

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS DAS REGIÕES DE
CAREIRO-DA-VÁRZEA, MANAQUIRI, CAREIRO-CASTANHO E
AUTAZES, AMAZONIA CENTRAL

ELIEZER SENNA GONÇALVES JÚNIOR

MANAUS

2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ELIEZER SENNA GONÇALVES JÚNIOR

**TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS DAS REGIÕES DE CAREIRO-
DA-VÁRZEA, MANAQUIRI, CAREIRO-CASTANHO E AUTAZES,
AMAZONIA CENTRAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral Soares

MANAUS

2013

Ficha Catalográfica
(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

G635t	Gonçalves Júnior, Eliezer Senna. Terraços fluviais quaternários das regiões de Careiro-da-Várzea, Manaquiri, Careiro-Castanho e Autazes, Amazonia central / Eliezer Senna Gonçalves Júnior. - 2013. 127 f. : il. color. ; 31 cm. Dissertação (Mestre em Geociências) — Universidade Federal do Amazonas. Orientador: Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral Soares. 1. Terraços (Geologia) – Amazonas 2. Solos – Formação 3. Geologia estratigráfica – Cretáceo 4. Geologia estratigráfica – Mioceno 5. Solimões, Rio (AM) - Geologia I. Soares, Emílio Alberto Amaral, orientador II. Universidade Federal do Amazonas III. Título CDU (2007): 551.435.13(811.3)(043.3)
-------	---

A minha filhinha Cecília, minha esposa Emanuella e minha mãe
Rosemary. Os amores da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço...

Primeiramente, a meus amores Manu e Ceci por terem aguentado junto comigo todas as noites insones, os fins de semana ocupados, os incontáveis dias de mesa (e casa) desarrumada, os devaneios fora de hora e todas as outras barras que vieram durante o período do mestrado.

Ao professor Emílio que pacientemente me orientou nessa empreitada, apesar de todos os desencontros e dificuldades que ocorreram nesses últimos dois anos e meio.

Aos colegas Rogério Oliveira e Jarrier Honorato, pelo suor derramado durante os trabalhos de campo.

À minha querida mãe que mesmo distante mais de 2.500 km sofreu por tabela e torceu muito para que tudo terminasse bem.

Aos colegas do DNPM por entenderem minhas ausências repentinas para resolver um problema qualquer da minha dissertação.

Aos colegas da UFAM que participaram trocando ideias e experiências pelos corredores e laboratórios.

Aos professores do DEGEO que me lecionaram, discutiram ideias e me emprestaram livros e artigos.

Aos professores Alejandro Salazar e Elena Franzinelli que colaboraram com sugestões e comentários sobre alguns capítulos dessa dissertação.

À FAPEAM pelo custeio das atividades de campo, das análises e ensaios fundamentais para o trabalho, através do projeto “Estudo sedimentológico e estratigráfico das unidades sedimentares cretáceas-cenozóicas aflorantes nas regiões do Careiro Castanho e rio Manacapuru, Amazônia Central” (Edital FAPEAM/MCT/CNPQ-INFRA n° 012/2009).

À professora Sonia Tatumi pelas análises de luminescência custeadas pelo projeto “Implantação e desenvolvimento da metodologia de datação de grão-único, por luminescência opticamente estimulada” (Processo FAPESP n° 2009/0269-2).

À professora Consuelo Frota e ao bolsista Pedro Crisóstomo pelos ensaios tecnológicos realizados no laboratório de mecânica dos solos do Departamento de Engenharia Civil da UFAM.

Ao professor Casimiro Munita pelas análises geoquímicas.

À Superintendência da CPRM no Amazonas, pelo apoio nas análises granulométricas.

Ao Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia (CENSIPAM) de Manaus pelas imagens de satélite e radar.

