



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 433

**DEPÓSITOS PLEISTOCENOS DA FORMAÇÃO ITAUBAL:
PALEOAMBIENTE E IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DA
PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ**

Dissertação apresentada por:

ISAAC SALÉM ALVES AZEVEDO BEZERRA

Orientador: Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2014**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

B574d Bezerra, Isaac Salém Alves Azevedo, 1990-

Depósitos pleistocenos da Formação Itaubal: paleoambiente e implicações na evolução da planície costeira do Amapá / Isaac Salém Alves Azevedo Bezerra - 2014.

50 fl.: il.

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2014.

1. Geologia estratigráfica – Pleistoceno. 2. Mudanças climáticas - Amapá. 3. Planície de maré - Amapá. 4. Formação Itaubal - Amapá. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22° ed.: 551.792



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

**DEPÓSITOS PLEISTOCENOS DA FORMAÇÃO ITAUBAL:
PALEOAMBIENTE E IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DA
PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
ISAAC SALÉM ALVES AZEVEDO BEZERRA**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data da Aprovação: 28/ 03 /2014

Banca Examinadora:

Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador – UFPA)

Prof. Werner Hermann Walter Truckenbrodt
(Membro – UFPA)

Prof. Paulo César Fonseca Giannini
(Membro – USP)

Dedico este trabalho à minha família
e à Odete Fátima Machado da Silveira (*in memoriam*)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por colocar luzes em meu caminho.

À minha família, em especial às mulheres de minha vida, Ágata Tyanne e Júlia Bezerra, por serem o motivo e inspiração de minha jornada. À minha irmã Rachel e meu irmão Israel pelo apoio, à minha mãe Zeneide e ao meu pai Isaac pelas lições diárias, que me deram a base necessária para a Vida.

À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura utilizada na realização deste trabalho.

Ao CNPQ pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao orientador e sempre amigo Afonso César Rodrigues Nogueira pela oportunidade e pelos ensinamentos profissionais em Geologia Sedimentar e ainda pela paciência e conselhos que ajudaram a construir essa amizade.

Aos professores José Bandeira (JB) e Joelson Lima Soares e em especial ao doutor Tasso Guimarães e ao sábio professor Werner Truckenbrodt pelas contribuições teóricas para conclusão deste trabalho.

Ao técnico Lopes, à Kelly Oliveira e Arthur pelo auxílio nos trabalhos laboratoriais. E ao amigo e geólogo Walmir Lima Junior pela grande ajuda na análise dos minerais pesados.

Ao motorista e administrador Afonso Quaresma e ao amigo Rafael Neto pela ajuda no trabalho de campo.

Aos amigos do GSED que fizeram parte do meu acolhimento na Geologia Sedimentar. A estes o meu agradecimento pela ajuda e momentos de descontração nos diversos campos que ajudaram a fundamentar minha base nesta área. Em especial aos amigos Hudson Black, Francisco Latino, Cleber Rabelo, Pedro Formiga, Kamila Peixe, Valber Cult, Roberto César Barbosa e Isaac Gordo Rudnitzki pelos momentos de descontração na sala de estudos oito.

Aos irmãos, tios e mães da grande família Oceano 2007 e agregados em Oceanografia.

Em especial, agradeço ao incentivo dado pela Professora, Dra. e amiga Odete Fátima Machado da Silva (*in memoriam*). A qual me motivou a dar início a este trabalho de pesquisa. À ela, exemplo de mulher e pesquisadora, que foi responsável por grandes avanços científicos em Geociências no Estado do Amapá, meu sincero obrigado.

“Por isso não tema, pois estou com você;
não tenha medo, pois sou O seu Deus.
Eu o fortalecerei e o ajudarei;
eu o segurarei
com a minha mão direita vitoriosa.”
Isaías 41:10

RESUMO

A costa norte da América do Sul durante o Pleistoceno tardio esteve sujeita a oscilações do nível do mar, relacionadas a variações climáticas e influência da dinâmica de sedimentos carregados pelo Rio Amazonas, que moldaram a paisagem desta região. Terraços Pleistocenos da Formação Itaubal, anteriormente considerados como pertencentes à Formação Barreiras (Mioceno), constituem parte da Planície Costeira do Amapá e recobrem rochas do Escudo das Guianas. A integração das análises de fácies, estratigráfica e datações por Luminescência Opticamente Estimulada / regeneração de alíquota única e múltipla (LOE / SAR-MAR) entre 120.600 (\pm 12.000) e 23.150 (\pm 6.800) anos AP permitiu o posicionamento da Formação Itaubal no Pleistoceno Superior. Estes depósitos siliciclásticos, de espessura máxima de 10 m, cor amarronzada a avermelhada com camadas de geometria tabular foram divididos em duas unidades separadas por inconformidade. A Unidade Inferior compreende as associações de fácies, de planície de inframaré (AF1) e de canal fluvial meandrante influenciado por maré (AF2), enquanto que a Unidade Superior, com maior concentração de argila que a Unidade Inferior, consiste em depósitos de planície de maré (AF3) e de canal fluvial entrelaçado (AF4). As duas unidades têm características progradacionais dentro de trato de sistema de mar alto e regressivo, e foram depositadas diretamente sobre rochas do embasamento intensamente intemperizadas durante o Mioceno-Pleistoceno. Os depósitos da Formação Itaubal foram expostos durante o Último Máximo Glacial (22.000 - 18.000 anos AP) e posteriormente sobrepostos por depósitos finos do Rio Amazonas, que configuram a atual linha de costa da Costa norte da América do Sul. Pela primeira vez a Formação Itaubal define os eventos sedimentares do Pleistoceno na evolução da Planície Costeira do Amapá. A correlação de seus depósitos com os de Suriname e nordeste do Pará amplia a discussão sobre a configuração da linha de costa do norte da América do Sul desde o Pleistoceno.

Palavras-chave: Geologia estratigráfica - Pleistoceno. Mudanças Climáticas. Planície de maré. Formação Itaubal - Amapá.

ABSTRACT

In the Late Pleistocene of northern coast of South America, sea level fluctuations, related to climate variations and the sedimentary discharge of the Amazon River, have modified the landscape of this region. Terraces of the Itaupal Formation previously considered as Miocene Barreiras Formation, are part of the Amapá Coastal Plain, which covers the rocks of the Guianas Shield. The geochronological analysis by Optically Stimulated Luminescence / single and multiple aliquote regeneration (OSL/SAR-MAR) provided age around 120.600 (\pm 12.000) to 58.150 (\pm 6.800) yrs BP and integrated with facies and stratigraphic analysis allowed the identification of coastal deposits and put the Tartarugazlizho Formation in the Upper Pleistocene. These up to 10 m thick, reddish tabular sediments have been divided into two units separated by unconformity. The Lower Unit consists of subtidal plain deposits (FA1), tidally influenced meandering stream deposits (FA2) and tidal plain deposits (FA3), whereas the Upper Unit, containing a higher clay content than the lower one, is composed of braided stream deposits (FA4). The strata pattern of these units is progradational and takes part in the regressive system tract. The Tartarugazinho Formation onlaps the basement of Guianas Shield, weathered during Miocene-Pliocene and was exposed during the Last Glacial Maximum, about 22.000 – 18.000 yrs BP. Finally fine graded deposits derived from the Amazon River covered the Itaupal Formation and are responsible for the present shape of the northern coastline of South America. For the first time, the Itaupal Formation defines the Pleistocene sedimentary evolution of the Amapá coastal plain and the correlation with similar sediments in Suriname and northeastern Pará expands the discussion about the evolution of the coastal line in Northern South America during Pleistocene.

Palavras-chave: Stratigraphic geology – Pleistocene. Climate changes. Tidal plain. Itaupal Formation – Amapá.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura1:** Mapa de localização da área de estudo. O embasamento estende-se até próximo à região dos lagos e os terraços pleistocenos estão confinados em pontos sobre o embasamento. Os terraços estão fora de escala para fins de visualização. Modificado de Souza (2010). 2
- Figura 2:** Contexto geológico do Norte da América do Sul e porção *onshore* da Bacia da Foz do Amazonas (A) e mapa geológico da área de estudo com localização dos depósitos estudados da Formação Itaubal (B). Os terraços estão alinhados Norte-Sul e se assentam de forma discordante sobre o embasamento cristalino. Sua escala no mapa está exagerada para fins de visualização. 14
- Figura 3:** Características sedimentológicas das Unidades Inferior e Superior. A) Porcentagens de areia, silte e argila. B) Gráficos de índice ZTR (Zircão+Turmalina+Rutilo). C) Prancha da Morfologia das Estaurolitas. 16
- Figura 4:** Perfis e relações estratigráficas da Formação Itaubal..... 19
- Figura 5:** Seção estratigráfica TR2 da Formação Itaubal em corte de estrada próximo a entrada de Tartarugalzinho-AP. A principal característica da Unidade Inferior são camadas tabulares lateralmente contínuas por centenas de metros, limitadas por lâminas de argila. O contato com a Unidade Superior tem forma ondulada marcada por inconformidade. 21
- Figura 6:** Aspectos faciológicos da associação AF1- Canal de inframaré. A e B) Contato basal da Unidade Inferior com fácies arenosa At (*sand whit tabular cross-stratification-St*) “onlapando” o embasamento saprolitizado. C e D) Fácies At (*St*) com bandamento de maré. A fácies At (*St*) é truncada pela fácies Acc (*sand with climbing ripple cross-lamination - Scc*) com mesmo sentido de mergulho. Contato marcado pela lâmina de Am, as espessuras cíclicas representam as variação de marés de sizígia (*spring*) (S) e quadratura (*neap*) (Q). E e F) Sucessão das fácies Aa (*sand with though cross-stratification - Sth*), As (*sand with sigmoidal cross-stratification - Ssg*) com clastos de lama nos *foresets* truncada por App (*sand with planar cross-stratification - Sp*), todas com mesmo sentido de mergulho. G e H) Ritmo de maré com variações de acamamento *wavy* e *flaser* com contato plano. I) Fácies Ab (*bioturbated sand - Sb*), composta por areias finas bioturbadas que oblitera as estruturas..... 243
- Figura 7:** Aspectos da geometria e contatos da associação AF2 – Canal fluvial meandrante influenciado por maré. A) Contato da associação AF2 com o embasamento, na forma de *onlap* de fácies areno-lamosas. B e C) Contato erosivo entre a fácies Cme (*Laminated boulders - Bl*) e o embasamento. D) Foto de detalhe da fácies Cme, clasto do embasamento de aproximadamente 10 cm. E) Clasto de arenito da fácies Cme de aproximadamente 80 cm..... 25
- Figura 8:** Aspectos faciológicos da associação AF2. A e B) Intercalação da fácies IHS com Ral (*Tidal wavyrhythmites - Hw*). C e D) Intercalação da fácies IHS com Aml (*laminated mud -MI*)..... 26
- Figura 9:** Contato entre as unidades 1 e 2. A e B) Contato da Unidade Inferior e Unidade Superior, marcada por inconformidade que separa a fácies Aa (*sand with though cross-stratification - Sth*) das fácies Ci (*intraformational gravels - Gi*) e Aml (*laminated mud -MI*), As (*sand with sigmoidal cross-stratification - Ssg*) e Aa (*Sth*). C) Argila laminada preenchendo uma forma canalizada no topo da Unidade 2. D) Foto de detalhe do contato das unidades, com fácies de Ci (*Gi*) sobre fácies de Aa (*Sth*)..... 28
- Figura 10:** Modelo deposicional da Formação Itaubal, Pleistoceno Superior da Planície Costeira do Amapá. Esta formação registra o desenvolvimento de extensas planícies de maré (AF 1) com migração de barras subaquosas, sobre fluxo bipolar de corrente de

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| maré, próximas à Foz do rio Amazonas. Esta planície era recortada por canais meandantes (AF 2), na porção distal da planície costeira. Na porção proximal, migravam canais fluviais entrelaçados..... | 34 |
| Figura 11: Arranjo esquemático de trato de sistemas na Bacia da Foz do Amazonas (<i>offshore</i>) e Planície Costeira do Amapá (<i>onshore</i>) onde a Formação Itaubal está inserida na forma de parassequências progradantes em condições de trato de sistema de mar alto a regressivo..... | 366 |
| Figura 12: Evolução da Planície Costeira do Amapá e curva de variações do nível do mar durante os últimos 120.000 anos AP de Maslin <i>et al.</i> (2005), reconstituída a partir de estudos no delta do Rio Amazonas. | 388 |
| Figura 13: Correlação temporal da Planície Costeira do Amapá com (Bardosy e Aleva, 1990, Guimarães <i>et al.</i>, 2012) com unidades do Grupo Corantijn, Planície Costeira do Suriname (Wong <i>et al.</i>, 2009) e sequência deposicional Mesozóico-Cenozóica do nordeste do Pará e correlação estratigráfica (Rossetti, 2004). Área em cinza representa os depósitos pleistocenos e a linha pontilhada a correlação dos depósitos da Formação Itaubal. | 400 |

Lista de tabelas

Tabela 1: Dados de radioatividade, valores de dose anual e LOE / SAR-MAR de sedimentos arenosos da Formação Itaubal.....18

Tabela 2: Descrição de fácies, processos deposicionais e associação de fácies.....29

Tabela 3: Associação de fácies e fácies por unidades da Formação Itaubal.....30

SUMÁRIO

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| CAPÍTULO 1 | 1 |
| 1. INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 1.1 APRESENTAÇÃO..... | 1 |
| 1.2 OBJETIVOS..... | 2 |
| 1.3 ÁREA DE ESTUDO..... | 2 |
| CAPÍTULO 2 | 3 |
| 2. MATERIAL E MÉTODOS | 3 |
| 2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS | 3 |
| 2.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA | 3 |
| 2.3 LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)..... | 4 |
| CAPÍTULO 3 | 5 |
| 3. ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO COSTEIRA DO AMAPÁ E PORÇÃO NORTE DA AMÉRICA DO SUL | 5 |
| 3.1 EMBASAMENTO CRISTALINO | 5 |
| 3.2 DEPÓSITOS FANEROZÓICOS | 5 |
| 3.3 UNIDADES CENOZÓICAS DO NORTE DA AMÉRICA DO SUL..... | 6 |
| 3.4 PALEOSUPERFÍCIES NO NORTE DA AMÉRICA DO SUL | 7 |
| 3.5 ANÁLISE CRÍTICA SOBRE A OCORRÊNCIA DA FORMAÇÃO BARREIRAS NO ESTADO DO AMAPÁ..... | 8 |
| CAPÍTULO 4 | 10 |
| 1. INTRODUÇÃO..... | 12 |
| 2. GEOLOGIA REGIONAL | 13 |
| 3. MÉTODOS..... | 14 |
| 4. RESULTADOS | 15 |
| 4.1 ASPECTOS GERAIS..... | 15 |
| 4.2 DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE) ... | 17 |
| 4.3 ESTRATIGRAFIA | 20 |
| 4.3.1 Unidade Inferior..... | 20 |
| 4.3.1.1 AF1 – Planície de inframaré | 22 |
| 4.3.1.2 AF2 – Canal fluvial meandrante influenciado por maré | 24 |
| 4.3.1.3 AF3 - Planície de inundação | 27 |
| 4.3.2 Unidade Superior | 27 |
| 4.3.2.1 AF4 – Canal fluvial entrelaçado | 27 |
| 5. DISCUSSÃO | 31 |
| 5.1 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA | 31 |
| 5.2 PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO ITAUBAL | 31 |
| 5.3 EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR | 35 |
| 6. CONCLUSÃO | 41 |
| CAPÍTULO 6..... | 42 |
| 6. CONCLUSÕES..... | 42 |
| REFERÊNCIAS..... | 43 |
| ANEXO..... | 50 |

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Trabalhos de mapeamento na zona costeira do Amapá têm caracterizado esta região como sendo de baixa declividade e periodicamente inundada. Esta região tem sido caracterizada por extensos terraços flúvio-marinhos de idade holocena que sobrepõem depósitos siliciclásticos miocenos da Formação Barreiras, dispostos em uma faixa Norte-Sul e se assentam discordantemente sobre rochas cristalinas do Escudo das Guianas (Lima *et al.*, 1974; Lima *et al.*, 1991; CPRM, 2004; IBGE, 2007, Guimarães, 2013b).

Até a última década, a presença da Formação Barreiras na região costeira do Amapá era irrefutável. Entretanto, recentemente Souza e Pinheiro (2009) e Souza (2010) dataram como Pleistoceno os depósitos considerados previamente como Formação Barreiras, expostos descontinuamente na região centro-leste do Estado do Amapá, próximo ao rio Itaubal, próximo à cidade de Tartarugalzinho, utilizando Luminescência Opticamente Estimulada / regeneração de alíquotas múltiplas (LOE / MAR), protocolo de baixa resolução. Neste trabalho, denomina-se esta unidade pleistocena como Formação Itaubal sendo correlata com depósitos Pós-Barreiras no nordeste do Estado do Pará (Rossetti e Valeriano, 2007; Tatumi *et al.*, 2008). Estes terraços pleistocenos expostos na forma de pequenas faixas NE-SW sobre o embasamento foram interpretados como depósitos costeiros de rios meandantes influenciados por maré e eventos neotectônicos e glacio-eustáticos (Souza, 2010).

A análise de fácies e estratigráfica em combinação com datações de LOE seguindo o protocolo de regeneração de alíquota única (SAR) e regeneração de alíquotas múltiplas (MAR) permitiu refinar, neste trabalho, os dados paleoambientais e geocronológicos da Formação Itaubal fornecendo uma melhor discussão sobre a evolução quaternária da Planície Costeira do Estado do Amapá.

A dissertação está organizada nos capítulos introdutórios com apresentação de material e métodos, aspectos geológicos da área e uma análise crítica sobre a ocorrência da Formação Barreiras no Estado do Amapá, além de um artigo científico submetido como parte do corpo principal e alguns aspectos sedimentológicos e mineralógicos que caracterizam a Formação Itaubal. Nos capítulos conclusivos, são apresentados os resultados da pesquisa.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo principal estudar depósitos pleistocenos aflorantes na Planície Costeira do Amapá, próximo à cidade de Tartarugalzinho, utilizando a análise faciológica e estratigráfica no intuito de definir o ambiente deposicional.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

Os depósitos estudados estão dispostos em corte de estrada ao longo da rodovia BR-156, próximos ao rio Itauba, nas proximidades da cidade de Tartarugalzinho, 230 km de Macapá, capital do estado. em torno de 15 a 20 m acima do nível do mar. Fazem parte da planície costeira deste estado, aproximadamente 100 km da costa. O estudo se concentrou em terraços pleistocenos na forma de faixas NE-SW de até 300 m de comprimento cujos depósitos apresentam 8 m de espessura exposta sobre o embasamento cristalino (Souza, 2010) (Figura 1).

