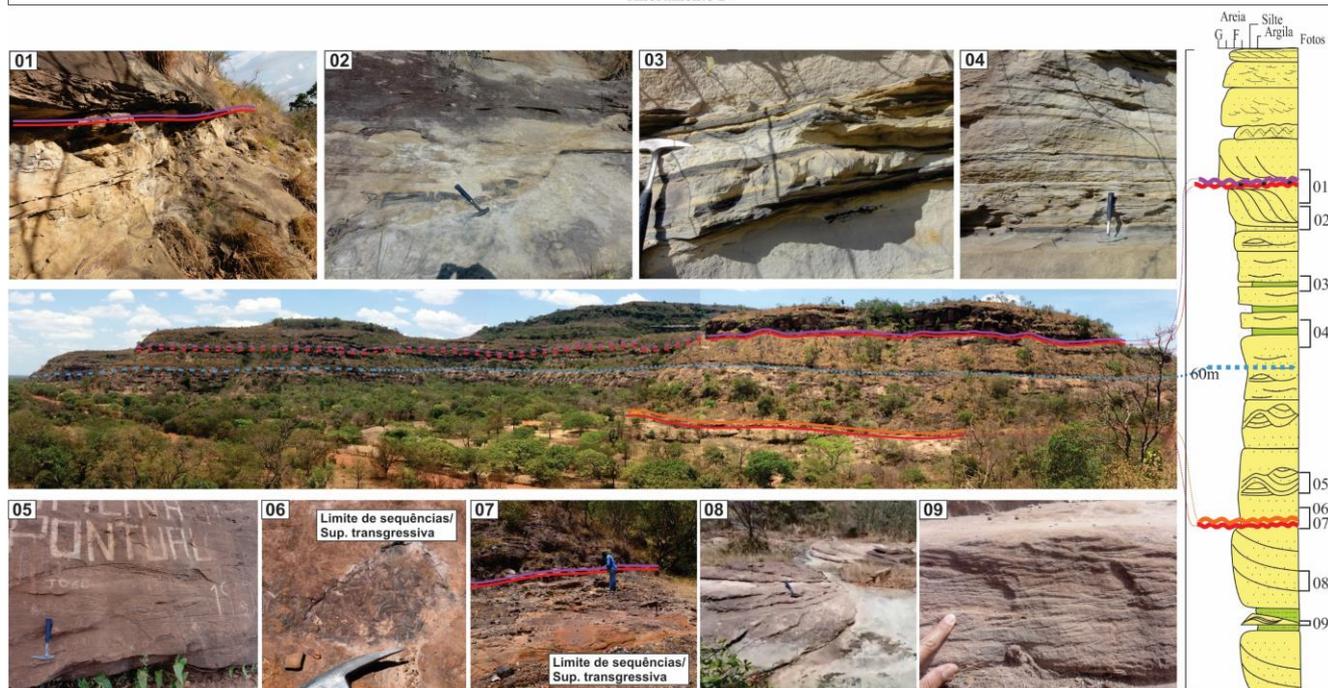


Apêndice 6 – Afloramento C. Empilhamento de 5m da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Fotos: 01 arenitos médios a finos com estratificações cruzadas sigmoidais de grande porte; 02 – arenitso muito finos a finos com climbing ripples em acamamento flaser. Fotografia do aspecto geral do afloramento C, com paleocorrentes em sentido norte.