“A informação é o alicerce”

(Bnegão e os Seletores de Frequência)

RESUMO

Na região entre os municípios do Careiro-da-Várzea, Careiro-Castanho, Manaquiri e Autazes, ao sul de Manaus, ocorrem três níveis de terraços fluviais quaternários, de distribuição assimétrica, desenvolvidos sobre as rochas siliciclásticas (arenitos, pelitos e conglomerados) das formações Alter do Chão (Cretáceo) e Novo Remanso (Mioceno), que compõem o embasamento geológico desta região. Localmente, este embasamento aflora como uma faixa alongada de direção NE-SW, com cerca de 150 km de comprimento e 15 km de largura, entre cotas de 100 e 50 metros sustentadas por três níveis de paleossolos lateríticos quimicamente distintos. Os terraços fluviais desenvolvidos entre 240.000 e 2.000 anos AP, se estendem por mais de 100 km e situam-se em cotas variando entre 80 e 10 metros de altitude, constituindo as planícies aluviais do sistema fluvial Solimões-Amazonas, no trecho estudado. Em geral, apresentam morfologia deposicional de barras de acreção lateral, com baixa densidade de drenagem, caracterizada por esparsos canais secundários de planície, além de lagos de vários tamanhos e formas. Internamente, os depósitos são constituídos principalmente de areia e lama (silte e argila), em diferentes proporções, que compõem os pares de estratificação heterolítica inclinada (EHI) das barras em pontal. Os depósitos do Terraço Superior (TS) apresentam coloração rosada a avermelhada e exibem feições de pedogênese, enquanto os depósitos dos Terraços Intermediário (TI) e Inferior (TInf) apresentam coloração marrom a cinza médio, com feições de bioturbação, sendo ricos em matéria orgânica. O TS ocupa a porção centro-sul da área de estudo, com cerca de 100 km de extensão, sendo constituído principalmente por depósitos finos (silte e argila), usados na fabricação da cerâmica vermelha (tijolos e telhas) pelas comunidades locais. Os TI e TInf ocorrem como faixas estreitas e alongadas de até 30 km de extensão, que compõem a planície ativa do sistema fluvial Solimões-Amazonas, estando, portanto, sujeitos as inundações periódicas. As barras em pontal com EHI, a distribuição assimétrica dos terraços, o registro de paleocanais na planície aluvial na região da foz do Rio Purus são evidências da predominância do estilo fluvial meandrante, com migração geral para norte, entre 240.000 e 6.000 anos AP. No Holoceno Tardio o sistema fluvial Solimões-Amazonas evoluiu para um estilo anastomosado-*anabranching* relativamente estável em resposta ao aumento do nível do mar que barrou sua foz e ao aumento da umidade que proporcionou o desenvolvimento vegetal e subsequentemente a fitoestabilização das margens e aumento da carga de finos em suspensão.

Palavras-chave: Terraços fluviais quaternários; Embasamento geológico Cretáceo-Mioceno; Sistema Fluvial Solimões-Amazonas

ABSTRACT

In Careiro-da-Várzea, Careiro-Castanho, Manaquiri and Autazes areas, near Manaus, three asymmetric quaternary fluvial terraces levels overlain the Alter do Chão (Cretaceous) and Novo Remanso (Miocene) siliciclastic sediments. Locally, these geological basement outcrops as an elongated stripe about 150 kilometers length toward NE-SW, in heights between 100 and 50 meters sustained by three chemically distinct lateritic paleosoils levels. The quaternary fluvial terraces developed between 240.000 and 2.000 years BP extends more than 100 kilometers between 80 e 10 meters heights composing the Amazonas-Solimões Fluvial System alluvial plain on the studied reach. Generally, these deposits present scroll-bars morphology, with low drainages density, characterized by sparse plain secondary channels and rounded lakes. Internally, they are constituted by pairs of layers made of sand and mud (silt and clay) forming Inclined Heterolithic Stratification (IHS) within the meander point bars. The TS deposits presents pink to reddish colors and shows pedogenesis features, while the TI and TInf deposits tends to present brownish to greyish colors due the rich organic matter and bioturbation features. The TS deposits occupies the south-central portion of the study area extending around 100 kilometers being constituted mainly of mud deposits, commonly used by the locals to brick and tiles manufacture. The TI and TInf deposits occur as narrow and elongated stripes of maximum 30 kilometers width, composing the active floodplain of the actual Solimões-Amazonas system. The point bars with IHS deposits, the terraces asymmetric distribution and the register of paleochannels features near the mouth of Purus River, suggests the predominance of a meander pattern in the study area between 240.000 and 6.000 years BP. The Solimões-Amazonas Fluvial System developed the last 6.000 years to an anastomosed-anabranching stable river related to the rise of sea level during the Late Holocene and the climatic changes that boosted the development of the rainforest, furthering the stabilization of margins on this fluvial system.