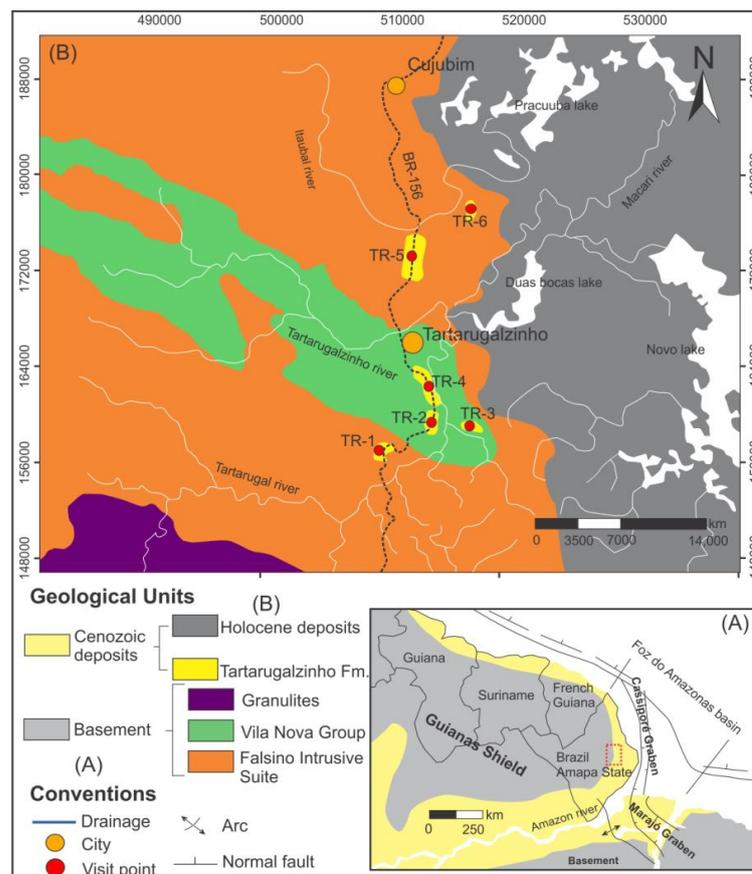


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. O embasamento estende-se até próximo à região dos lagos e os terraços pleistocenos estão confinados em pontos sobre o embasamento. Os terraços estão fora de escala para fins de visualização. Modificado de Souza (2010).

CAPÍTULO 2

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

Neste trabalho foi utilizado o método de Walker (1992) para a descrição e modelamento de fácies. A análise de sucessão vertical de fácies e de elementos arquiteturais é de fundamental importância na reconstituição paleoambiental (Collison, 1969; Reading, 1980; Allen, 1983; Miall, 1985; 1988). Estes partem do princípio básico da identificação de fácies como sendo um corpo de rochas, com características que o diferenciam dos corpos adjacentes, tais como litologia predominante, estruturas sedimentares e biológicas geradas pelas variações nos processos sedimentares durante a deposição (Cross e Homewood, 1997).

O empilhamento de fácies foi ilustrado por perfis estratigráficos que auxiliaram na visão bidimensional dos pacotes arenosos (Wizevic, 1991). Ainda foram confeccionadas seções panorâmicas para a identificação de elementos arquiteturais, em afloramento com grande continuidade lateral, e superfícies ordenadas hierarquicamente de acordo com a magnitude dos processos sedimentares (Allen, 1983; Miall, 1985, 1988). As fácies geneticamente relacionadas por processos ativos ou inferidos e ambientes foram agrupadas em associações de fácies, formando um sistema deposicional (Collison, 1969; Reading, 1980). O conjunto de sistemas deposicionais geograficamente interligados, cuja migração de fácies é compreendida entre duas inconformidade é denominado Trato de Sistemas (Posamentier, *et al.*, 1988).

Dependendo da escala e ordem de duração de tempo dos processos que atuam na deposição, erosão ou não deposição, podem ser identificados ciclos de: primeira-ordem (tectono-eustasia), segunda-ordem (3-50 Ma), terceira-ordem (0,5-3 Ma), quarta-ordem (0,08 – 0,5 Ma), quinta-ordem (0,03-0,08) e sexta-ordem (0,01-0,03) (Vail *et al.*, 1977). Os ciclos de quarta, quinta e sexta-ordem são representados na forma de parassequências (Plint *et al.*, 1992).

2.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

Foram coletadas amostras em diferentes níveis estratigráficos e fácies para a análise granulométrica e de minerais pesados. A análise granulométrica foi utilizada para dar suporte aos dados estratigráficos. Esta seguiu os métodos clássicos de peneiramento. Da fração areia foram separadas as frações de areia fina (0,250-0,125 μm) e muito fina (0,125-0,063 μm). Dos

sedimentos lamosos ($< 0,63 \mu\text{m}$) foi separada a fração argila da fração silte por sedimentação em centrífuga. Posteriormente, por fâcies, os minerais pesados foram separados utilizando-se bromofórmio para confecção de laminas e identificação em microscópio petrográfico. Para indicar o grau de maturidade composicional e avaliação do efeito do intemperismo dos sedimentos arenosos utilizou-se o índice ZTR de Hubert (1962) e o índice Estauroлита/ ZTR + Estauroлита (Morton, 1985).

2.3 LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

Foram coletadas sistematicamente amostras com controle estratigráfico para datações em todos os afloramentos. Para esta coleta, foram utilizados tubos opacos de PVC com cerca de 30 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro, introduzidos horizontalmente no nível de coleta. Após a retirada, as extremidades foram fechadas evitando exposição à luz solar e contaminação das amostras (Sallun *et al.*, 2007).

As datações foram efetuadas através do método de LOE seguindo a aplicação do protocolo de regeneração de alíquota única e multiplas (SAR/MAR) proposto por Murray e Wintle (2000), que se baseia na interação da radiação ionizante do cristal (radiação- γ , partícula- β e partícula- α) com o cristal natural (Sallun *et al.*, 2007). Este método permite obter idade desde poucas dezenas de anos até 1,5 Ma.

A medição de idade (I) é dada a partir da razão entre a dose acumulada (DA) de carga a partir do momento em que a radiação incide sobre o mineral. Esta carga fica retida em armadilhas que podem ser defeitos e impurezas na rede cristalina do mineral e a taxa de radiação incidente (T) (radiação- γ , partícula- β e partícula- α e a raios cósmicos) no mineral, por ano. A emissão de luz (LOE) ocorre a partir do momento em que o mineral é estimulado opticamente, esta radiação terá comprimento de onda diferente daquele usado na estimulação (Tatumi *et al.*, 2008) (Equação 1).

$$I = \frac{DA(\text{Gy})}{T_{\gamma} + T_{\beta} + T_{\alpha} + T_{\text{raios cósmicos}}(\text{Gy/ano})} \quad (1)$$

CAPÍTULO 3

3. ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO COSTEIRA DO AMAPÁ E PORÇÃO NORTE DA AMÉRICA DO SUL

3.1 EMBASAMENTO CRISTALINO

No Estado do Amapá afloram rochas do Arqueano, correspondente ao Complexo Guianense e ao Cinturão Granulítico Tumucumaque. O Paleoproterozóico é representado pelo Grupo Vila Nova com rochas metavulcanossedimentares e o Complexo Máfico – Ultramáfico Bacuri (Lima *et al.*, 1974; Pimentel *et al.*, 2002). O Mesoproterozóico compreende rochas vulcanofélsicas do Grupo Iricoumé e vulcânicas alcalinas do Grupo Maparí. Além de diques de rochas básicas do Mesozóico constituindo o Complexo Cassiporé (Lima *et al.*, 1974, 1991).

3.2 DEPÓSITOS FANEROZÓICOS

Horikava (2003) descreveu rochas sedimentares referentes ao Grupo Trombetas e Formação Curuá, no oeste do estado. O Grupo Trombetas é representado por arenitos de ambiente marinho influenciado pela glaciação ordoviciana-siluriana. Segundo Bezerra *et al.* (1990) as rochas da Formação Curuá são essencialmente pelíticas, com características de ambiente misto, com fácies lagunar, deltaica e fluvial.

A presença de rochas ditas neógenas aflorantes na região tem sido questionada nos últimos anos. Em trabalhos de mapeamento, rochas da Formação Barreiras foram identificadas em uma faixa próxima à região costeira do estado, assentadas discordantemente sobre o Complexo Guianense (Lima *et al.*, 1974; Lima *et al.*, 1991; CPRM, 2004; IBGE, 2007). Entretanto, os trabalhos de Souza e Pinheiro (2009) e Souza (2010), utilizando datação por LOE, admitiram idade Pleistocena a esses depósitos. A confusão pode ter sido provocada pela intensa ferruginização destes depósitos, assemelhando-se aos depósitos da Formação Barreiras, no Nordeste do Pará. Segundo Souza (2010), estes depósitos registram um sistema costeiro com rios meandantes influenciados por maré e sujeitos a eventos neotectônicos e glacio-eustáticos. Durante o Pleistoceno, processos erosivo-deposicionais e intempéricos ligados a condições climáticas úmidas e semi-áridas moldaram a região, gerando superfícies aplainadas em níveis mais baixos que das superfícies aplainadas terciárias (Bezerra *et al.* 1990).

O Holoceno é representado por uma extensa faixa Norte–Sul de terraços constituídos de areia e lama. Esta região plana e de baixa declividade constitui uma área alagada com canais meandranes ativos e inativos (Guimarães, 2013a). A alternância entre influência marinha e processos fluviais gerou mudanças na vegetação costeira da região durante o Holoceno Tardio (Guimarães *et al.*, 2012). Neste período, houve estabelecimento de vegetação de várzea, resultado da diminuição de salinidade e aumento do influxo fluvial (Guimarães *et al.*, *op cit.*).

3.3 UNIDADES CENOZÓICAS DO NORTE DA AMÉRICA DO SUL

As planícies costeiras do Suriname e Guiana Francesa, ao norte do Amapá, são tradicionalmente divididas em duas faixas de unidades geomorfológicas: Planície Costeira Nova, ao norte e Planície Costeira Velha, ao sul. Estes depósitos siliciclásticos com idades desde o Cretáceo até o Holoceno recobrem rochas cristalinas pré-cambrianas que mergulham para norte (Wong *et al.*, 2009; Wong, 1992).

A Planície Costeira Nova é constituída por sedimentos do Holoceno da Formação Mara, depositada durante a primeira transgressão do Holoceno, sob condições de rápido aumento do nível do mar e por sedimentos da Formação Coronie, constituída pelos depósitos Wanica, Moleson e Comowine que representam flutuações de nível de mar (Wong, 1992). Estas flutuações são registradas na costa da Guiana Francesa pela alternância de cheniers e depósitos de granulação fina (Prost, 1989).

A Planície Costeira Velha é constituída por uma planície de *chenier* dissecada, que registra alternância entre longos períodos de exposição com formação de superfícies de aplainamento e alternâncias do nível do mar (Veen, 1970). O contato com o embasamento ocorre pela Formação Nickerie de idade Cretácea. Esta é sobreposta pelas formações Onverdacht (Paleoceno-Eoceno), Burnside (Oligoceno). A porção superior da Formação Onverdacht é marcada por uma superfície irregular, marcada por bauxitas formadas durante o Eoceno-Tardio a Oligoceno, conhecidas como “*Bauxite Hiatus*”. Após este período a retomada da sedimentação ocorreu durante o Mioceno-Plioceno pelas formações Coesewijne e Zanderj, respectivamente, sendo parcialmente erodidas durante o Plioceno-Pleistoceno. O Pleistoceno está registrado pela deposição da Formação Coropina (Wong, 1992; Wong *et al.*, 2009). Na Guiana Francesa, depósitos de mesma idade são descritos como Formação Coswine (Prost, 1989).

A Formação Coropina tem caráter retrogradante, depositada durante nível de mar baixo a transgressivo durante o Pleistoceno Inferior. (Wong, 1992; Wong *et al.*, 2009). A base

desta é composta por depósitos do Membro Para, de areia grossa de rio entrelaçado depositados em condições de clima árido, recobertos por depósitos de canal meandrante com *cheniers* e depósitos lagunares de caráter marinho do Membro Lelydorp durante condições de nível de mar alto (Wong *et al.*, 2009).

3.4 PALEOSUPERFÍCIES NO NORTE DA AMÉRICA DO SUL

Diversos períodos de exposição e de erosão no norte da América do Sul são registrados por superfícies estratigráficas (Bardossy e Aleva, 1990; Costa, 1991; Rossetti, 2004; Théveniaut e Freyssinet, 2002). Estas superfícies podem ser marcadas pelo desenvolvimento de perfis lateríticos, resultado de intenso intemperismo químico de rochas expostas durante longo período, sob condições climáticas tropicais e subtropicais (Théveniaut e Freyssinet, 1999).

Dois períodos de formação destes perfis lateríticos são identificados em toda costa norte da América do Sul: durante o Paleoceno-Eoceno (Superfície de aplainamento Sul-Americana/Oronoque) e durante o Quaternário (Superfície de aplainamento Paraguaçu/Mazarini). Os melhores registros destes perfis estão localizados na borda norte e sul do Escudo das Guianas e em níveis topográficos mais baixos sobre os depósitos da Formação Barreiras na Planície Costeira do Amapá e Planície Costeira do Suriname (Aleva, 1981; Costa, 1991; Lima *et al.*, 1991; Théveniaut e Freyssinet, 1999 e 2002).

Rossetti (2004) descreveu no Norte e Nordeste do Brasil uma sucessão de superfícies desde o Cretáceo. Sobre a Formação Barreiras se desenvolveu uma superfície denominada de S4 (*Late Velhas*), que é caracterizada pela natureza erosiva associada à paleosolos bem desenvolvidos e concreções lateríticas colunares. Outra superfície S5 (Paraguaçu-Mazarini) se desenvolveu em sedimentos de idade Plio-Pleistocena do Pós-Barreiras 1 recoberta por sedimentos Pós-Barreiras 2 do Holoceno.

Outras superfícies são descritas no Escudo das Guianas e no Suriname por Bardossy e Aleva (1990) que definem uma sucessão de níveis de paleosuperfície de bauxita e laterita ferrosa, sendo estas extrapoladas para todos os países do Escudo das Guianas: Superfície Gondwana ou “Nível *Sumit*”, considerada de idade Cretácea ou mais velha; Superfície Sul Americana ou Nível de Bauxita “*Main*”, considerada do Cretáceo tardio a Terciário Superior; Superfície “*Early Velhas*” atribuída ao Oligoceno Superior Mioceno e Superfície “*Late Velhas*” ou nível Pediplain atribuída ao Mioceno. Choubert (1957) *apud* Théveniaut e Freyssinet (2002) através de correlação geomorfológica atribuiu idade quaternária a uma superfície chamada Superfície IV.

3.5 ANÁLISE CRÍTICA SOBRE A OCORRÊNCIA DA FORMAÇÃO BARREIRAS NO ESTADO DO AMAPÁ

A ocorrência da Formação Barreiras tem sido considerada desde o Amapá até o Rio de Janeiro. Esta formação reflete a sedimentação mais importante para a evolução da região costeira brasileira durante o Mioceno-Plioceno, registrando eventos de variações climáticas severas associadas ao clima úmido em condições tropicais (Suguio e Nogueira, 1999; Arai, 2006, Rossetti, 2013a). Tais condições de intemperismo químico atuaram dissolvendo e transformando minerais primários em minerais secundários, tais como caulinita, gibbsita, goetita e hematita, formando os perfis lateríticos (Aleva, 1981; Théveniaut e Freyssinet, 1999 e 2002). No Estado do Amapá, estes perfis lateríticos são encontrados nas rochas do embasamento, no topo das serras do Tumucumaque, Navio e Iratapuru e também próximos à zona costeira nos depósitos previamente considerados como Formação Barreiras (Lima *et al.*, 1991; Costa, 1991). A presença de perfis lateríticos com crosta ferruginosa representa um dos horizontes característicos do topo da Formação Barreiras (Kotschoubey e Truckenbrodt, 1981), entretanto são encontradas apenas linhas de pedra (*stone layers-lines*) marcando esses depósitos nas regiões topograficamente mais baixa da Planície Costeira do Amapá (CPRM 2004).

A Formação Barreiras além de ter caráter continental, apresenta ainda, no Nordeste do Estado do Pará, Sul da Bahia e no Nordeste do Brasil depósitos transicionais, com influência marinha. Esta formação registra ciclos transgressivo-regressivos ocorridos durante o Mioceno (Rossetti *et al.*, 1989; Alheiros e Lima Filho, 1991; Arai, 2006). No Estado do Amapá a suposta Formação Barreiras foi interpretada como depósitos siliciclásticos continentais ligados a sistemas de leques aluviais, planícies fluviais e lacustres (Lima *et al.*, 1991). Enquanto as fácies deposicionais da Formação Barreiras são bem documentadas ao longo da costa do Brasil, os trabalhos sobre depósitos antigamente considerados como Formação Barreiras na costa do Amapá são incipientes e a correlação desta formação com seções no Nordeste do Estado do Pará nunca foi demonstrada.

A suposta Formação Barreiras, no Estado do Amapá, tem sido descrita como uma unidade diretamente recoberta por terraços holocenos (Lima *et al.*, 1991; Mendes, 1994; Silveira, 1998;). Antigamente, o único registro do Pleistoceno na região seria a geração de superfícies aplainadas mais baixas que as superfícies terciárias, geradas por processos erosivos-deposicionais e ainda intempéricos, ligados a condições climáticas úmidas a semi-áridas (Bezerra *et al.*, 1990). Ou seja, após o Mioceno, a sedimentação só seria retomada no

Holoceno na deposição de terraços de areia e lama, ligados a alternâncias de processos de domínio marinho e fluvial (Guimarães *et al.*, 2012).