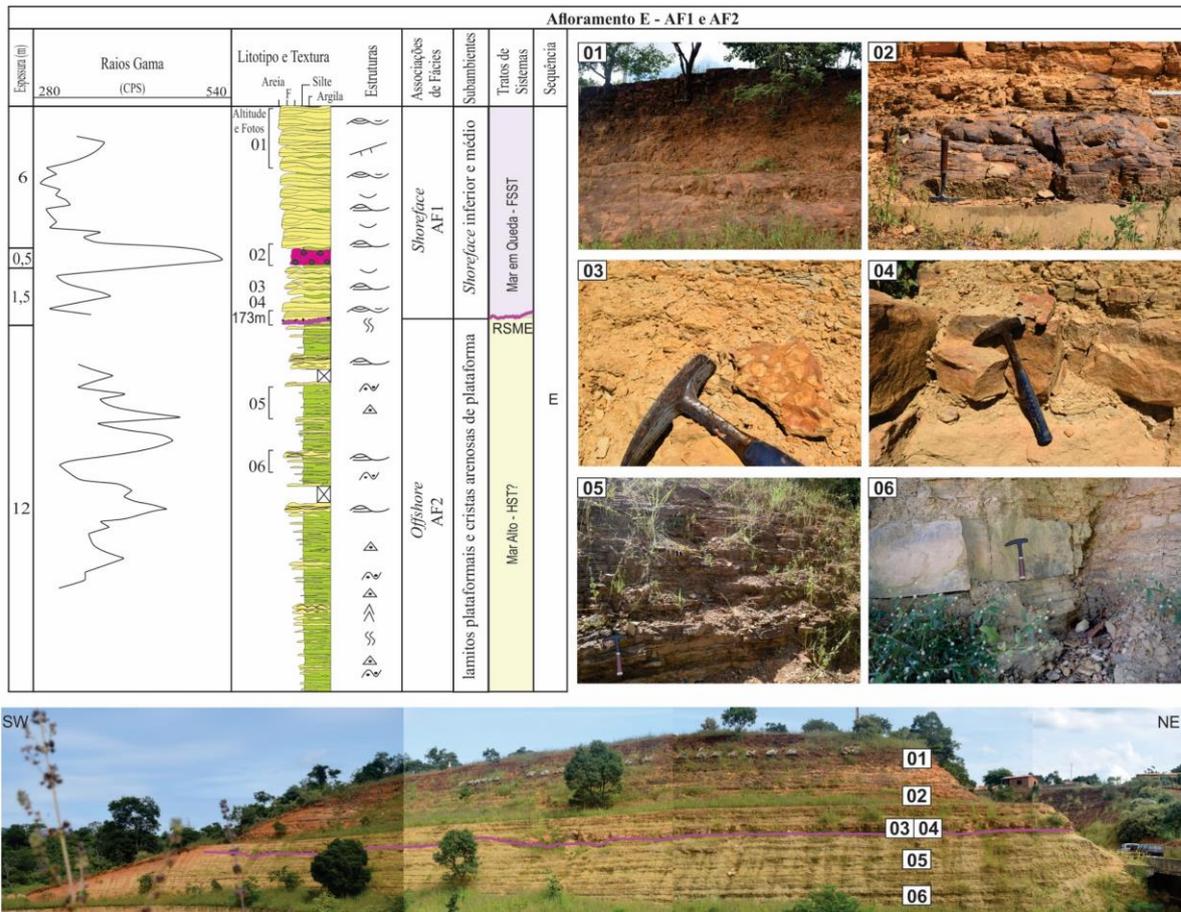


Apêndice 7 – Afloramento D. Empilhamento de 60m da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas e seqüências deposicionais reconhecidas.

Afloramento D



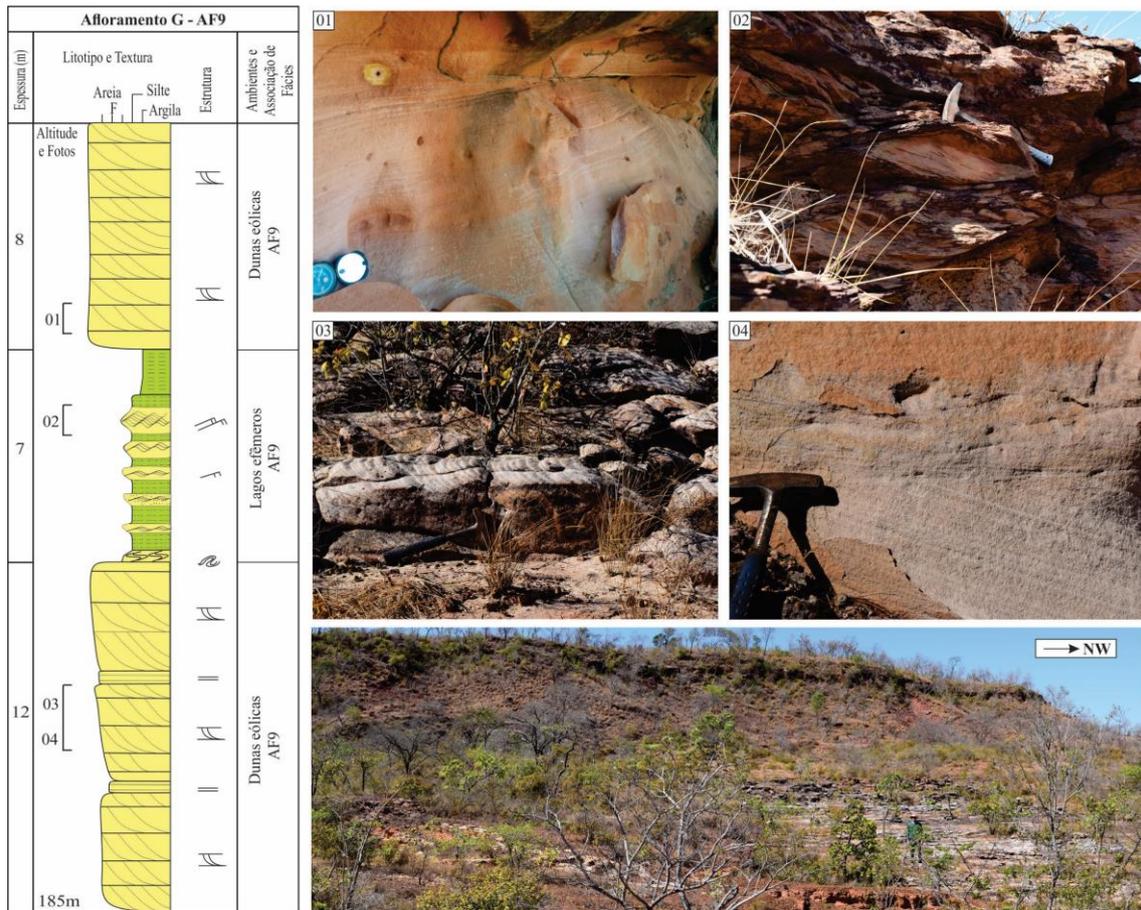
Apêndice 8 – Afloramento D. Empilhamento de 37m da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais, tratos de sistemas, superfícies estratigráficas e seqüências deposicionais reconhecidas de acordo com o Apêndice 7. Fotos: 01 – detalhe do contato entre as seqüências deposicionais DM e DS, marcado por barras de marés sobrepostas aos depósitos de canais flúvio-estuarinos a partir de um limite de seqüências coplanar à uma superfície transgressiva de ravinamento de maré; 02 – detalhe de clastos de folhelhos retrabalhados marcando o contato entre as seqüências DM e DS; 03 – arenitos finos com laminações plano-paralelas a cruzadas intercalados a níveis argilosos carbonosos, ora com fragmentos de carvão; 04 – aspecto geral das fácies da foto 03; 05 – arenitos médios a finos com estratos cruzados swaley; 06 – detalhe de horizonte da superfície transgressiva que delimita as seqüências deposicionais DI e DM, marcado por bioturbação do icnogênero glossifungites; 07 – aspecto geral do contato entre as seqüências deposicionais DI e DM, marcado pelo contato da fácies de lobos aluviais sigmoidais sobrepostos aos depósitos de shoreface em contato por limite de seqüências e superfície transgressiva de ravinamento de ondas; 08 – aspecto geral dos lobos sigmoidais aluviais marcado por foresets de cruzadas sigmoidais de grande porte; 09 – arenito muito fino com climbing ripples, fácies dos lobos sigmoidais, porção distal.