A distribuição da suposta Formação Barreiras no Estado do Amapá seria similar àquela observada para os depósitos quaternários expostos numa faixa norte-sul. Esta distribuição é inconsistente com uma unidade que estaria exposta desde o Mioceno, submetida ao intenso intemperismo químico, favorável ao desenvolvimento de perfis lateríticos (Théveniaut e Fresyssinet, 1999). A proximidade das zonas de erosão como a bacia hidrográfica do rio Amazonas (Meade *et al.*, 1985) com a incisão de sistemas fluviais teria promovido uma maior dissecação destes depósitos, não observada nos mapas geológicos da região (CPRM 2004). Ao contrário, a faixa contínua norte-sul de exposição destes depósitos reflete muito mais a área de embasamento alterado pelo intemperismo laterítico do Mioceno-Plioceno (Souza, 2010).

A comprovação da idade pleistocena para os depósitos supostamente da Formação Barreiras, e a distinção de que grande parte desta unidade era na verdade embasamento alterado (Souza, 2010), bem como a ausência de perfis lateríticos indicam que a Formação Barreiras não ocorre no Estado do Amapá. Os dados mostrados a seguir vêm confirmar esta afirmação e fornecem importantes informações para o entendimento evolutivo quaternário da Planície Costeira do Amapá.

CAPÍTULO 4

MUDANÇAS NO NÍVEL DO MAR, DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA, PRÓXIMA À FOZ DO RIO AMAZONAS

RESUMO

A integração de análise de fácies e estratigrafia e datação por Luminescência Opticamente Estimulada / Regeneração de Aliquotas Simples e Múltiplas (LOE/SAR-MAR) em depósitos da porção *onshore* da Bacia da Foz do Amazonas, anteriormente atribuídos à Formação Barreiras (Mioceno), permitiu a identificação da Formação Itaubal. Esta formação foi depositada sob influência de oscilações do nível do mar relacionadas a mudanças climáticas e ainda a variações da descarga de sedimentos do rio Amazonas, durante o Pleistoceno Tardio. A Formação Itaubal é composta por depósitos intensamente intemperizados de areia e lama depositados em ambientes fluviais e planícies de maré entre 120.000 (± 12.000) e 23.500 (± 3.000) e recobrem uma inconformidade regional marcada por perfil laterítico sobre rochas do embasamento do Escudo das Guianas, intensamente intemperizadas durante o Mioceno-Plioceno. A Formação Itaubal foi dividida em duas unidades, interpretadas como parassequências progradacionais de 4^a e 5^a ordem, que registram oscilações de baixa amplitude e alta frequência em trato de sistema de mar alto e regressivo. A Unidade Inferior registra por volta de 120.000 (± 12.000) anos AP e 70.850 (± 6.700) anos AP, em condições de trato de sistema de mar alto, a deposição de uma extensa planície de maré (AF1) recortada por canais fluviais meandantes (AF2). Antes de 69.150 (± 7.200) anos AP, esta porção foi parcialmente exposta pela queda do nível do mar que formou uma inconformidade, posteriormente recoberta por uma planície de inundação (AF3). Após 69.150 (± 7.200), em condições de trato de sistema regressivo, depósitos de canal fluvial entrelaçado (AF 4) recobriram toda a Unidade Inferior até por volta de 23.500 (± 3.000), compreendendo a Unidade Superior. Toda a região do norte da América do Sul foi novamente exposta durante o Último Máximo Glacial. A posterior elevação do nível do mar durante o período interglacial, no Holoceno permitiu a deposição de sedimentos influenciados por maré, derivados da descarga do rio Amazonas, compreendendo a planície costeira atual desta região.

Palavras-chave: Formação Itaubal, Norte da América do Sul, Planície de maré e Pleistoceno.

ABSTRACT

The integration of facies analysis, stratigraphy and Optically Stimulated Luminescence/Single and Multiple Aliquot Regeneration in outcrops from the onshore portion of the Foz do Amazonas Basin, previously related to the Miocene Barreiras Formation, allowed to identify the Itaubal Formation. This formation was influenced by sea-level oscillations driven by climate changes and dynamic of sediments supplied by the Amazon River in the northern coast of South America, during the Upper Pleistocene. The deposits are mainly composed by weathered muds and sands deposited in tidal flat and fluvial environments between 120,600 ($\pm 12,000$) to 23,500 (± 3000) over a regional unconformity marked by lateritic profile truncated of the saprolitized basement rocks, intensely weathered during Miocene-Pliocene. The Itaubal Formation was subdivided into two units, interpreted as progradational parasequences of 4th and 5th orders, which record low-amplitude and high frequency sea-level oscillations in highstand (HSST) and falling stage (FSST) conditions. The Lower Unit shows the deposition, around 120,600 ($\pm 12,000$) to 70,850 (± 6700) yrs BP in a HSST, of an extensive subtidal flat (FA 1) intersected by fluvial meandering channels (FA 2). This portion was partially exposed during sea-level fall that formed an unconformity, afterwards covered by thick muds deposits of flood plain (FA 3). About 69,150 (± 7200) yrs BP the Lower Unit was overlaid by braided stream deposits (FA 4) until around 23,500 (± 3000), comprising Upper Unit. The Itaubal Formation was again exposed during the Last Glacial Maximum (22.000 – 18.000 yrs BP) and covered by tidal deposits strongly influenced by the Amazon River discharge until the present following the postglacial sea level rise.

Keywords: North of the South America, Pleistocene, Itaubal Formation and Tidal plain.

1. INTRODUÇÃO

Depósitos siliciclásticos da suposta Formação Barreiras têm sido descritos próximos à Planície Costeira do Amapá (PCA), porção norte da Foz do Amazonas, distribuída em uma faixa norte-sul e recobrimo discordantemente rochas cristalinas do Escudo das Guianas (Lima *et al.*, 1974; Lima *et al.*, 1991; Mendes 1994, Silveira 1998; IBGE, 2003; CPRM, 2004; Santos, 2006). Entretanto, a presença da Formação Barreiras vem sendo questionada recentemente pela similaridade geomorfológica com os depósitos holocenos, posicionada como planície costeira pleistocena (Guimarães *et al.*, 2013b), como sugerida para as costas da Guiana Francesa (Coswine Formation; Boye e Cruys, 1961) e Suriname (Coropina Formation; Roeleveld e Van Loon, 1979; Krook, 1979; Wong *et al.*, 2009). Souza (2010) através de datação por Luminescência Opticamente Estimulada / regeneração de alíquota múltipla (LOE/MAR), obteve idades pleistocenas para essa última e ainda identificou grande parte desta formação como sendo na realidade o embasamento intensamente intemperizado. Desta forma, o embasamento cristalino Arqueano, Paleoproterozóico e Mesoproterozóico do Escudo das Guianas se estenderia até próximo ao domínio dos lagos (Souza, 2010). Assim, os depósitos da suposta Formação Barreiras teriam na verdade idade Pleistocena, e correlata aos depósitos Pós-Barreiras presentes no Nordeste do Estado do Pará e outras unidades de mesma idade encontradas na região norte da América do Sul (Prost, 1989; Rossetti *et al.*, 1989; Wong 1992; Rossetti, 2004; Rossetti e Valeriano, 2007; Wong *et al.*, 2009).

Atualmente a Planície Costeira do Amapá é dominada por planícies de maré com regime de macro-maré (4-5 m) influenciada fortemente pela descarga do rio Amazonas (Meade *et al.*, 1985; ANA, 2003; Gallo e Vinzon, 2005). Os sedimentos oriundos deste compreendem cerca de 20 % dos sedimentos que chegam à costa do estado, na forma de *shoreface-attached mud banks* que compreendem extensas planícies de maré, que atuam como barreira, reduzindo a energia de onda incidente e reduzindo a erosão costeira (Allison *et al.*, 1995; Jiang e Mehta, 1996). Estudos baseados em dados de sondagem e estudos com sonar *side-scan* no Cone do Amazonas consideram que a deposição sedimentar do rio Amazonas se iniciou, nesta porção, no Mioceno-Plioceno Superior, durante o período interglacial, em condições de nível de mar alto, semelhante às condições atuais. Em nível de mar baixo, durante períodos glaciais, a plataforma continental encontrava-se exposta e os sedimentos oriundos do rio Amazonas eram depositados diretamente no cone deste rio (Flood *et al.*, 1991; Flood e Piper, 1997; Lopez, 2001; Figueiredo *et al.*, 2009). Desta forma, estudos sobre influências de mudanças do nível do mar e dinâmica do rio Amazonas nos ambientes

costeiros pleistocenos do norte da América do Sul ainda são incipientes (e.g. Wong *et al.* 2009).

Neste trabalho, é apresentado um estudo estratigráfico detalhado seguido por datações por Luminescência Opticamente Estimulada / regeneração de alíquota única e múltipla (LOE / SAR-MAR) em depósitos pleistocenos, nomeados Formação Itaubal, na porção *onshore* da bacia da Foz do Amazonas. Cujo objetivo principal é definir o ambiente deposicional, para entendimento da influência da descarga do rio Amazonas, variações do nível do mar na evolução da Planície Costeira do Amapá.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A porção continental da plataforma do Amapá apresenta rochas cristalinas e metassedimentares, do Escudo das Guianas com idades desde o Arqueano ao Mesoproterozóico (Figura 2, Lima *et al.*, 1974, 1991; Souza, 2010). Recobrimo estes, ocorrem depósitos siliciclásticos de idade pleistocena interpretados como sistema costeiro dominado por maré (Souza, 2010). O Holoceno é representado por extensos terraços de areia e lama, alinhados norte-sul, com sedimentos oriundos do rio Amazonas (Guimarães *et al.*, 2013a, b) (Figura 2).

A área de estudo é localizada na porção *onshore* da Bacia da Foz do Amazonas, que compreende a Plataforma do Amapá. A porção *offshore* desta bacia se estende até a Foz do Amazonas (Grossmann, 2002). Os limites norte e sul desta bacia são o Platô de Demarara e a Ilha de Santana, da Bacia Pará-Maranhão, respectivamente (Brandão e Feijó, 1994) A evolução sedimentar da Bacia da Foz do Amazonas está relacionada a eventos tectônicos distencionais relacionadas à quebra do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Equatorial, durante o Triássico/Jurássico (Rodarte e Brandão, 1988; Soares Júnior *et al.*, 2008). Durante o Triássico, processos distencionais relacionando ao riftiamento com direções NW-SE formaram o Grábem Caciporé (Soares Júnior *et al.*, 2008). Na porção sul desta bacia, o estiramento litosférico, durante o Cratáceo Superior formou o Sistema do Grábem do Marajó, com as sub-bacias de Mexiana, Limoeiro e Cametá (Galvão, 1991).

Por volta do Mioceno Médio a combinação da aceleração do surgimento andino (e.g., Garziona *et al.*, 2008), variações climáticas (Miller *et al.*, 1987; Uba *et al.*, 2007) e queda global do nível do mar (Haq *et al.*, 1988) resultou no ajustamento do perfil de equilíbrio do paleo rio Amazonas. Este evento é registrado na Bacia da Foz do Amazonas como uma inconformidade regional que marca o limite superior do Cone do Amazonas (Figueiredo *et al.*, 2009). A sedimentação associada ao influxo do rio Amazonas é registrada pelas

formações Tucunaré, Pirarucu e Orange, consistindo o Grupo Pará (Brandão e Feijó, 1994). Durante o Pleistoceno-Holoceno, a Plataforma do Amapá era exposta e inundada relacionada a mudanças no nível do mar (Lopez, 2001), entretanto a história destas inundações e oscilações do nível do mar ainda permanece incerta (Souza, 2010).

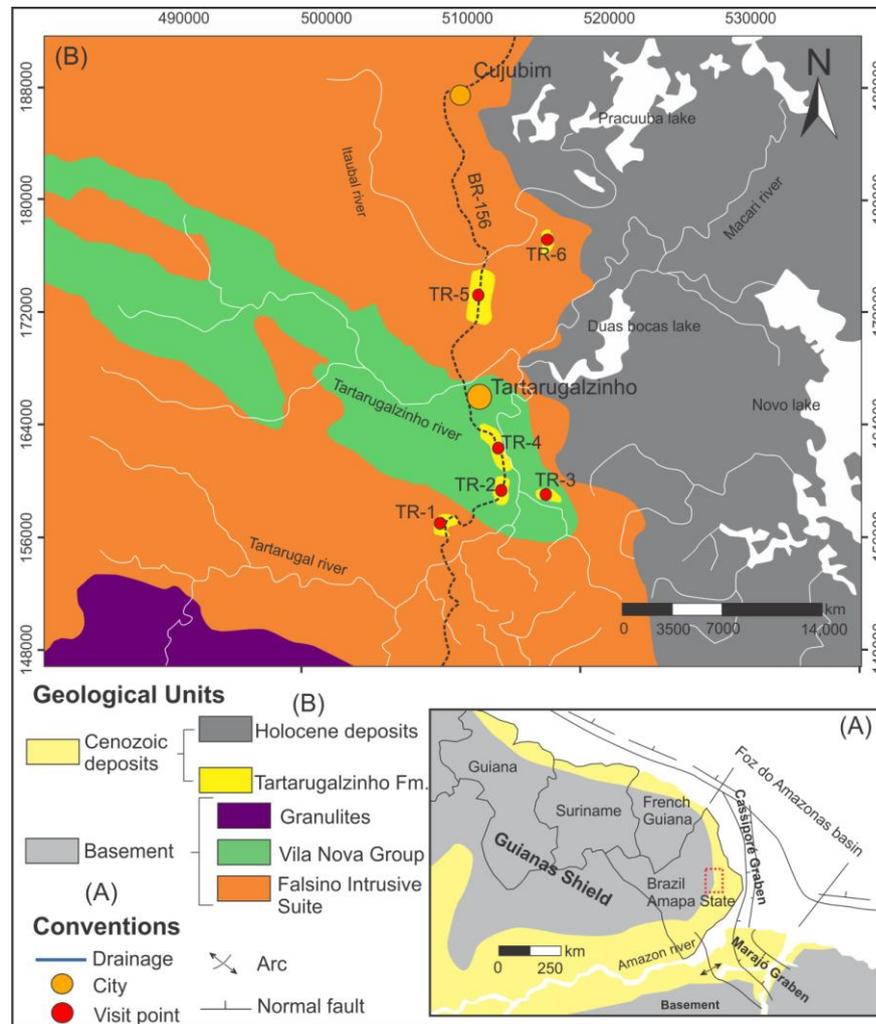


Figura 2: Contexto geológico do Norte da América do Sul e porção *onshore* da Bacia da Foz do Amazonas (A) e mapa geológico da área de estudo com localização dos depósitos estudados da Formação Itaubal (B). Os terraços estão alinhados Norte-Sul e se assentam de forma discordante sobre o embasamento cristalino. Sua escala no mapa está exagerada para fins de visualização.

3. MÉTODOS

Os depósitos estudados dispostos em corte de estrada ao longo da rodovia BR-156, próximo ao rio Itaubal, nas proximidades da cidade de Tartarugalzinho, 230 km de Macapá (Figura 2), foram analisados segundo o procedimento clássico para análise de fácies e

estratigrafia estratigráfica (Walker, 1992; Miall, 1991, 1994). Esta análise foi auxiliada pela elaboração de perfis litoestratigráficos e seções panorâmicas detalhadas, além de medições de paleocorrente. Para dar suporte para aos dados estratigráficos, foram coletadas amostras para análise granulométrica seguindo os métodos clássicos de peneiramento. Posteriormente, de maneira sistemática, por fácies, os minerais pesados foram separados das frações de areia fina (0,250-0,125 μm) e muito fina (0,125-0,063 μm), utilizando-se bromofórmio e confeccionadas laminas para identificação em microscópio petrográfico. Para indicar o grau de maturidade composicional e avaliação do efeito do intemperismo nos sedimentos utilizou-se o índice ZTR de Hubert (1962) e o índice Estauroлита/ ZTR + Estauroлита (Morton, 1985).

Dez amostras foram coletadas para datação por Luminescência Opticamente Estimulada / regeneração de alíquota única e multiplas (LOE / SAR-MAR), segundo Murray e Wintle (2000). Para obtenção de doses acumuladas foi utilizada o equipamento *Fotomultiplicadora Thorn EMI Electron Tubes, Type 9235QA*, e para obtenção de dose anual o *Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (NaI – Tl)* na Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATEC). Mais detalhes sobre aplicação de protocolo LOE/SAR-MAR em depósitos pleistocenos na costa Norte do Brasil pode ser encontrada em Tatum *et al.* (2008) e Rossetti *et al.* (2013b).

4. RESULTADOS

4.1 ASPECTOS GERAIS

A Formação Itaubal apresenta espessura máxima de 10 m e granulometria variando de bloco a areia muito fina e argila. Considerando a análise granulométrica e características de minerais pesados a formação foi dividida em Unidade Inferior e Unidade Superior separadas por inconformidade. Para a Unidade Inferior são descritas três associações de fácies: AF1-planície de inframaré; AF2-canal fluvial meandrante influenciado por maré; e AF3 - planície de inundação. Para a Unidade Superior é descrita a associação de canal fluvial entrelaçado - AF4 (Figura 3). As menores porcentagens de finos (silte+argila) foram encontradas na associação AF2, respectiva à Unidade Inferior, quando comparadas às porcentagens da associação AF4, respectiva à Unidade Superior. Somente a amostra TR5-2 da AF2 apresenta maiores porcentagens destas classes granulométricas, onde ocorre a fácies de areia/argila com estratificação heterolítica inclinada (IHS) (Figura 3A; Tabela 2).

A análise do índice ZTR exibiu tendência favorável ao decréscimo do grau de maturidade composicional em direção à Unidade Superior. Menores valores do índice ZTR

para a Unidade Superior indicam um equilíbrio entre minerais instáveis e estáveis (Hubert, 1962) (Figura 3B). Quanto à morfologia dos grãos da estauroлита, a Unidade Inferior apresentou grãos com feições de dissoluções e desgaste marcantes, enquanto que para a Unidade Superior são encontrados minerais com faces bem preservadas (Figura 3C).

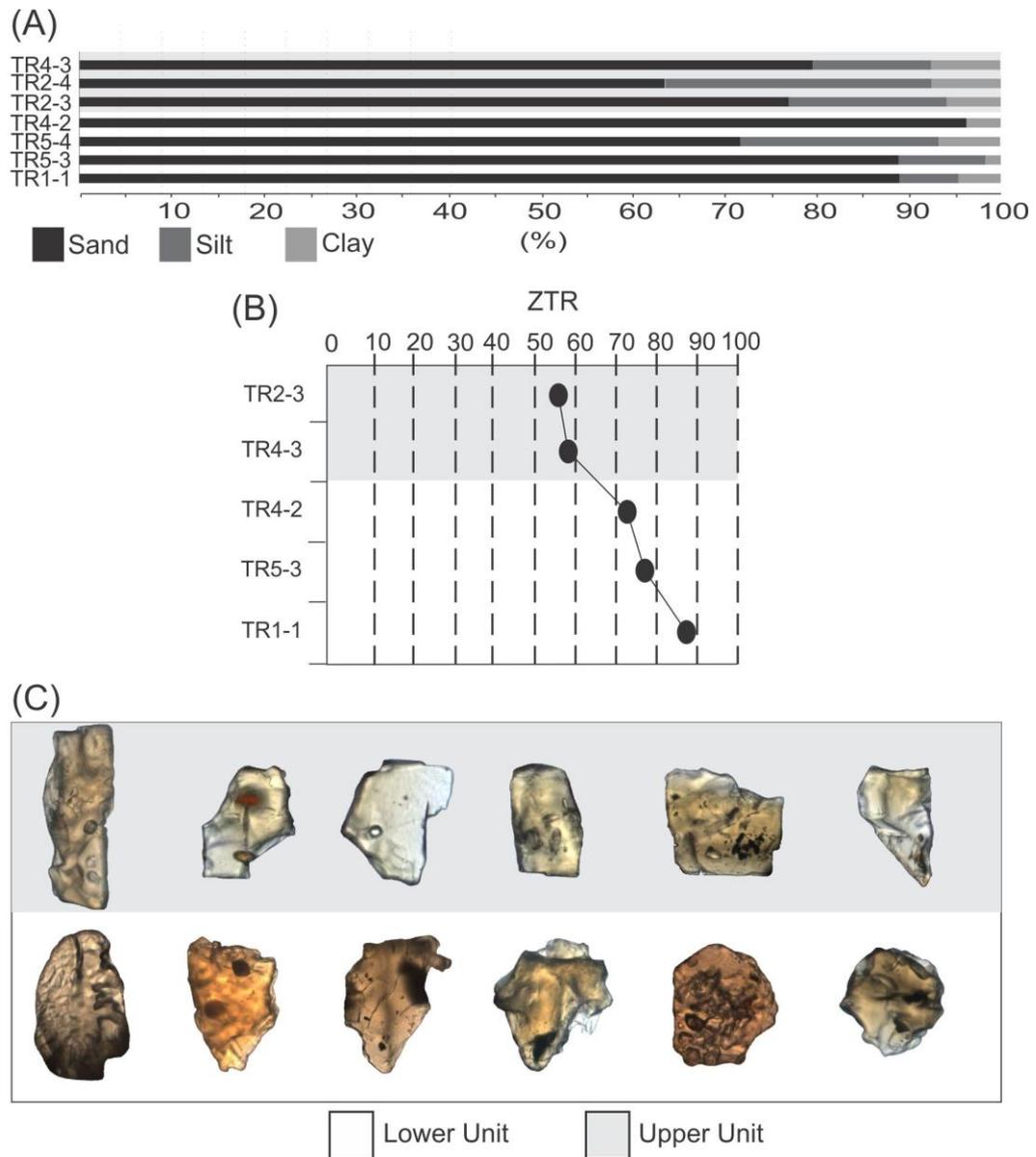


Figura 3: Características sedimentológicas das Unidades Inferior e Superior. A) Porcentagens de areia, silte e argila. B) Gráficos de índice ZTR (Zircão+Turmalina+Rutilo). C) Prancha da Morfologia das Estauroлитas.

4.2 DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

Para datação por LOE/SAR, os sedimentos da Unidade Inferior no perfil TR2 (AF1), apresentaram idades de 120.600 (± 12.000), 99.800 (± 12.200), e 70.850 (± 6.700) anos AP, referentes à associação AF 1 (Figura 4; Tabela 1), enquanto que idades de 100.000 (± 11.500), 96.800 (± 8.250) e 75.300 (± 8.500) anos AP foram obtidas nos perfis TR1, TR4 e TR5, respectivamente, referente à associação AF 2 (Figura 4; Tabela 1). As idades mais novas de 69.150 (± 7.200) anos AP e 58.150 (± 6.800) foram encontradas para a Unidade Superior no perfil TR5 e TR3, respectivamente, referente à associação AF 4 (Figura 4; Tabela 1). Considerando as datações por LOE/MAR, os sedimentos da Unidade Inferior, no perfil TR2, apresentaram idade de 78.000 (± 12.000), em fácies da associação AF 1. E as idades mais novas de 23.000 (± 3.000) anos AP foram encontradas na Unidade Superior, no perfil TR6 (AF4), para fácies da associação AF 4 (Figura 4; Tabela 1).

Tabela 1 : Dados de radioatividade, valores de dose anual e LOE / SAR-MAR de sedimentos arenosos da Formação Itaúbal

| Amostra | Protocolo | Th (ppm) | U (ppm) | K (%) | Dose anual ($\mu\text{G}/\text{ano}$) | Dose acumulada | Idade média |
|---------|-----------|--------------------|-------------------|-------------------|--------------------------------------------|-------------------|----------------------|
| TR6-1 | MAR | $6,234 \pm 0,224$ | $1,852 \pm 0,161$ | $0,520 \pm 0,075$ | 1.730 ± 130 | 40,78 | $23,500 \pm 3000$ |
| TR5-3 | SAR | $16,514 \pm 0,595$ | $4,578 \pm 0,280$ | $0,242 \pm 0,035$ | 2830 ± 155 | 195,4 | $69,150 \pm 7200$ |
| TR5-1 | SAR | $4,892 \pm 0,176$ | $1,693 \pm 0,038$ | $0,466 \pm 0,068$ | 1470 ± 90 | 110,8 | $75,300 \pm 8500$ |
| TR4-1 | SAR | $9,523 \pm 0,343$ | $2,507 \pm 0,080$ | $0,070 \pm 0,010$ | 1610 ± 60 | 156,1 | $96,800 \pm 8250$ |
| TR3-1 | SAR | $13,500 \pm 0,486$ | $4,666 \pm 0,030$ | $1,375 \pm 0,199$ | 3690 ± 250 | 214,6 | $58,150 \pm 6800$ |
| TR2-4 | SAR | $16,706 \pm 0,601$ | $4,678 \pm 0,154$ | $0,290 \pm 0,042$ | 2880 ± 130 | 204,2 | $70,850 \pm 6700$ |
| TR2-3 | MAR | $8,221 \pm 0,296$ | $1,719 \pm 0,421$ | $0,154 \pm 0,022$ | 1470 ± 150 | 114,50 | $78,000 \pm 12,000$ |
| TR2-2 | SAR | $6,444 \pm 0,232$ | $2,615 \pm 0,140$ | $0,545 \pm 0,079$ | 1890 ± 135 | 188,0 | $99,800 \pm 12,200$ |
| TR2-1 | SAR | $7,597 \pm 0,273$ | $2,421 \pm 0,140$ | $0,128 \pm 0,019$ | 1500 ± 75 | 180,4 | $120,600 \pm 12,000$ |
| TR1-2 | SAR | $9,025 \pm 0,325$ | $2,902 \pm 0,282$ | $0,083 \pm 0,012$ | 1680 ± 110 | 167,9 | $100,000 \pm 11,500$ |

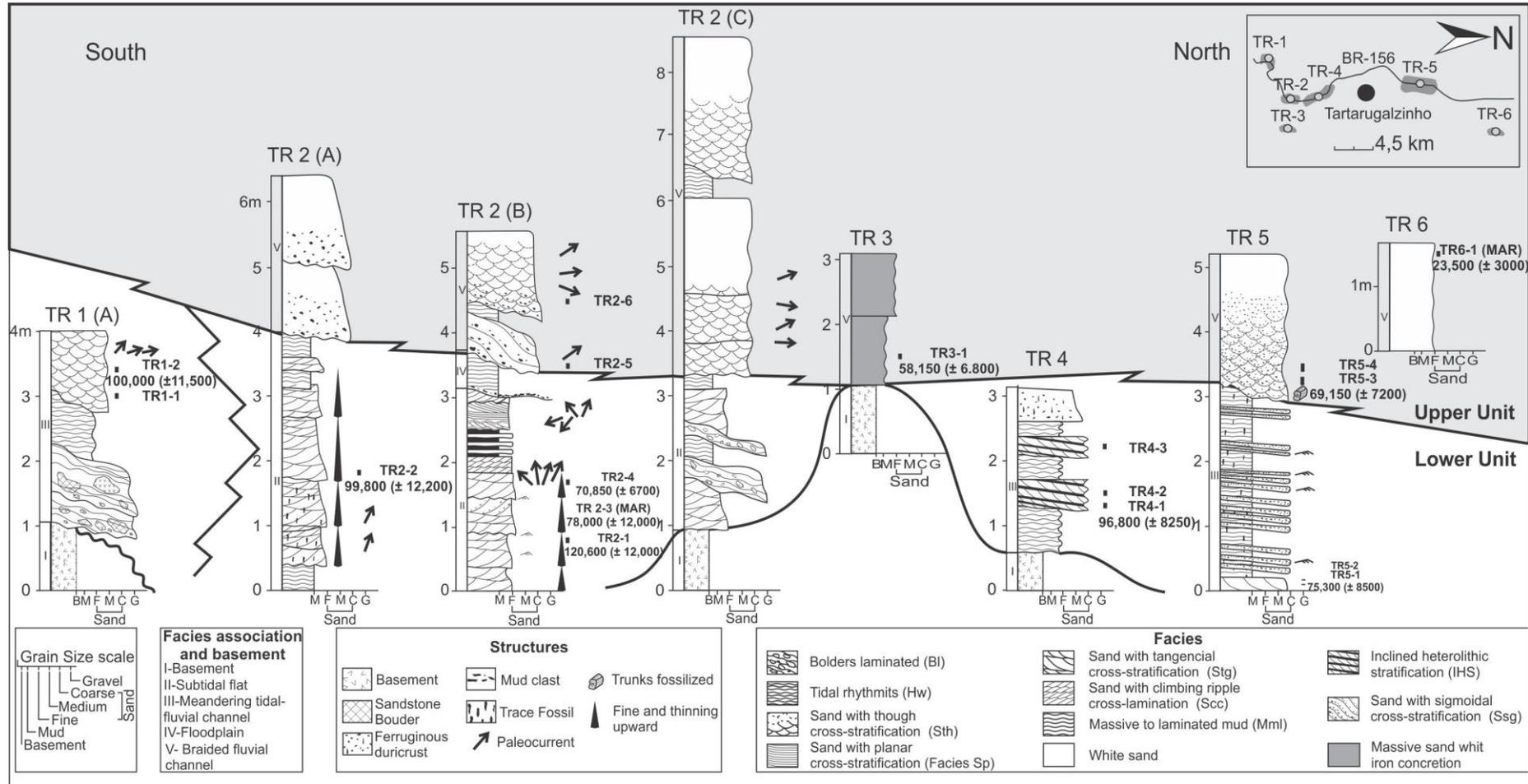


Figura 4: Perfis e relações estratigráficas da Formação Itauba.

4.3 ESTRATIGRAFIA

4.3.1 Unidade Inferior

Esta unidade possui espessura máxima de 6 m e representa a parte inferior dos perfis estudados. A granulometria desta porção varia de bloco (<25,6 cm) a areia fina e argila. A coloração varia de amarronzada a vermelha, subordinadamente branca e amarelada, resultado do intenso processo de intemperismo e ferruginização, muito comum à região Amazônica (Aleva, 1981; Costa, 1991). As fácies que compõem esta unidade compreendem um total de 17 fácies agrupadas em três associações de fácies (AF): AF1 (planície de inframaré) e AF2 (canal fluvial meandrante influenciado por maré) e planície de inundação (AF3) (Tabela 2).

Os depósitos arenosos da AF 1 são lateralmente contínuos, com camadas centimétricas a métricas, atingindo até 2,5 m de espessura, de geometria tabular. Os depósitos de canal da AF 2 possuem tanto geometria canalizada quanto tabular, e os depósitos de planície de inundação (AF3) de geometria tabular (Figura 5). O limite das camadas é marcado por lâminas de argila que preserva forma. O padrão de paleocorrente apresenta sentido para NW, N e NE. O padrão para SW ocorre em areias com estratificação tipo espinha de peixe.

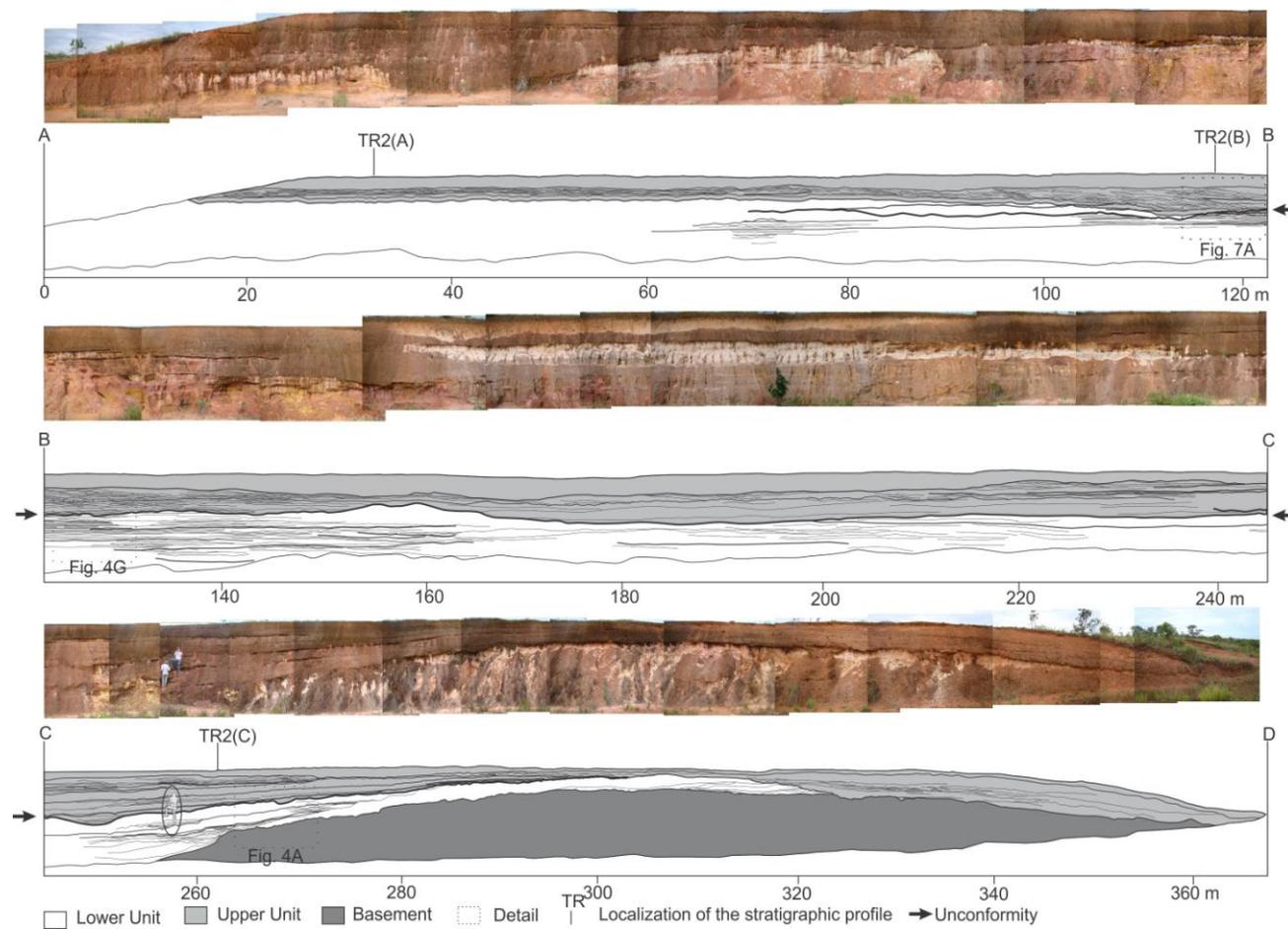


Figura 5: Seção estratigráfica TR2 da Formação Itaubal em corte de estrada próximo a entrada de Tartarugalzinho-AP. A principal característica da Unidade Inferior são camadas tabulares lateralmente contínuas por centenas de metros, limitadas por lâminas de argila. O contato com a Unidade Superior tem forma ondulada marcada por inconformidade.

4.3.1.1 AF1 – Planície de inframaré

Esta associação representa a porção basal da Unidade Inferior, com contato na forma de *onlap* das fácies arenosas e areno-lamosas de geometria tabular sobre o embasamento intensamente intemperizado. Em geral, a distinção entre depósitos sedimentares e rochas cristalinas é dificultada pela intensa alteração do embasamento (Figuras 6A e 6B). Os depósitos apresentam areia com estratificação cruzada tabular (At), areia com laminação cruzada cavalgante (Acc), areias bioturbadas (Ab), areias com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), areias com estratificação cruzada tangencial (Atg), areia com estratificação cruzada acanalada (Aa), areias com estratificação cruzada plano-paralela (App), ritimitos areia/lama do tipo *wavy* e *flaser* (Ral) e argilas maciças a laminada (Aml).

As fácies Asg e At têm *foresets* com espessuras variadas e cíclicas, separados por lâminas de argila denominadas como bandamentos de maré (Boersma, 1969) (Figuras 6C e 6D). As fácies que compõem esta associação compreendem ciclos de granodecrescência e adelgaçamento ascendentes. A porção superior (*topset*) destes bandamentos de maré é truncada por fácies Acc e App (Tabela 2), ambos com mesma direção de mergulho (Figura 6E e 6F). Algumas porções das areias estratificadas são intensamente bioturbadas impossibilitando a identificação da estrutura sedimentar primária (Figura 6I). Em estruturas do tipo espinha de peixe, localmente observadas, o recobrimento de argila ocorre tanto nos *foresets* com direção de corrente dominante como nos de direção subordinada. Clastos de lama do tamanho seixo de forma tabular, angulosos e arredondados, são encontrados dispersos nos *sets* e na base das camadas de areias estratificadas na forma de cascalhos intraformacionais.

Os ritmitos de maré apresentam acamamento do tipo *wavy* gradando verticalmente para acamamento do tipo *flaser* (Figura 6G e 6H). As lâminas de areia podem ter padrão estratificado ou maciço, e o contato entre as lâminas de areia e argila pode ser erosivo ou plano.