Apêndice 9 – Afloramento E. Empilhamento de 20m das formações Longá e Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas e seqüências deposicionais reconhecidas. Fotos: 01 – arenitos médios a finos de shoreface; 02 – detalhe de ferrarenitos oóliticos de shoreface médio a superior; 03 – nível conglomerático marcando a SREME; 04 e 06 – aspecto geral dos arenitos de shoreface; 05 – heterolitos de offshore.



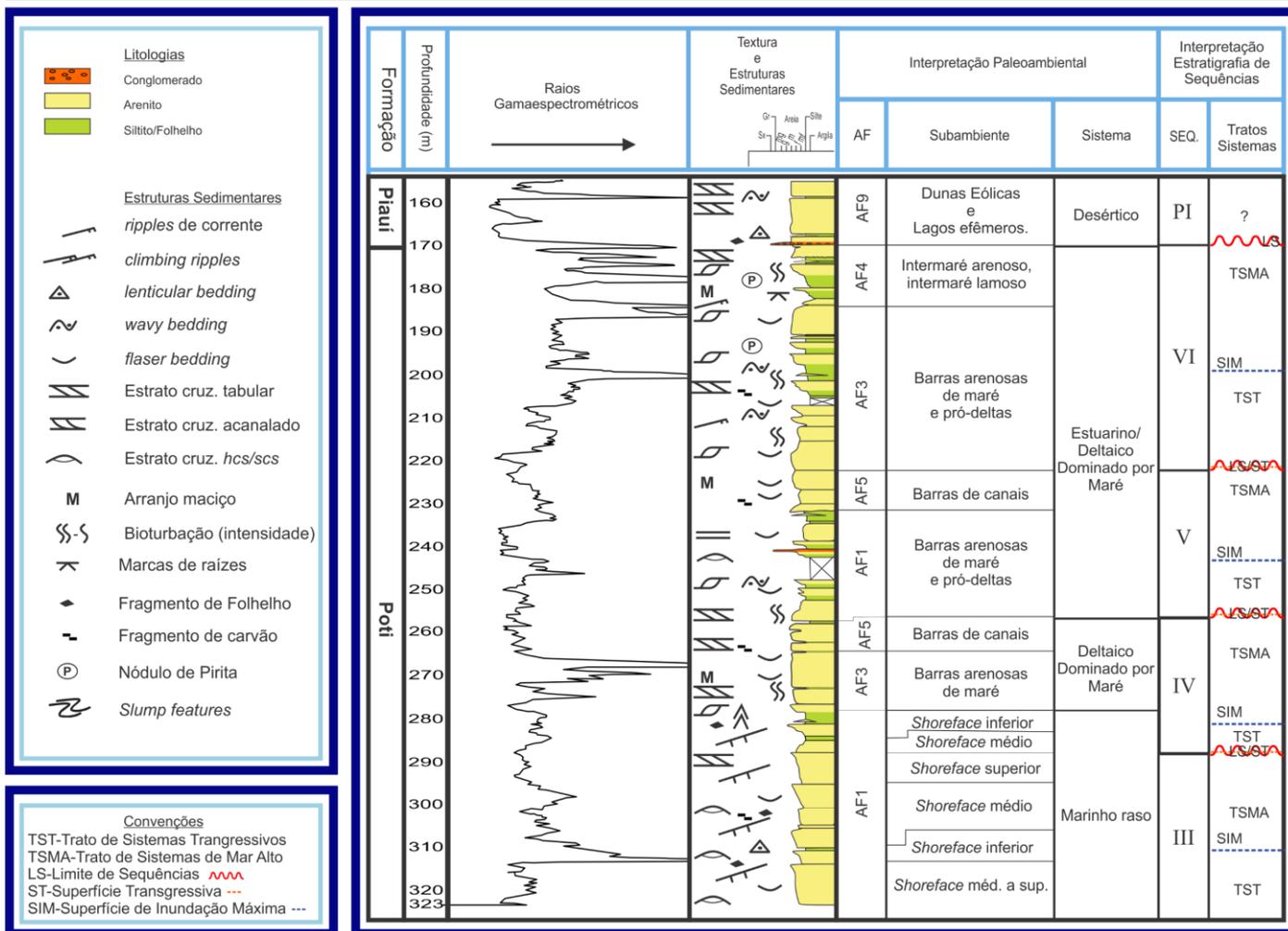
Apêndice 10 – Afloramento F. Empilhamento de 17m das formações Longá e Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas, e sequências deposicionais reconhecidas. Fotos: 01 – detalhe de limite de sequências/superfície transgressiva de ravinamento de ondas, horizonte rico em bioturbações, marcando a passagem da sequência FI para FS; 02 – arenitos médios a finos com estratificações cruzadas swaley a baixo ângulo; 03 – aspecto geral do contato entre as fácies de offshore e shoreface, marcado pela SREME; 04 – bloco rolado com bioturbação zoophycus.



Apêndice 11 -Afloramento G. Empilhamento de 27m da Formação Piauí. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Fotos: 01 – arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares de grande porte; 02 – arenitos com climbing ripples intercalados a folhelhos vermelhos; 03 e 04 – detalhe de estratificações cruzadas tabulares de grande porte.