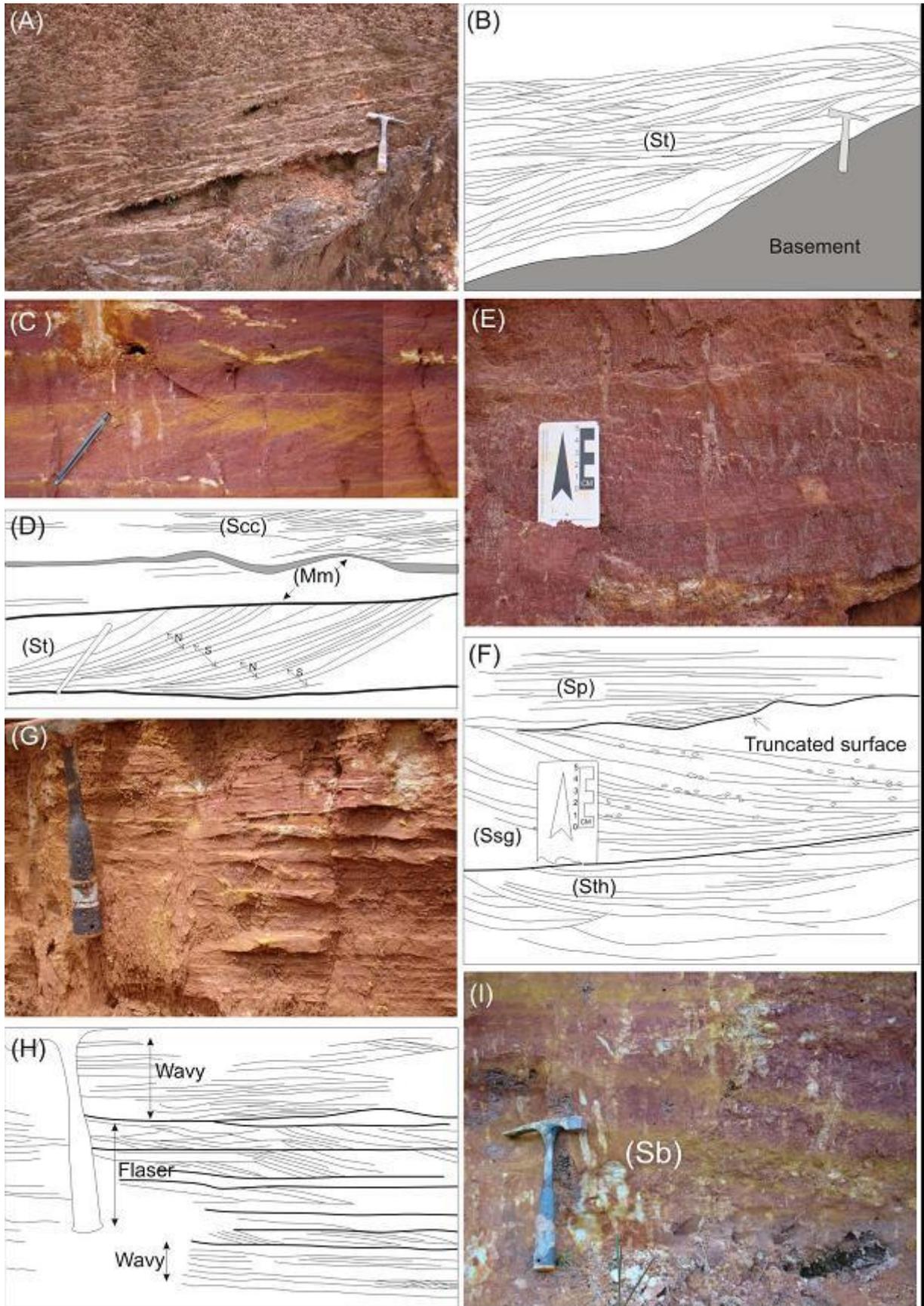


Figura 6: Aspectos faciológicos da associação AF1- Canal de inframaré. A e B) Contato basal da Unidade Inferior com fácies arenosa At (*sand whit tabular cross-stratification- St*) “onlapando” o embasamento saprolitizado. C e D) Fácies At (*St*) com bandamento de maré. A fácies At (*St*) é truncada pela fácies Acc (*sand with climbing ripple cross-lamination - Scc*) com mesmo sentido de mergulho. Contato marcado pela lâmina de Am, as espessuras cíclicas representam as variação de marés de sizígia (*spring*) (S) e quadratura (*neap*) (Q). E e F) Sucessão das fácies Aa (*sand with though cros-sstratification - Sth*), As (*sand with sigmoidal cross-stratification - Ssg*) com clastos de lama nos *foresets* truncada por App (*sand with planar cross-stratification - Sp*), todas com mesmo sentido de mergulho. G e H) Ritmito de maré com variações de acamamento *wavy* e *flaser* com contato plano. I) Fácies Ab (*bioturbated sand – Sb*), composta por areias finas bioturbadas que oblitera as estruturas.

3.3.1.3 AF2 – Canal fluvial meandrante influenciado por maré

Esta associação ocorre intercalada à associação AF 1. Localmente, ocorre o contato direto com o embasamento, na forma de *onlap* de fácies areno-lamosas de acamamento de maré de forma tabular (Figura 7A) e contato erosivo entre as fácies Cme e o embasamento (Figuras 7B e 7C). Os depósitos apresentam granulometria de blocos, areias grossas a médias pobremente selecionadas com cascalho maciço/laminado (Cml), areia com estratificação cruzada acanalada (Aa), areia com estratificação cruzada tangencial (At), areia/argila com estratificação heterofílica inclinada (IHS) ritmito areia/lama do tipo *wavy* (Ral) e argila maciça a laminada (Aml) (Tabela 3). A fácies Cml é composta por blocos de arenitos ferruginizados e de embasamento. Intercalado a esta ocorrem fácies de Ral e Aa. As fácies Ral e Aml ocorrem intercaladas com fácies IHS (Figuras 8). Seixos de quartzo podem ser observados em setores onde fácies IHS são intercaladas com fácies Aml.

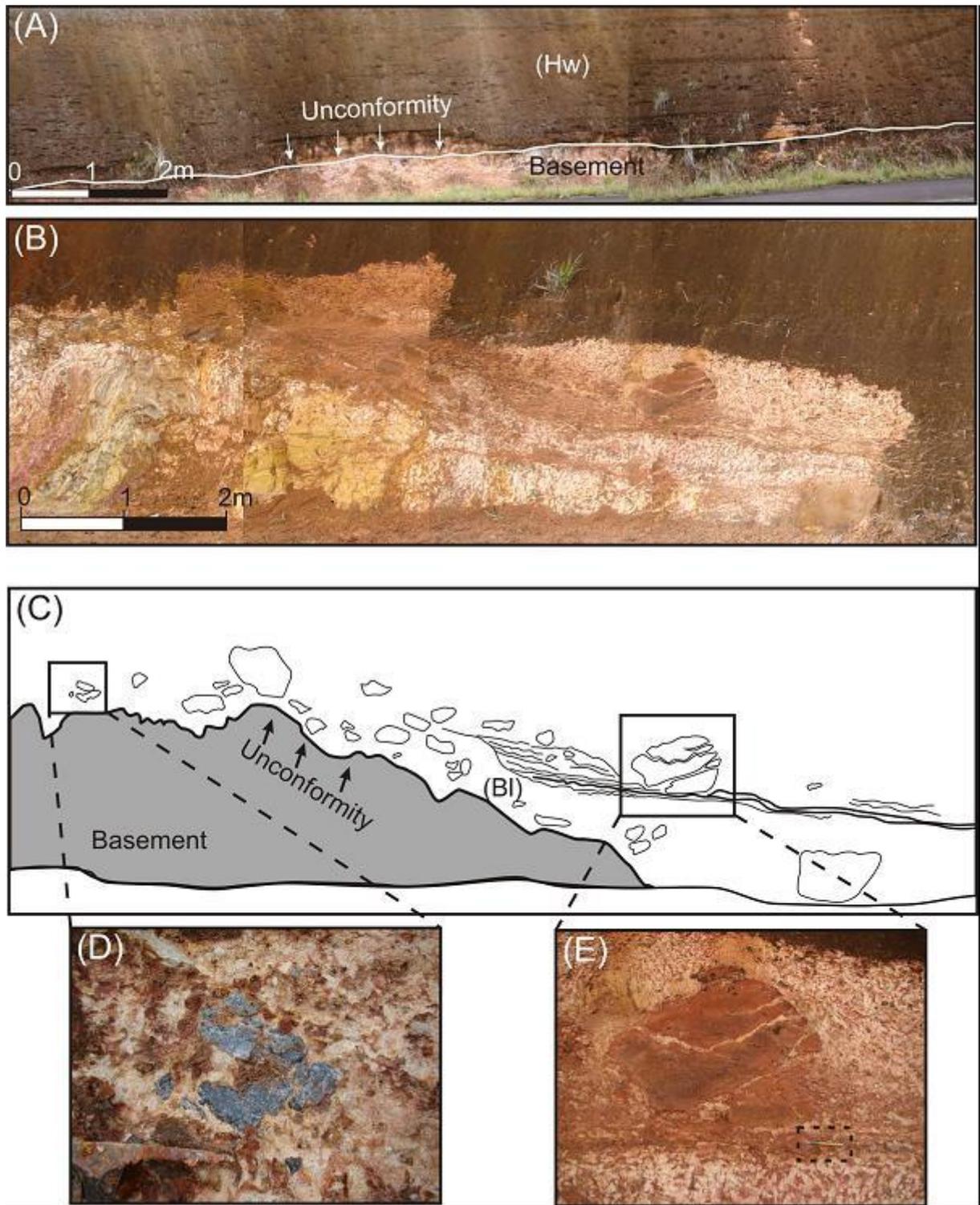


Figura 7: Aspectos da geometria e contatos da associação AF2 – Canal fluvial meandrante influenciado por maré. A) Contato da associação AF2 com o embasamento, na forma de *onlap* de fácies areno-lamosas. B e C) Contato erosivo entre a fácies Cme (*Laminated boulders - BI*) e o embasamento. D) Foto de detalhe da fácies Cme, clasto do embasamento de aproximadamente 10 cm. E) Clasto de arenito da fácies Cme de aproximadamente 80 cm.

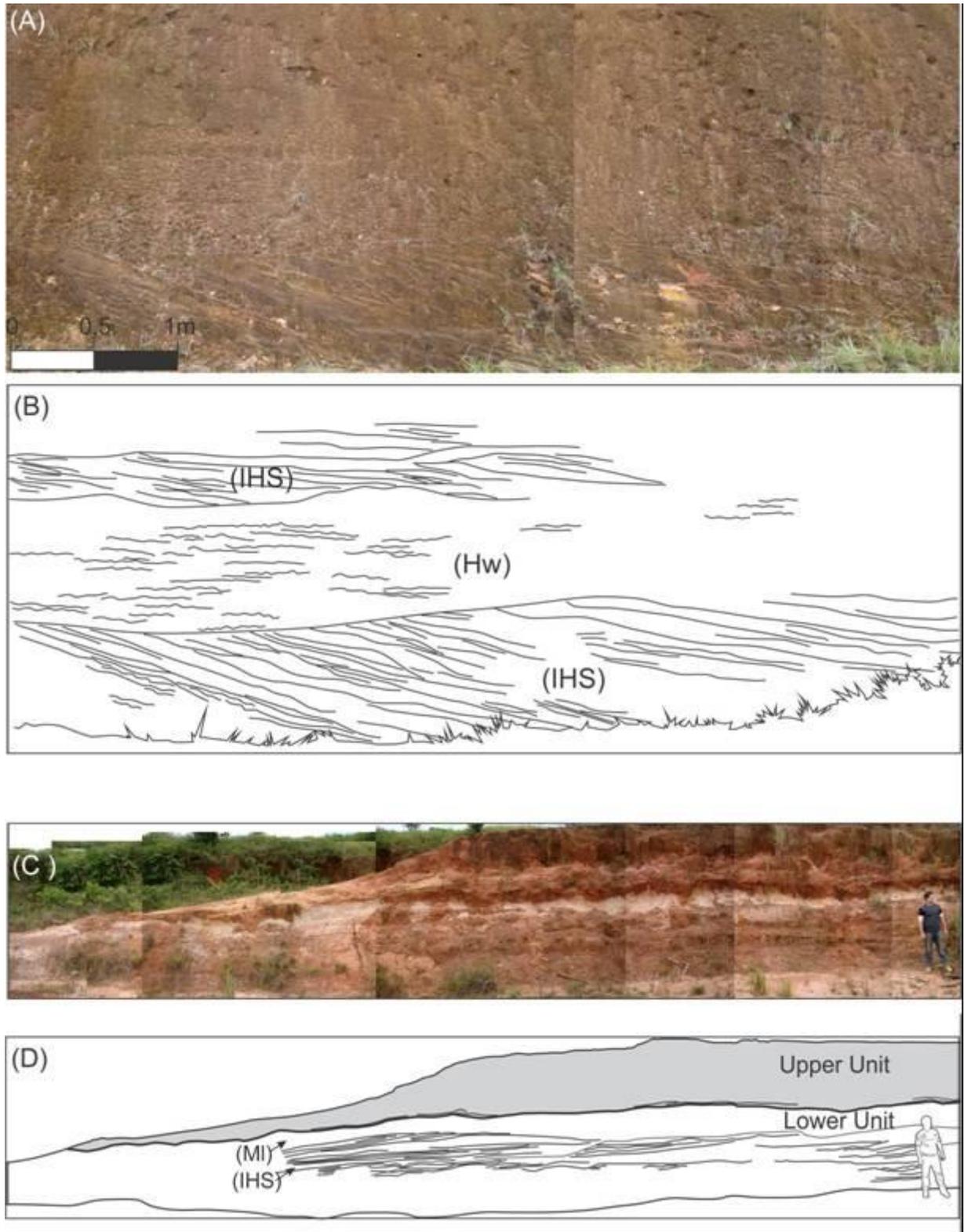


Figura 8: Aspectos faciológicos da associação AF2. A e B) Intercalação da fácies IHS com Ral (*Tidal wavyrhythmites* - Hw). C e D) Intercalação da fácies IHS com Aml (*laminated mud* - MI).

4.3.1.3 AF3 - Planície de inundação

Esta associação compreende a porção superior da Unidade Inferior. Esta tem grande extensão lateral e espessura de até aproximadamente 1 m, caracterizada por preencher formas canalizadas. (Figura 9A, 9D). Esta associação é composta por um ciclo de granodecrescência ascendente, composto na base por fácies de cascalhos intraformacionais (Ci), e por cascalho e seixos de argila e argila maciça a laminada (Aml), no topo (Tabela 2 e 3). Localmente, o processo de intemperismo obliterou totalmente a camada de fácies Aml de coloração avermelhada, ocasionando a mudança de coloração para esbranquiçada indicativa da alteração de feldspato para caulinita.

4.3.2 Unidade Superior

Esta unidade possui espessura de 4 m (Figura 4) e apresenta coloração esbranquiçada a amarronzada. A granulometria varia de cascalho, areia grossa a média e argila, depositada sobre extensa inconformidade (Figura 4). As fácies que compõem esta unidade compreendem um total de 5 fácies compreendendo uma associação de fácies: AF4 (canal fluvial entrelaçado) (Tabela 2).

Os depósitos arenosos desta unidade são lateralmente contínuos, com espessura centimétrica a métrica com forma tabular, raramente canalizada. O contato entre a Unidade Inferior e Unidade Superior é representado por uma barreira litológica, caracterizada por uma lâmina intensamente ferruginizada gerada pela lixiviação do ferro da porção de areia grossa da Unidade Superior e concentração sobre a porção argilosa do topo da Unidade Inferior. O padrão de paleocorrente tem direção preferencial para NE.

4.3.2.1 AF4 – Canal fluvial entrelaçado

Esta associação compreende o topo da Unidade Superior, que é também marcada por uma intensa ferruginização que formou uma espessa crosta ferruginosa. Localmente, a porção basal desta associação apresenta caráter erosivo de forma canalizada, porém também pode ocorrer a intercalação desta associação com a associação AF 3. Os depósitos desta associação apresentam granulometria de areias médias a grossas moderadamente a pobremente selecionadas de areia com estratificação cruzada acanalada (Aa), areia com estratificação cruzada tabular (At), areia com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) e argila maciça a laminada (Am) (Tabela 3). Lâminas de argila podem localmente recobrir fácies Asg. Terraços isolados de areia branca (Abr) também foram descritos (Tabela 2).

A fácies Aml é caracterizada por um processo de intemperismo que obliterou as estruturas primárias possibilitando a descrição apenas como areias maciças. Por outro lado, as fácies Aa são predominantes nesta associação. Na base desta fácies são descritos clastos de argila deformados e troncos fossilizados pela substituição por óxidos e hidróxidos de ferro. Camadas de areia maciça com concreções de óxidos de Ferro podem ocorrer de forma descontínua sobre o embasamento composto por quartzitos, ao contrário dos outros contatos, em que o embasamento se encontra totalmente alterado.

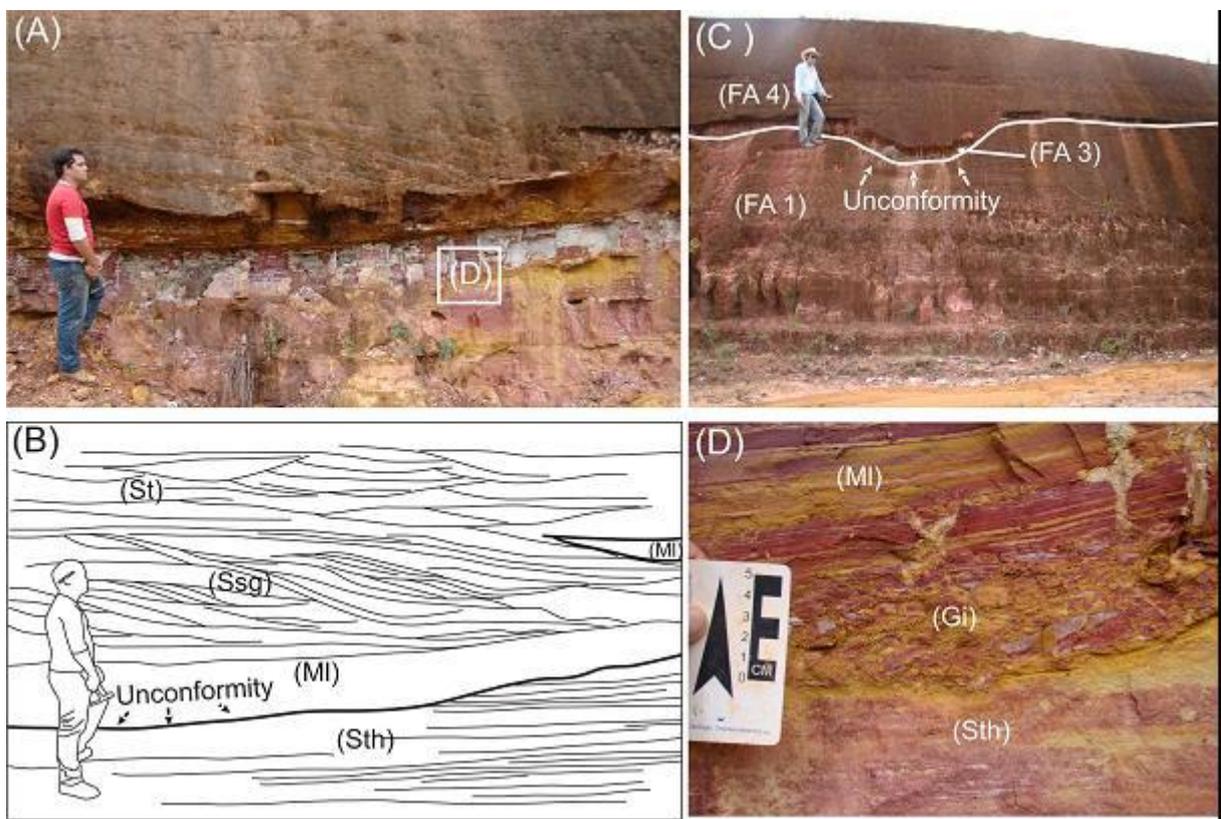


Figura 9: Contato entre as unidades 1 e 2. A e B) Contato da Unidade Inferior e Unidade Superior, marcada por inconformidade que separa a fácies Aa (*sand with trough cross-stratification - Sth*) das fácies Ci (*intraformational gravels - Gi*) e Aml (*laminated mud - MI*), As (*sand with sigmoidal cross-stratification - Ssg*) e Aa (*Sth*). C) Argila laminada preenchendo uma forma canalizada no topo da Unidade 2. D) Foto de detalhe do contato das unidades, com fácies de Ci (*Gi*) sobre fácies de Aa (*Sth*).

Tabela 2: Descrição de fácies e processos deposicionais das associações de fácies que compõe a Formação Itaupal.

| Fácies | Descrição | Processo |
|------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Areia com estratificação cruzada acanalada (Aa) | Areias médias a grossas com estratificação cruzada acanalada, com <i>coset</i> de espessura de até 2,5 m, com seixos de quartzo e/ou clastos de lama deformados segregados na base dos <i>sets</i> , com coloração amarronzada. O processo de intemperismo localmente abilita as estruturas da fácies permitindo a descrição somente como areias maciças | Migração de forma de leito de crista sinuosa. Retrabalhamento de camadas pelíticas ainda em estado plástico. |
| Areia com estratificação cruzada tabular (At) | Areia média com estratificação cruzada tabular de coloração amarronzada. As camadas podem atingir espessuras de até 1m, na forma de lentes, intercalando-se a fácies Aa. Os <i>foreset's</i> podem apresentar espessuras variadas e cíclicas com coloração avermelhado. Pode ocorrer recobrimento de argila nos <i>foreset's</i> | Migração de forma de leito de crista reta |
| Areia com estratificação cruzada sigmoidal (As) | Camadas de areia média a grossa com estratificação cruzada sigmoidal, com <i>sets</i> recobertos por lâminas de argila e com coloração amarronzada. A espessura dos <i>coset</i> varia de 15 cm a 1 m | Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior, com rápida desaceleração ao atingir um corpo de água. O recobrimento por lâmina de argila ocorre devido à deposição ser gradual e ainda sob influência de maré. |
| Areia branca maciça (Abr) | Terraços de areia branca maciça com espessuras de até 1,5 m de | Deposição em canal fluvial que posteriormente foi sujeito a antenso intemperismo e processos pedogenéticos que obliteraram totalmente as estruturas |
| Argila maciça a laminada (Aml) | Camadas centimétricas de argila maciça a laminada de geometria lenticular apresentam coloração esbranquiçada e avermelhada. Esta fácies intercala-se com camadas de fácies Aa, At e Asg, tendendo a preencher as formas canalizadas. | Deposição por suspensão em períodos de águas paradas. |
| Cascalho intraformacional (Ci) | Lâminas de cascalho intraformacional maciço, formado por clastos de lama. Têm coloração amarelo-avermelhado. | Retrabalhamento de camadas de argila laminado. |
| Cascalho maciço/lamina do (Cml) | Camadas canalizadas com clastos do embasamento e de areias ferruginizadas disseminados, com tamanho de até 82 cm. As laminações marcam o topo dos ciclos. Esta fácies apresenta coloração amarronzada e porções esbranquiçadas | Deposição de alta energia na base do canal. A migração lateral gera o retrabalhamento de camadas da planície de maré adjacente e o próprio embasamento. |
| Areia com estratificação cruzada tangencial (Atg) | Areias finas a muito finas com estratificação cruzada tangencial de coloração avermelhada. Ocorrem em camadas tabulares e se intercalam com a fácies Acc e App. As bases dos <i>foresets</i> são de forma tangencial chegando ate aproximadamente horizontal. Os <i>foresets</i> e os limites de <i>sets</i> são marcados pela presença de lâminas de argila. | Migração de formas de leito do tipo 2D em canal de maré, onde a influência de maré faz com que se alterne a espessura entre os <i>foresets</i> e deposite lâminas de argila sobre eles, indicando alternância entre períodos de tração e suspensão, e marés de quadratura e sizígia. . |

| | | |
|---------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Areia/lama com estratificação heterolítica Inclínada (IHS) | Camadas com espessura de até 50 cm de areia média a grossa ocorrendo de forma inclinada com coloração marrom escuro. Intercaladas a esta ocorrem lâminas de argila. São encontradas marcas onduladas marcando o topo dos estratos. | Camadas alternadas de lama e areia depositadas na margem côncava de canal de fluvial. Formando estratificação cruzada heterolítica inclinada. Estas são depositadas sob influência de fluxo de maré vazante-enchente e estofo de águas paradas. |
| Ritmito areia-lama de maré (Ral) | Camadas variando de espessuras centimétricas a métricas com intercalação de lâminas de areia maciça ou estratificada com lâminas de argila maciça. Apresentam coloração amarelada e amarronzada | Alternância de processo de tração que deposita as camadas de areia estratificada, resultado da migração de formas de leito do tipo 2D e processo de suspensão que deposita lâminas de argila, respectivas as correntes de maré vazante e a períodos de água parada. |
| Areia com clastos intraformacional (Ci) | Areia fina a média, estratificada, com clastos de argila arredondados e em formato tabular concentrados na base (<i>toe set - bottom set</i>) da camada com coloração avermelhada. | Migração de formas de leito durante corrente dominante, que retrabalha as lâminas de argila depositadas durante o período de água parada. |
| Areia com laminação cruzada cavalgante (Acc) | Areia fina a média com laminação cruzada cavalgante subcrítica de espessura centimétrica com coloração vermelho-rosado. Por vezes esta fácies localiza-se acima da fácies estratificação cruzada tabular, escavando o topo da camada (<i>top set</i>). | Migração de formas de leito de pequeno porte de crista reta do tipo 2D com predomínio da tração a suspensão, uma vez que somente se preserva um <i>set</i> e ausência de processos de suspensão. Quando se localiza acima da estratificação cruzada tabular representa retomada de fluxo dominante. |
| Areia bioturbada (Ab) | Areia intensamente bioturbada. | Atividade biológica. |
| Areia com estratificação plano paralela (App) | Areia média a grossa com estratificação plano paralela. Pode apresentar espessura centimétrica a métrica. Localmente bioturbada. | Migração de formas de leito em regime de fluxo inferior. |

Tabela 3 : Associação de fácies e fácies por unidades da Formação Itaubal

| Unidade | Associação de fácies | Fácies |
|------------------|---------------------------|-----------------------------------------------------|
| Unidade Superior | Canal fluvial entrelaçado | Aa, At, As, Aml, Abr |
| Unidade Inferior | Planície de inundação | Ci, Aml |
| | Canal fluvial meandrante | Cml, Aa, Atg, IHS, Ral |
| | Canal de inframaré | Am, Ci, Act, Acc, Ab, Asg, Atg, Aa, App, Ral |

5. DISCUSSÃO

5.1 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

Eventos climáticos de baixa amplitude e alta frequência, durante o Pleistoceno (Bradley, 1999; Maslin *et al.*, 2006) influenciaram o padrão de sedimentação próximo a foz do rio Amazonas através do aumento do aporte de sedimentos finos que alcançava a costa por volta de 120.600 (± 12.000) – 70.850 (± 6.700) anos AP (Unidade Inferior) e 69.150 (± 7.200) – 23.500 (± 3.000) anos AP (Unidade Superior) da Formação Itaubal. Desta forma, apesar do ambiente fluvial da Unidade Inferior se depositar sob influência de maré, condições mais úmidas com chuvas torrenciais e episódicas promoveram o intemperismo de rochas do embasamento e de depósitos de planície de maré, gerando grande quantidade de sedimentos finos que em seguida foram adicionadas aos canais fluviais entrelaçados da porção superior da formação. Na Unidade Inferior a maior concentração destes sedimentos finos ocorre somente nas regiões convexas de canais fluviais meandantes, devido à menor energia, onde são construídas as barras em pontal, caracterizadas pelas alternâncias de argila e areia (Thomas *et al.*, 1987). Por outro lado, a maior quantidade de sedimentos finos nos depósitos da Unidade Superior permitiu a formação de uma crosta ferruginosa, que foi anteriormente interpretada como crosta laterítica da Formação Barreiras (Lima *et al.*, 1974; Lima *et al.*, 1991; Mendes 1994, Silveira 1998; Santos, 2006).

Os grãos de estauroлита presentes nos depósitos desta formação são oriundos de terrenos metamórficos que constituem o Escudo das Guianas (Lima *et al.*, 1974; Lima *et al.*, 1991). O intenso intemperismo, anterior à deposição da Formação Itaubal formou um manto de alteração sobre rochas metamórficas. Sob estas condições, os grãos de estauroлита foram corroídos e os minerais menos estáveis eliminados. A incisão produzida por canais fluviais meandantes da Unidade Inferior foi responsável pelo retrabalhamento e remoção parcial deste manto intempérico, gerando depósitos com maior abundância de minerais estáveis e estauroлитas com feições de desgaste e dissolução. Este retrabalhamento expôs regiões do embasamento inalterado, proporcionando a inclusão de minerais menos alterados e que caracterizam os depósitos fluviais entrelaçados da Unidade Superior.

5.2 PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO ITAUBAL

A integração de análise de fácies, estratigrafia e a datação por LOE de depósitos, anteriormente atribuídos à Formação Barreiras de idade miocena, permitiram identificação da

Formação Itaubal, depositada no Pleistoceno Superior. Esta formação apresenta duas unidades de caráter progradante separadas por inconformidade. A Unidade Inferior representa a porção distal da PCA, depositada entre 120.600 (\pm 12.000) e 70.850 (\pm 6.700) anos AP e representa um complexo sistema deposicional influenciado por maré, depositado sobre inconformidade regional do embasamento intensamente intemperizado.

A geometria e espessura dos depósitos remetem a um sistema de planície de maré de grande extensão lateral, com migração de dunas subaquosas, sobre fluxo bipolar de energia moderada de corrente de maré e correntes litorâneas (e.g. Dalrymple, 2007) (Figura 10). A corrente de maré subordinada não está representada nos depósitos e as dunas subaquosas geradas durante a migração da corrente dominante de maré foram recobertas por argilas depositadas na água estofa (e.g. Visser, 1980; Clifton, 1983). A variação cíclica das espessuras dos *foresets* ocorre devido a variações das correntes de maré em períodos de quadratura e sizígia (Visser, 1980). Os ciclos de granodecrescência e adelgaçamento ascendente indicam uma diminuição da lâmina d'água / espaço acomodação, comumente observados em sequências de planície de maré (Klein, 1971). Depósitos heterolíticos de acreção vertical registram a alternância entre condições de água parada e ação de correntes trativas currents (Reineck e Wunderlich, 1968; Tessier, 1993). A gradação vertical destes depósitos é devido a variações de energia de maré e/ou suprimento de areia (Reineck e Wunderlich, 1968). Os contatos planos indicam que a energia das correntes trativas não foi suficiente para superar o grau de consolidação das argilas (Terwindt e Breusers, 1972). Além disso, a presença de barreiras costeiras poderia proporcionar condições abrigadas da ação de ondas como observadas atualmente na costa do Estado do Amapá (e.g. Gratiot *et al.*, 2007; Guimarães *et al.*, 2013b).

Adicionalmente, a interpretação do sub-ambiente como de inframaré é devido o limite das camadas estar sempre marcado por lâminas de argila com grande extensão lateral e o recobrimento de argila (*drapes*) tanto nos *foresets* de areias com padrão de corrente unidirecional como no padrão bidirecional, sugerindo que as formas de leito não foram expostas durante o nível de maré mínimo (Clifton, 1983).

Depósitos de forma canalizada indicam a migração de canais fluviais meandantes sobre a planície de maré e também sobre o embasamento. A porção basal deste canal representa uma superfície erosiva que apresenta condições de fluxo elevada a moderadas, este canal era preenchido pela migração de formas de leito do tipo 3D. Na margem côncava, condições de menor energia proporcionalmente favoreciam a formação de barras em pontal, caracterizadas

pelos estratos inclinados recobertos por lama, sugerindo a alternância entre processos trativos e de suspensão (Thomas *et al.*, 1987). O padrão de paleocorrente com direção preferencial para NE indica um padrão de drenagem semelhante ao padrão de drenagem de canais fluviais atuais (e.g. Guimarães *et al.*, 2013b).

A Unidade Superior representa a porção proximal da PCA, depositada por cerca de 69.150 (± 7.200) anos AP e 23.500 (± 3.000) anos AP, que corresponde a um sistema fluvial de alta energia com grande carga em suspensão de canal fluvial entrelaçado com planícies de inundação incipiente. Depósitos de granulometria grosseira com sedimentos finos dispersos, raramente canalizados indicam a migração formas de leito de crista 2D e 3D sob condições de alta energia de canal fluvial sobre a Unidade Inferior e sobre o embasamento exposto. Os fluxos entrelaçado tinha pouca profundidade e raramente canalizados (Picard e High, 1973) migravam sobre a PCA com direção preferencial para NE.

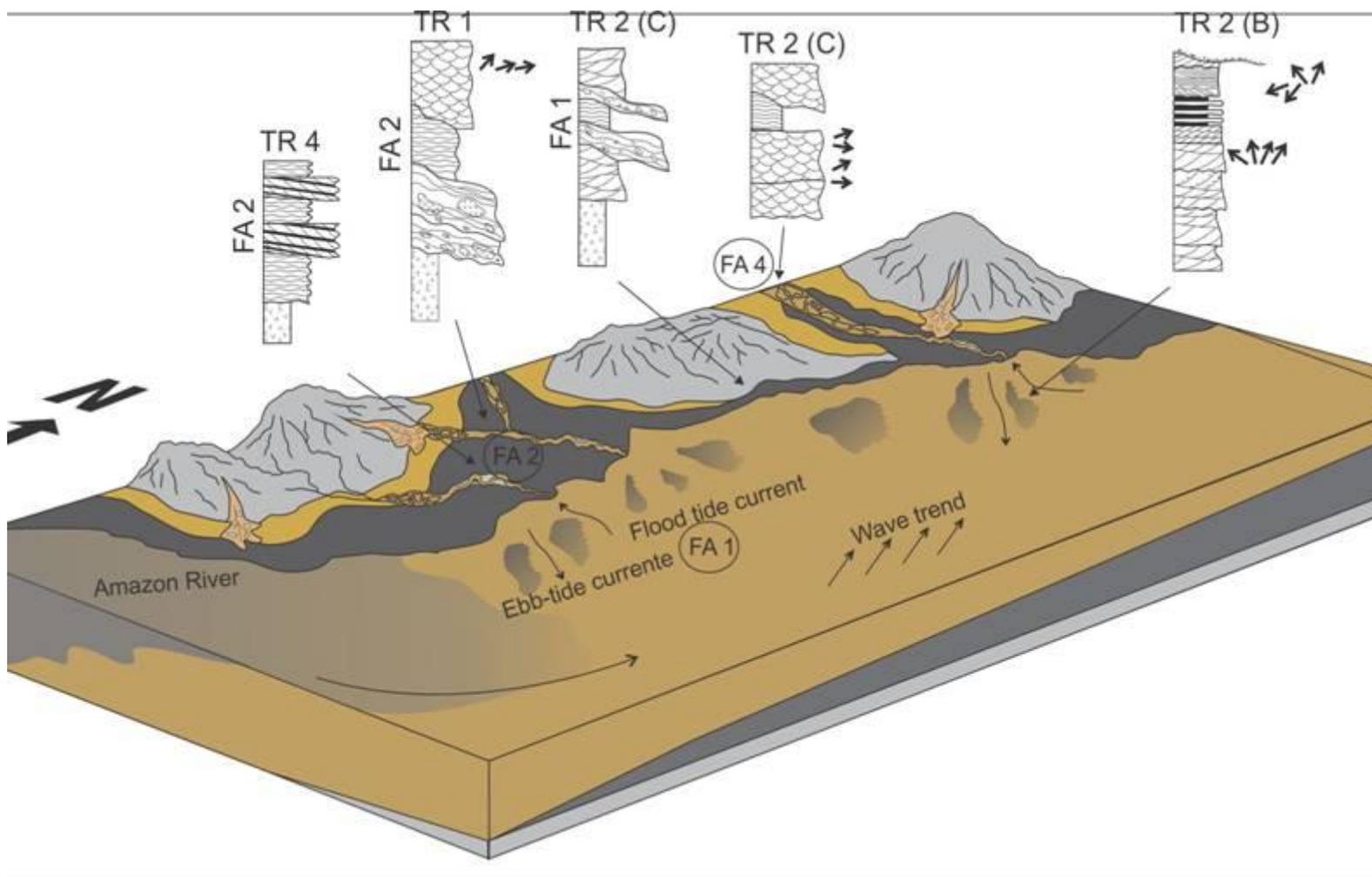


Figura 10: Modelo deposicional da Formação Itauba, Pleistoceno Superior da Planície Costeira do Amapá. Esta formação registra o desenvolvimento de extensas planícies de maré (AF 1) com migração de barras subaquosas, sobre fluxo bipolar de corrente de maré, próximas à Foz do rio Amazonas. Esta planície era recortada por canais meandantes (AF 2), na porção distal da planície costeira. Na porção proximal, migravam canais fluviais entrelaçados

5.3 EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR

Durante condições de trato de sistema de mar baixo (TSMB1), no Mioceno-Plioceno, as rochas do Escudo das Guianas e toda porção da plataforma continental do norte da América do Sul estavam expostas e os sedimentos oriundos do rio Amazonas eram despejados diretamente no cone deste rio (Lopez, 2001) (Figura 12 – estágio 1). Este longo tempo de exposição aliado a condições de clima tropicais-úmidas e soerguimento tectônico (Suguio e Nogueira, 1999; Arai, 2006, Rossetti, 2013a) atuaram dissolvendo e transformando minerais primários em minerais secundários, tais como caulinita, gibbsita, goethita e hematita, sendo acumulados óxidos de Fe e Al, formando perfis lateríticos (Aleva, 1981; Théveniaut e Freyssinet, 1999 e 2002).