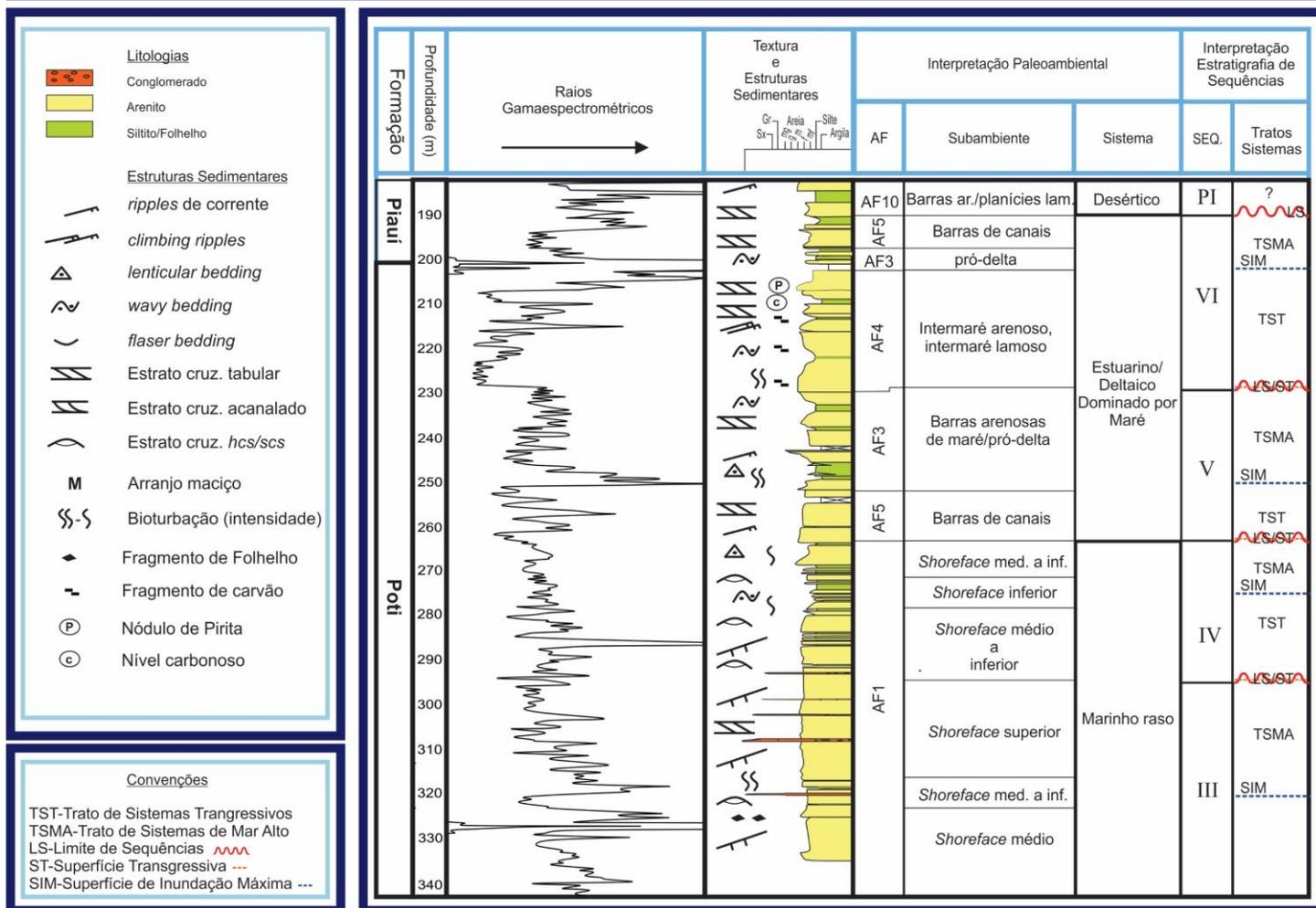
Poços

Testemunho de Sondagem DNPM/ CPRM 1-UN-01-PI



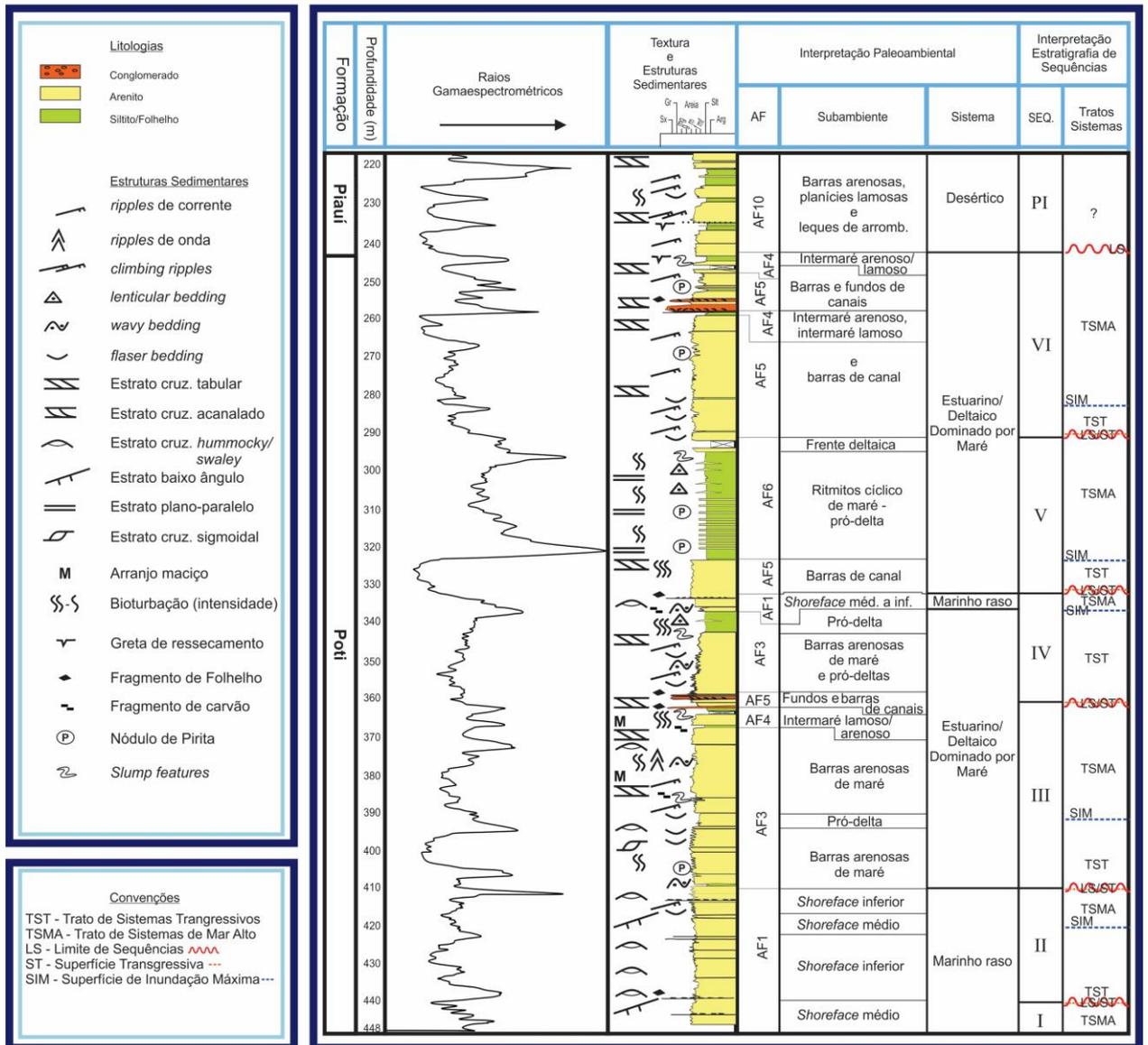
Apêndice 12 – Poço 1-UN-01-PI com cerca de 153m de testemunho contínuo dentro o intervalo deposicional da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas, e sequências deposicionais reconhecidas.