Dois períodos de formação de perfis lateríticos são identificados em toda costa norte da América do Sul: no Paleoceno-Eoceno com superfície de aplainamento Sul-Americana/Oronoque e no Quaternário com superfície de aplainamento Paraguaçu/Mazarini, sendo os melhores registros na borda norte e sul o Escudo das Guianas e Planície Costeira do Suriname (Aleva, 1981; Lima *et al.*, 1991; Costa, 1991; Théveniaut e Freyssinet, 1999 e 2002).

O embasamento intensamente intemperizado representa um perfil laterítico, desenvolvido sobre o Escudo das Guianas, caracterizando um perfil truncado (Costa, 1991). O elevado grau de intemperismo associado ao longo tempo de exposição proporcionaram a remoção deste material das regiões topograficamente mais baixas por incisão fluvial antes de 120.000 anos AP (Figura 12 - Estágio 2).

A preservação dos perfis lateríticos correlatos com aqueles encontrados no topo da Formação Barreiras na Plataforma Bragantina e Gráben do Marajó, considerados de idade Mioceno Superior a Plioceno (Kotschoubey e Truckenbrodt, 1981; Costa 1991), ocorre somente em regiões topograficamente mais altas no Escudo das Guianas, nas serras do Tumucumaque, Iratapuru e do Navio, onde são descritas níveis de bauxita bem desenvolvidos (Aleva, 1981; Costa, 1991; Spier e Ferreira Filho, 1999; Théveniaut e Freyssinet, 1999, 2002).

A Formação Itaubal depositou-se diretamente sobre estas rochas intemperizadas do embasamento adjacente à zona costeira, na porção *onshore* da Bacia da Foz do Amazonas. Devido ao posicionamento restrito da Formação Itaubal na parte mais *onshore* da Bacia da Foz do Amazonas, as unidades que compreendem esta formação representam parassequências

de tratos de sistemas de mar alto e regressivo e, provavelmente, os depósitos de trato de sistemas transgressivo encontram-se em *offshore* desta bacia (Figura 11).

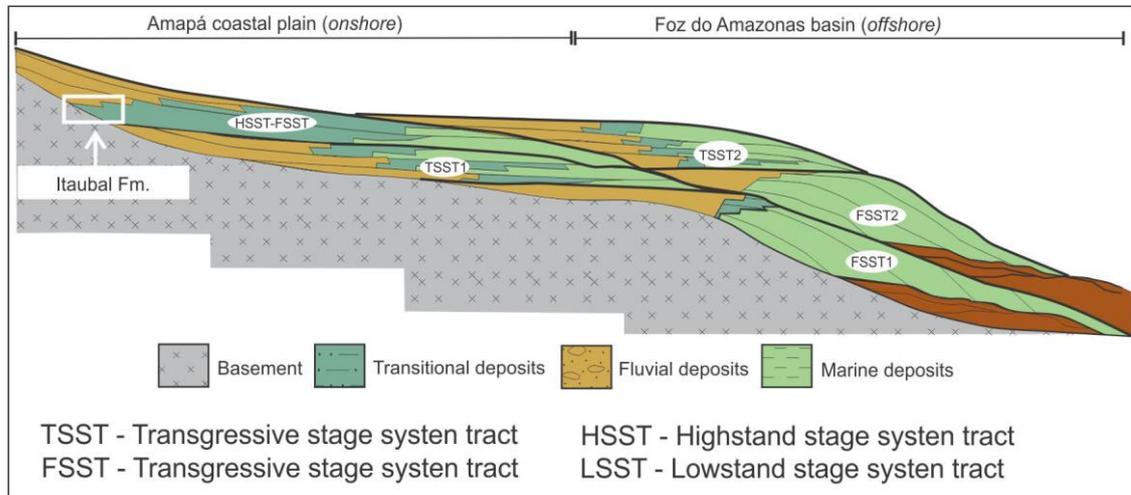


Figura 11: Arranjo esquemático de trato de sistemas na Bacia da Foz do Amazonas (*offshore*) e Planície Costeira do Amapá (*onshore*) onde a Formação Itaubal está inserida na forma de parassequências progradantes em condições de trato de sistema de mar alto a regressivo.

Na região costeira, os canais fluviais foram afogados e preenchidos por depósitos finos, que também se depositaram nas planícies de maré adjacentes (Figura 12 - Estágio 3). Durante TSMA 1, correlacionado com o máximo interglacial Sangamoniano as extensas planícies de maré eram retrabalhadas por canais fluviais meandantes por volta de 120.600 (\pm 12.200) e 70.850 (\pm 6.700) anos AP que compreendem a Unidade Inferior da Formação Itaubal, e ao Estágio de Isotopos Marinhas (MIS) 5 e 5/4 (Lisiecki e Raymo, 2005).

Oscilações de baixa amplitude resultaram na queda do nível do mar expondo toda Unidade Inferior e formando uma inconformidade (Figura 12 - Estágio 4), seguida por condições estáveis que proporcionaram a deposição de argilas que preservou a forma do relevo erosivo. Por volta de 69.150 (\pm 7.200) anos AP e 58.150 (\pm 6.800) anos AP se deu início do TSMB resultando em mudanças na sedimentação costeira com queda de nível do mar, que levou a progradação de depósitos continentais de canal fluvial entrelaçado da Unidade Superior, anteriormente restrito à porção proximal da PCA, migrando sobre depósitos transicionais da Unidade Inferior (Figura 12 - Estágio 5). Estas condições permaneceram até 23.500 (\pm 3.000) anos AP, correlata ao Último Máximo Glacial (LGM) do Wisconsiniano (Maslin et al., 2000, 2005, 2006; Miller et al., 2005). A Unidade Superior é também correlata ao MIS 4, 3 e 2. O arranjo estratal e o intervalo de tempo das idades da

Formação Itaubal formou um conjunto de parassequências progradantes de 4^a a 5^a ordem (0,5-0,08-Ma) (Vail *et al.*, 1977) dentro de um trato de sistema de mar alto e regressivo (Figura 11).

Durante TSMB 2 durante o Último Máximo Glacial e MIS-2 a Formação Itaubal foi exposta promovendo uma intensa ferruginização e retrabalhamento dos depósitos que atualmente estão restritos a terraços residuais distribuídos de forma descontínua ao longo da costa (Figura 12 - Estágio 6). Após este período, areias e lamas oriundas do rio Amazonas foram depositadas em condições de TST 2, durante o Holoceno, que configuram a planície de maré atual da PCA (Figura 12 – estágio 7; e.g. Guimarães *et al.*, 2012, 2013b).

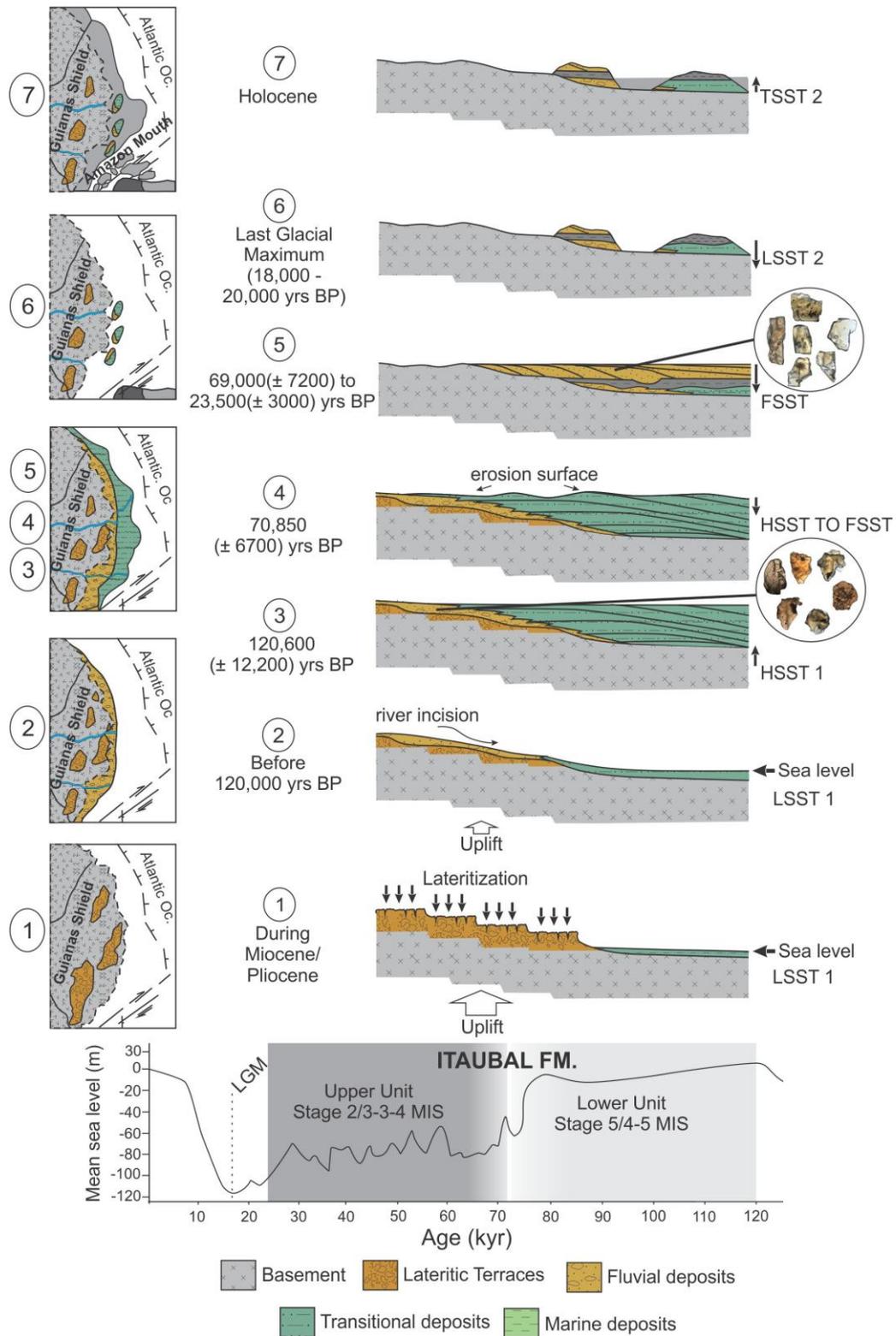


Figura 12: Evolução da Planície Costeira do Amapá e curva de variações do nível do mar durante os últimos 120.000 anos AP de Maslin *et al.* (2005), reconstituída a partir de estudos no delta do Rio Amazonas.

5.4 CORRELAÇÃO TEMPORAL COM UNIDADES DA COSTA NORTE DA AMÉRICA DO SUL

A evolução da PCA se assemelha a evolução da Planície Costeira do Suriname (PCS), ao norte. A PCS que recobre rochas do embasamento é composta por rochas do Cretáceo (Formação Nickerie), do Paleoceno-Eoceno (Formações Onverdacht) e do Oligoceno (Formação Burnside). A porção superior da Formação Onverdacht, delimitada por superfície irregular formada durante o Eoceno-Tardio a Oligoceno é conhecida como “*Bauxite Hiatus*”. Após este período de exposição a retomada da sedimentação ocorreu durante o Mioceno (Formações Coesewijne) e durante o Plioceno (Formação Zanderj). Esta última formação foi parcialmente erodida durante o Plioceno-Pleistoceno. Durante o Pleistoceno Inferior, novas alternâncias do nível do mar estão registradas pela Formação Coropina depositada em condições de trato de sistema transgressivo a mar alto (Wong, 1992; Wong *et al.*, 2009). A porção inferior da Formação Coropina é composta por sedimentos siliciclásticos do Membro Pará, e registra a migração de canal fluvial entrelaçado. Estes depósitos são recobertos por depósitos de caráter marinho do Membro Lelydorp, constituído por depósitos de canal meandrante com *cheniers* e depósitos lagunares. No Holoceno, eventos transgressivos e flutuações do nível do mar depositaram as Formações Coronie constituído pelos depósitos Wanica, Moleson e Comowine (Wong, 1992; Wong *et al.*, 2009) (Figura 13).

Comparando a PCA e PCS, os perfis lateríticos da PCA foram totalmente erodidos das porções topograficamente mais baixas enquanto que na PCS estes mesmos ainda são encontrados (superfície “*Bauxite Hiatus*”). Durante o período de exposição e deposição das Formações Coesewijne (Mioceno) e Zanderj (Plioceno) a Plataforma do Amapá estava exposta até Plioceno-Pleistoceno, com formação dos perfis lateríticos (Figura 12 – estágio 1). A incisão fluvial do Membro Pará, durante o Pleistoceno Inferior é possivelmente correlato ao Estágio 2, enquanto que a porção superior do Membro Lelydorp depositada em condições de trato de sistema de mar alto, seria correlata à Unidade Inferior da Formação Itaubal (Figura 13).

| Period | Suriname Coastal-Plain (Wong <i>et al.</i> , 2009) | | Amapá Coastal-Plain | | Pará Northeast (Rossetti, 2004) |
|----------------------|-------------------------------------------------------|----------------------------------------|----------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|
| Holocene | Coronie Fm Mara Fm <i>hiatus</i> | peaty clay clay silty clays | Holocene Terraces | fluvial/marine influence | Holocene deposits |
| Pleistocene | Coropina Fm <i>hiatus</i> | Lelydorp Member | Upper Unit | braided fluvial | Post-Barreiras-2 |
| | | | Lower Unit | fluvial meandering/ tidal flat | |
| | Para Member | floodplain/mudflats braided fluvial | Paraguaço-Mazarini Surface | | Surface 5 Pós-Barreiras 1 |
| Pliocene | Zanderij Fm <i>hiatus</i> | kaolinitic clay | | | Surface 4 Middle-Upper Barreiras |
| Miocene | Coasewijne Fm | Coarse kaolinitic sand | Late Velhas level | | Surface 3 |
| Oligocene | Burnside Fm | | Early Velhas level | | Pirabas-Lower Barreiras |
| Eocene | Bauxite <i>hiatus</i> | | Sul-Americano Surface | | Surface 2 |
| Paleocene | Onverdacht Fm <i>hiatus</i> | Coarse clastic aluvial | | | |
| Upper Cretaceous | Nickerie Fm <i>hiatus</i> | Fluvial | | | Itapecuru Group |
| Precambrian Basement | | | | | |

Figura 13: Correlação temporal da Planície Costeira do Amapá (Bardosy e Aleva, 1990, Guimarães *et al.*, 2012) com unidades do Grupo Corantijn, Planície Costeira do Suriname (Wong *et al.*, 2009) e sequência deposicional Mesozóico-Cenozóica do nordeste do Pará e correlação estratigráfica (Rossetti, 2004). Área em cinza representa os depósitos pleistocenos e a linha pontilhada a correlação dos depósitos da Formação Itaubal.

Os depósitos estudados neste trabalho são também correlatos aos depósitos do Pós-Barreiras (Figura 13), do Gráben do Marajó, no Norte do Estado do Pará, os quais se depositaram sobre discordância erosiva, identificada por paleossolo laterítico ou de clastos retrabalhados deste paleossolo (Góes 1981; Rossetti, 2004), possivelmente correlata à sequência de superfícies do Mioceno-Plioceno e Eoceno-Oligocenos (Superfície *Bauxite hiatus*), descritos na PCS (Wong, 1990; Wong *et al.*, 2009). A deposição dos sedimentos do Pós-Barreiras se iniciou pela incisão fluvial (Tatumi *et al.*, 2008; Rossetti e Valeriano, 2007) em condições de trato de sistema de mar baixo, antes de 120.000 anos AP, e subsequentemente, o preenchimento ocorreu durante TST e TSMA, como descrito na porção superior da Formação Coropina, na PCS e porção inferior da Formação Itaubal, na PCA. Todos estes depósitos foram retrabalhados em condições regressivas, como descrito na Unidade Superior da Formação Itaubal. Desta forma, é possível afirmar que a costa Norte do América do Sul esteve influenciada por variação do nível do mar durante o Pleistoceno Superior.

6. CONCLUSÃO

A descrição estratigráfica e sedimentológica detalhadas, juntamente com a obtenção de dados de datação por LOE/SAR-MAR de terraços arenosos na porção *onshore* da bacia da Foz do Amazonas, anteriormente descrita como Formação Barreiras de idade miocena, permitiram a criação da Formação Tartarugalzinha do Pleistoceno Superior. Esta formação ocorre em *onlap* sobre o embasamento cristalino.