Testemunho de Sondagem DNPM/CPRM 1-UN-05-PI



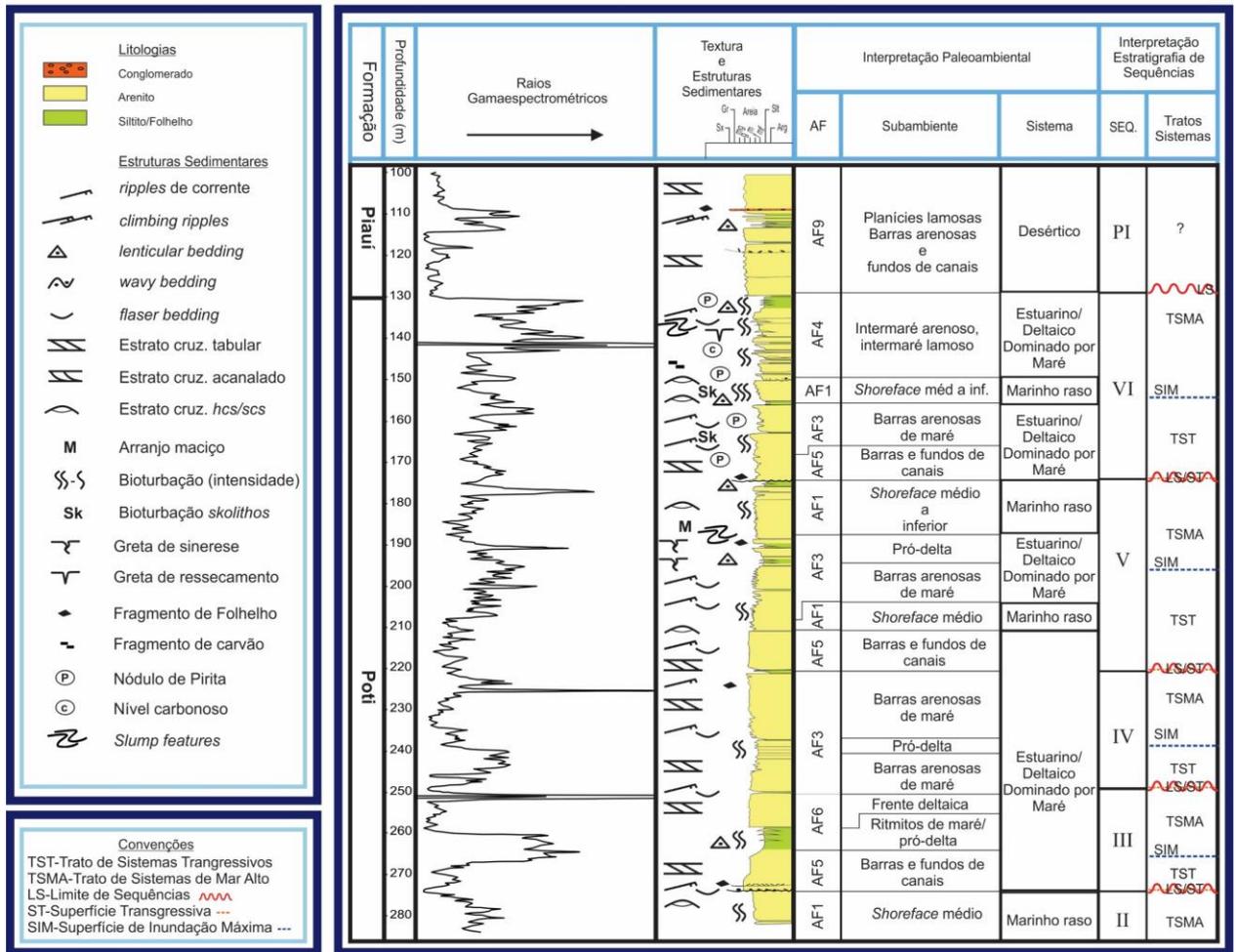
Apêndice 13 – Poço 1-UN-05-PI com cerca de 150m de testemunho contínuo dentro o intervalo deposicional da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas, e sequências deposicionais reconhecidas.

Testemunho de Sondagem DNPM/CPRM 1-UN-06-PI



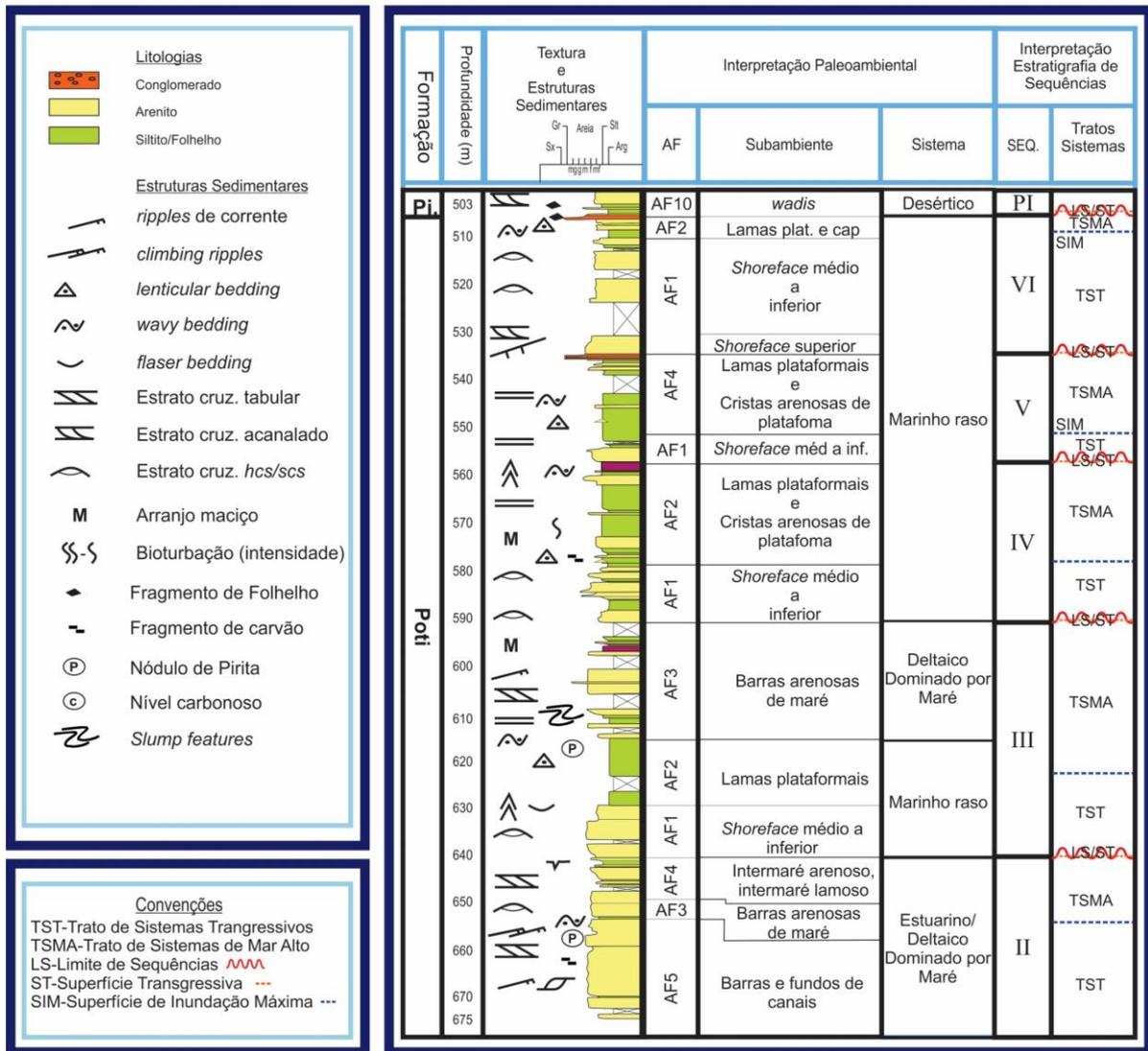
Apêndice 14 – Poço 1-UN-06-PI com cerca de 228m de testemunho contínuo dentro o intervalo deposicional da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas, e sequências deposicionais reconhecidas.