Condições climática úmidas, soerguimento tectônico e de queda de nível do mar de todo Escudo das Guianas e plataforma continental proporcionaram o desenvolvimento de perfis lateríticos, conhecidos por toda porção norte da América do Sul. Antes de 120.000 anos AP, o elevado grau de intemperismo, associado com condições climáticas úmidas e o elevado tempo de exposição promoveram a remoção de parte dos perfis lateríticos das porções topograficamente mais baixas por incisão fluvial em condições de nível do mar baixo (TSMB 1). Os canais fluviais foram afogados e preenchidos por depósitos de granulação fina de extensas planícies de maré em TST 1 e TSMA 1, antes de 120.000 anos AP. Por volta de 120.600 (± 12.200) anos AP, em condições de TSMA 1 as planícies de maré eram retrabalhadas pela migração de canais fluviais meandantes até 70.850 (± 6.700) anos AP. Mudanças na sedimentação costeira relacionadas queda do nível do mar, por volta de 69.150 (± 7.200) – 58.150 (± 6.800) anos AP resultaram na migração de depósitos de caráter continental de canal fluvial entrelaçado da Unidade Superior sobre a Unidade Inferior. Estas condições permaneceram até 23.500 (3.000) anos AP. Durante TSMB 2 correlacionado ao Último Máximo Glacial a exposição da Formação Itaubal promoveu uma intensa ferruginização e retrabalhamento, atualmente restrita a terraços distribuídos isoladamente ao longo da costa. Subsequentemente, sedimentos areno-argilosos oriundos do rio Amazonas foram depositados durante TST 2, durante o Holoceno, compreendendo a planície de maré atual da PCA.

Considerando a correlação de eventos entre as formações da costa Norte da América do Sul, é possível assumir que toda esta região esteve influenciada por oscilações do nível do mar relacionadas à TSMA e TSR, durante o Pleistoceno Superior, com o desenvolvimento de extensas planícies de maré seguidas de retrabalhamento fluvial, respectivamente.

CAPÍTULO 6

6. CONCLUSÕES

A análise estratigráfica e sedimentológica e datações de grãos de quartzo por LOE/SAR-MAR dos depósitos arenosos sobre o embasamento, próximo ao rio Itaubal, nas imediações da cidade de Tartarugalzinho, anteriormente tidos como pertencentes à Formação Barreiras permitiram a criação da Formação Itaubal que ocorre em *onlap* sobre o embasamento cristalino. A Formação depositou-se sobre discordância erosiva descrita em toda costa norte da América do Sul.

A Formação Itaubal foi subdividida em duas unidades separadas por inconformidade. O arranjo estratal das unidades pode ser considerado como um conjunto de parassequências progradacionais de 4^a-5^a ordem. A Unidade Inferior registra a deposição de uma extensa planície de maré, recortada por canais fluviais meandrantos semelhante à costa atual. Após ter sido exposta, foi recoberta pela Unidade Superior composta de depósitos fluviais entrelaçados.

A comprovação da idade pleistocena para os depósitos da Formação Itaubal, anteriormente descritos como Formação Barreiras e a distinção de que grande parte desta unidade era na verdade embasamento alterado (Souza, 2010), bem como a ausência de perfis lateríticos, indicam que a Formação Barreiras não ocorre no Estado do Amapá.

A pouca espessura e a distribuição restrita dos depósitos pleistocenos estudados exigem maiores estudos para detalhamento da curva do nível do mar durante o Quaternário no norte do Brasil. A descrição desta nova unidade na Planície Costeira do Amapá abre a discussão para entendimento da evolução da Bacia da Foz do Amazonas, relacionando-se importantes fatores como abrangência da bacia de deposição da Formação Barreiras, configuração da costa norte da América do Sul durante o Pleistoceno e variações do mar durante o Quaternário no norte do Brasil.

REFERÊNCIAS

- Aleva, G.J.J. 1981. Essential differences between the bauxitic deposits along the southern and northern edges of the Guiana Shield, South America. *Economic Geology*, 76, 1142-1152.
- Alheiros, M. M.; Lima Filho, M. F.; Monteiro, F. A. J. 1988; Oliveira Filho, J. S. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35. 1988, Belém. Resumos. Belém: SBG, 1988. p. 63.
- Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Denonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33(2), 237-293.
- Allison, M.A., Nittrouer, C.A., Kineke, G.C., 1995. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. *Marine Geology*, 125, 303–328.
- Agência Nacional de Águas (ANA)., 2003. Agência Nacional de Águas. Sistema de Informações Hidrológicas. <http://hidroweb.ana.gov.br/baixar/mapa/Bacia1.zip>
- Arai, M. A. 2006. *Grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras*. Geologia USP. Série Científica, São Paulo, 6(2), 1-6.
- Bardossy G. e Aleva, G.J.J., 1990, *Lateritic bauxites*: Amsterdam, Elsevier, 624 pp.
- Bezerra PEL, Oliveira W, Regis WDE, Brazão JEM, Gavinho J, Coutinho RCP. 1990. Amazônia legal: zoneamento das potencialidades e dos recursos naturais. *In: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia. Projeto zoneamento das potencialidades dos recursos naturais da Amazônia: geologia, solos e vegetação*. Div. 5. Rio de Janeiro, pp. 9-89.
- Boersma, J. R., 1969, Internal structures of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde estuary, the Netherlands: *Geologie en Mijnbouw*, 48, 409-414.
- Boye, M., Cruys, H., 1961. New data of the coastal sedimentary formations in French Guiana. *In: Proceedings of Inter-Guiana Geology Conference*, 5th. Geological Survey Department, Georgetown, Guyana, pp.145–168.
- Brandão, J.A.S.L., Feijó, F.J., 1994. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8, 91–94.
- Bradley, R.S., 1999. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*, 2nd Edition, Academic Press, San Diego. pp 675
- Clifton, H.E. 1983. Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2), 353-369.
- Collinson J.D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 194-221.
- Costa, M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2), 146-160.

- Cross, T.A. e Homewood, P.W. 1997. Amaz Gressly's role in founding modern stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 109(12), 1617-1630.
- Dalrymple, R.W. e Choi K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81, 135-174.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., van der Ven, P., Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, 37, 619–622.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. In: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer, New York, pp. 415–433.
- Flood, R.D., Piper, D.J.W., 1997. Amazon deep-sea fan: relationship to equatorial climate change, continental denudation and sea-level fluctuations. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds), *Proceedings of the ODP, Scientific Results, 155: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*.
- Gallo, M.N., Vinzon, S., 2005. Generation of over tides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamics*, 55, 441–448.
- Galvão M.V.G. 1991. *Evolução termodinâmica da Bacia do Marajó*, Estado do Pará, Brasil. MS Dissertation, Universidade de Ouro Preto, Ouro Preto, 193 pp.
- Garziona, C.N., Hoke, G.D., Libarkin, J.C., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., Mulch, A., 2008. Rise of the Andes. *Science*, 320, 1304–1307.
- Góes A.M. 1981. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 55 pp.
- Gratiot, N., Gardel, A., Anthony, E.J., 2007. Trade-wind waves and mud dynamics on the French Guiana coast, South America: input from ERA-40 wave data and field investigations. *Marine Geology*, 236, 15–26.
- Grossmann, G.S., 2002. *Processamento e interpretação de dados sísmicos de Parasoud no delta submarino do Amazonas*. MS Dissertation, Universidade Federal Fluminense. Rio de Janeiro. 78 pp.
- Guimarães, J.T.F., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Franca, M.C., Smith, C.B., Nogueira, A.C.R., 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *Holocene*, 22, 359–370.
- Guimarães, J.T.F., Cohen, M.C.L., Franca, M.C., Pessenda, L.C.R., Behling, H. 2013a. Morphological and vegetation changes on tidal flats of the Amazon Coast during the last 5000 cal. yr BP. *Holocene*, 23, 528–543.
- Guimarães, J.T.F., Cohen, M.C.L., França, M.C., Pessenda, L.C.R., Souza, E.J., Nogueira, A.C.R., Alves, R., 2013b. Recent effects of tidal and hydro-meteorological changes on coastal plains near the mouth of the Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 1535–1549.

Haq, B.U., Handenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chonostratigraphy end cycles of sealevel change. *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.ST.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-level Changes – An Integrated Approach.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, 71-108.

Horikava, E. H. 2003. Relatório de Etapa Projeto Pedra Branca, Área Amaparí Brownfield. Estado do Amapá. Relatório interno Anglo Gold.

Hubert J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, 32, 440-450.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo: versão 1.0 para ArcGis Desktop-ArcView.* Rio de Janeiro: IBGE, 1 CD-ROM. 2007.

Jiang, F., Mehta, A.J., 1996. Mud banks of the southwest coast of India. V: Wave attenuation. *Journal of Coastal Research*, 12, 890–897.

Klein, G.V., 1971. A sedimentary model for determining paleotidal range: *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2585–2592.

Kotschoubey, B. e Truckenbrodt, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 11(3), 193-202.

Krook, L., 1979. *Sediment petrographical studies of the Surinam coastal area.* PhD Thesis. Free University, Amsterdam, 154 pp.

Lima, M. I. C.; Bezerra, P. E. L.; Araújo, H. J. T. 1991. Sistematização da geologia do estado do Amapá *In: Simpósio de Geologia da Amazônia.* Anais. Belém, SBG-Núcleo Norte, 3, p. 322-335.

Lima, M. I. C.; Montalvão, R. M. G. de.; Issler, R. S.; Oliveira, A. da S.; Basei, M. A. S.; Araújo, J. F. V. de.; Silva, G. G. da. 1974. *Geologia Folha NA/22 (Macapá).* Levantamento de Recursos Naturais 6, p.1-120. Projeto RADAM, Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro..

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, 1003.

Lopez, M., 2001. Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 479–486.

Maslin MA, Burns SJ. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, 290, 2285-2287

Maslin, M.A., Vilela, C., Mikkelsen, N., Grootes, P., 2005, Causation of the Quaternary catastrophic failures of the Amazon Fan deduced from stratigraphy and benthic foraminiferal assemblages: *Quaternary Science Reviews*, 24, 2180–2193.

Maslin, M.A., Knutz, P.C., Ramsay, T., 2006, Millennial-scale sea-level control on avulsion events on the Amazon Fan: *Quaternary Science Reviews, Critical Quaternary Stratigraphy Special Issue*, 25, 3338–3345.

Meade, R.H., 1985. *Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982–84*. US Geological Survey Open-File Report 85-492, 39 p.

Mendes, A.C. 1994. *Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Sedimentos Holocênicos da costa do Amapá-Setor entre a Ilha de Maracá e o Cabo Orange*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 274pp

Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4), 261-300.

Miall, A.D. 1988. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, 55(2), 233-262.

Miall, A. D., 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A. D. e Tyler, N. (Editors). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Society for Sedimentary Geology/SEPM, p.6-12.

Miall, A. D., 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B64, 146-158.

Miller, K.G., Fairbanks, R.G., Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea-level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2, 1–19.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., e Pekar, S.F., 2005, The Phanerozoic record of global sea-level change: *Science*, 310, 1293–1298.

Morton A.C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: G.G. Zuffa (ed). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, pp.:249-277.

Murray, A. S. e Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative dose protocol. *Radiation Measurements*., 32, 57-73.

Picard, M.D. e High, L.R., 1973. *Sedimentary structures of ephemeral streams*. *Developments in Sedimentology*, 17, Elsevier, Amsterdam, 223 pp.

Pimentel, M. M.; Ferreira Filho, C. F.; Spier, C. A. 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 371-376.

Plint, A. G.; Eyles, N.; Eyles, C. H.; Walker, R. G. 1992. Control of sea level changes. In: Walker, R. G. e James, N. P. (Eds.). *Facies Models – Response to sea level change*. Canada: Geological association of Canada, p.15-25.

Prost, M.T., 1989. Coastal dynamics and cheniers sands in French Guiana. *Marine Geology*, 90(4), 259–267.

Posamentier, H. W.; Jersey, M. T.; Vail, P. R., 1988. Eustatic control on clastic deposition I – Conceptual framework. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C. G. S. T. C.; Posamentier, C. A. R.; VAN Wagoner, J. C. (Eds.). *Sea-level changes: An Integrated Approach*, Tulsa, SEPM, p.109-124.

- Reading, H.G. 1980 - Facies. In Reading, H.G. (ed.). *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 4-14
- Reineck, H.-E. e Wunderlich, F. 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99-104.
- Rodarte, J.B.M. e Brandão, J.A.S.L. 1988. *Arcabouço estrutural, estratigrafia e perspectivas exploratórias da área de Cassiporé, porção noroeste da Bacia da Foz do Amazonas*. Rio de Janeiro: Petrobras, pp .82.
- Roeleveld, W., Van Loon, A.J., 1979. The Holocene development of the Young Coastal Plain of Suriname. *Geologie en Mijnbouw*, 58, 21–28.
- Rossetti, D. F.; Trukenbrodt, W.; Góes, A. M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* (Série Ciências da Terra), 1, 25-74,
- Rossetti D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*. 169, 51- 174.
- Rossetti, D. F.; Valeriano, M. M. 2007. Evolution of the lowest Amazon Basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *CATENA*, United Kingdom, 70, 253-265.
- Rossetti, D. F.; Bezerra, F. H.; Dominguez, J. M. L. 2013a. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, 123, 87-112.
- Rossetti, D.F.; Rocca, R. R.; Tatumi, S. H., 2013b. Datação de sedimentos pós-barreiras, município de alcântara, litoral maranhense. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Ciências Naturais, 8, 11–25.
- Sallun, A. E. M.; Suguio, K.; Tatumi, S. H.; Yee, M.; Santos, J.; Barreto, A. M. F. 2007.. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. São Paulo: *Revista Brasileira de Geociências*, 37(2), 401-412.
- Santos, V.F. 2006. *Ambientes Costeiros Amazônicos: avaliação de Modificações por Sensoriamento Remoto*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro 306 pp.
- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). 2004 .Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil 1:1.000.000, *Folha NA.22- Macapá*. CD-ROM.
- Silveira, O. F. M. 1998. *A Planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciada por grandes fontes fluviais quaternárias*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 215 pp.
- Soares Júnior, A.V., Costa, J.B.S.; Hasui, Y., 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas. *Geociências*, 27 (4), 427–437.
- Souza, E.J. 2010. *Geologia da região costeira do Amapá com ênfase na estratigrafia, morfotectônica e geomorfologia*. Monografia de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará. 118 pp.

Souza, E.J. e Pinheiro, R.V.L. 2009. *Relações entre as estruturas tectônicas do embasamento e o desenvolvimento da paisagem da região costeira do estado do Amapá uma investigação sobre reativação tectônicas e acumulação de hidrocarbonetos*. Relatório técnico-científico, Brasília: ANP, 105 pp.

Spier, C.A., Ferreira Filho, CF. 1999. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2), 173-178.

Suguio, K. e Nogueira, A.C.R. 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, Rio Claro, 2, 461-479.

Tatumi, S. H.; Silva, L.P. ; Pires, E.L.; Rossetti, D. F.; Góes, A. M. 2008. Datação de Sedimentos Pós-barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38, 514-524.

Terwindt, J.H.J. e Brewers, H.N.C., 1972. Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding. *Sedimentology*, 19, 85-98.

Tessier, B., 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives for paleo-reconstruction. *Marine Geology*, 110, 355-367.

Théveniaut H. e Freyssinet Ph., 1999. Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of the Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 14, 209-231.

Théveniaut H. e Freyssinet Ph., 2002. Timing of lateritization of the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, 91-117.

Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A., Koster, E. H., 1987. Inclined heterolithic stratification – terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53, 123-179.

Uba, C.E., Strecker, M., Schmitt, A.K., 2007. Increased sediment accumulation rates in the Central Andes during the late Miocene due to climate forcing: *Geology*, 35, 979-982.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.* 26, 83-97.

Veen, A.W.L., 1970. On geogenesis and pedogenesis in the Old Coastal Plain of Surinam (South-America). PhD Thesis Amsterdam; Publ. Fysisch-Geogr. Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam 14, 176 pp. Also published (1970) in: *Publ. Dienst Bodemkartering Suriname* 32, 176 pp.

Visser, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note: *Geology*, 8, 543-546.

Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker, e N.P. James. Eds. *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, pp 1-14.

Wizevic, M. C., 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *In*: Miall, A.D. e Tyler, N. (editors). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hidrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM. p. 22-24 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).

Wong, Th.E., 1992. Quaternary stratigraphy of Suriname. *In*: Prost, M.T., Charron, C. (Eds.), *Evolution des littoraux de Guyane et de la zone caraïbe méridionale pendant le Quaternaire*. Symposium PICG 274/Orstom, Cayenne (Guyane), 9–14 Novembre 1990. Orstom, Paris, pp. 559–578.

Wong, Th.E. e de Kramer, R. e de Boer, P.L.e Langereis, C. e Sew-A-Tjon, J. 2009, The influence of sea level changes on tropical coastal wetlands: the Pleistocene Coropina formation, Suriname, *Sedimentary Geology*, 216, 127-137.

ANEXO 1- Minerais pesados e índice ZTR da Formação Tartatugalzinho

| AMOSTRA | Z | T | R | Esp | Carb | Sill | Ky | And | Est | Top | Gt | Ep | CZo | ANF | Hy | CPx | TOTAL_T | Σ ZTR | ZTR % |
|-----------|-----|----|---|-----|------|------|----|-----|-----|-----|----|----|-----|-----|----|-----|---------|-------|-----------|
| TR1-1 (F) | 163 | 21 | 5 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 5 | 1 | 2 | 1 | 3 | 1 | 1 | 0 | 207 | 189 | 91,304348 |
| TR1-1 (G) | 57 | 10 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 5 | 4 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 79 | 67 | 84,810127 |
| TR2-5 (F) | 99 | 61 | 9 | 0 | 0 | 0 | 1 | 17 | 25 | 0 | 5 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 218 | 169 | 77,522936 |
| TR2-5 (G) | 36 | 12 | 3 | 0 | 0 | 1 | 1 | 11 | 56 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 121 | 51 | 42,14876 |
| TR5-2 (F) | 132 | 39 | 8 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 18 | 2 | 9 | 0 | 5 | 2 | 0 | 1 | 217 | 179 | 82,488479 |
| TR5-2 (G) | 20 | 10 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 4 | 8 | 1 | 0 | 2 | 2 | 3 | 0 | 0 | 52 | 31 | 59,615385 |
| TR5-4 (F) | 184 | 60 | 6 | 0 | 0 | 4 | 1 | 6 | 43 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 307 | 250 | 81,433225 |
| TR5-4 (G) | 15 | 4 | 1 | 0 | 0 | 3 | 0 | 6 | 29 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 58 | 20 | 34,482759 |
| TR4-2 (F) | 111 | 19 | 5 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | 10 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 149 | 135 | 90,604027 |
| TR4-2 (G) | 69 | 26 | 2 | 2 | 0 | 4 | 1 | 12 | 30 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 148 | 97 | 65,540541 |