Testemunho de Sondagem DNPM/ CPRM 1-UN-12-PI



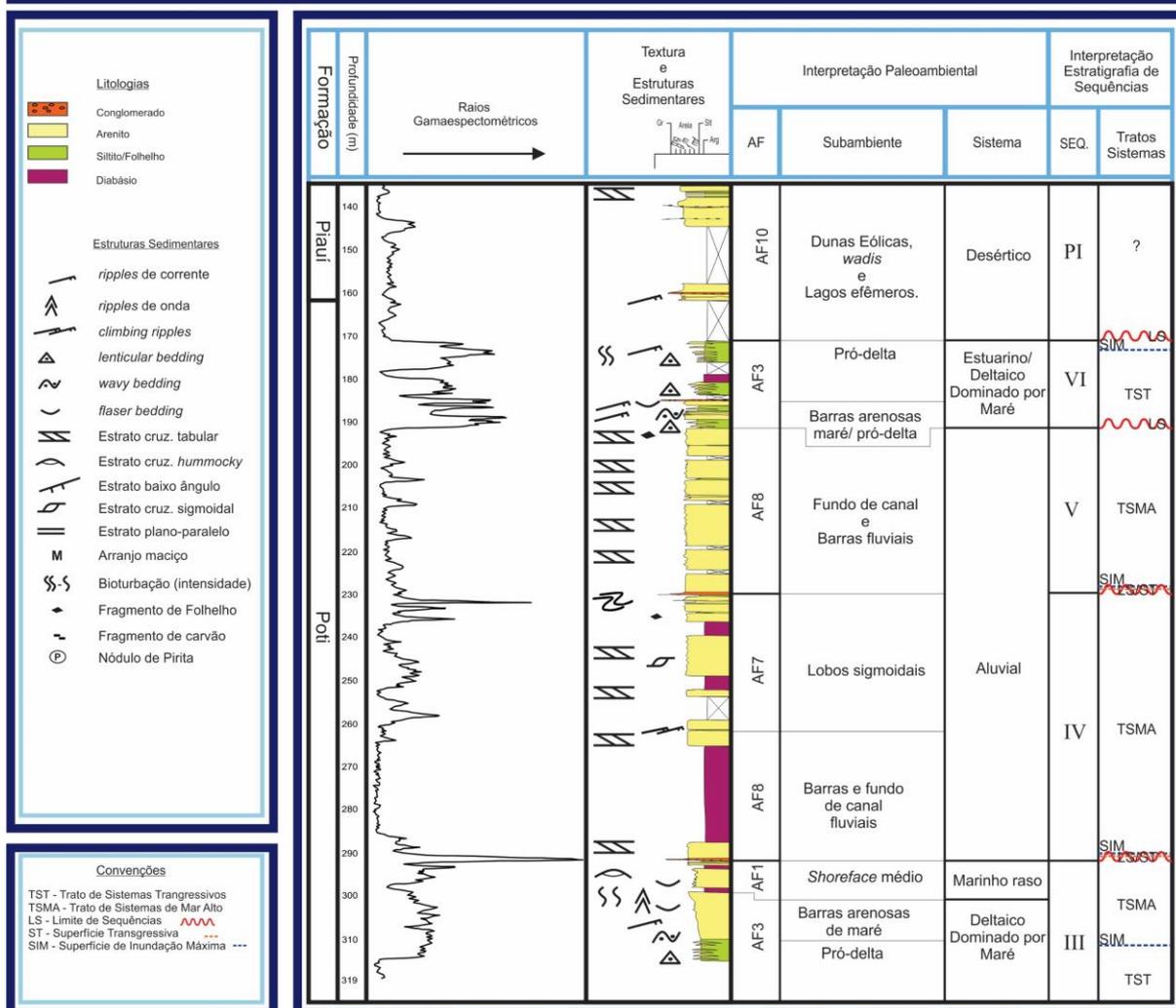
Apêndice 15 – Poço 1-UN-12-PI com cerca de 183m de testemunho contínuo dentro o intervalo deposicional da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas, e sequências deposicionais reconhecidas.

Testemunho de Sondagem DNPM/ CPRM 1-UN-19-PI



Apêndice 16 – Poço 1-UN-19-PI com cerca de 170m de testemunho contínuo dentro o intervalo deposicional da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas, e sequências deposicionais reconhecidas.

Testemunho de Sondagem DNPM/ CPRM 1-UN-21-PI



Apêndice 17 – Poço 1-UN-21-PI com cerca de 153m de testemunho contínuo dentro o intervalo deposicional da Formação Poti. Associação de fácies sedimentares, ambientes e subambientes deposicionais de acordo com a Tabela 6. Tratos de sistemas, superfícies estratigráficas, e sequências deposicionais reconhecidas.