Keywords: Quaternary fluvial terraces; Cretaceous-Miocene geological basement; Solimões-Amazonas Fluvial System

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 01 - Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo (Imagem Landsat 5 TM+ cedida pelo Sistema de Proteção da Amazônia - SIPAM). 20
- FIGURA 02 - Estratigrafia da megassequência mesozóica-cenozóica da Bacia do Amazonas (Modificado de Cunha *et al.* 2007)..... 21
- FIGURA 03 - Mapa dos pontos estudados (Imagem Landsat 5 TM+ cedida pelo Sistema de Proteção da Amazonia – CENSIPAM). 28
- FIGURA 04 - Modelo de bandas aplicado a um cristal: (A) representação da ionização do cristal com liberação de cargas da banda de valência (Nível T representa elétron aprisionado e L uma lacuna aprisionada); (B) formação de níveis metaestáveis na banda proibida; (C) aquecimento do cristal que provoca liberação do elétron e posterior recombinação com um alacuna liberando luz; (D) estimulação do cristal com luz provocando a liberação do elétron e posterior recombinação com lacuna liberando LOE. FONTE: Sallun *et al.* (2007). 32
- FIGURA 05 - Coleta de amostras nos terraços do Sistema fluvial Amazonas-Solimões em tubo de alumínio para análises por LOE. 34
- FIGURA 06 - Diagrama das etapas envolvidas na análise de radiocarbono por espectrometria de massas com aceleração de partículas. ADAPTADO de Santos *et al.* (1999). (A) O primeiro passo consiste na coleta do material. (B) Esta etapa consiste na inserção do material no banco de dados. (C) A terceira etapa relaciona-se ao ataque por ácidos e bases para a retirada de material indesejado. (D) Fase de combustão do material para obtenção de dióxido de carbono e posterior grafitação por redução química para obtenção de molécula de carbono – C. Os passos (E) e (F) consistem na medida da razão isotópica $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ e cálculo da idade, respectivamente. (G) Fase de interpretação dos resultados obtidos..... 35
- FIGURA 07 - Procedimentos para análise por granulometria a laser. (A) secagem das amostras a temperatura ambiente; (B) desagregação mecânica das amostras (C) homogeneização e quarteamento das amostras; (D) pesagem da alíquota inicial; (E) dissolução das amostras no defloculante; (F) peneiramento para separação das frações indesejadas; (G) aplicação das amostras no granulômetro e (H) tomada geral do granulômetro a laser Malvern Mastersize..... 38
- FIGURA 08 – Procedimentos dos ensaios tecnológicos realizados no Laboratório de Mecânica dos Solos da UFAM. Em (A) desagregação mecânica das amostras. (B) e (C) Processos de separação granulométrica por peneiramento a úmido. (D) Defloculação das amostras em solução de hexametáfosfato de sódio ($\text{Na}_{16}\text{P}_{14}\text{O}_{43}$). Em (E) o aparelho de casagrande utilizado na medição do limite de liquidez. (F) Molde cilíndrico utilizado para a medição do limite de plasticidade. ... 42
- FIGURA 09 – Gráfico demonstrativo do IP em função da umidade das amostras..... 43

FIGURA 10 - Mapa Geológico da área de estudo com a delimitação das unidades geológicas aflorantes nas regiões do Careiro-da-várzea, Careiro-Castanho, Manaquiri e Autazes (Amazônia Central).....	45
FIGURA 11 - Bloco de arenito ferruginizado da Formação Alter do Chão observado na margem da rodovia AM-254 (Ponto ELZ 62	46
FIGURA 12 - Arenito com estratificações plano-paralelas e acanaladas sobreposto a pelito maciço da Formação Alter do Chão (Ponto ELZ 39).....	47
FIGURA 13 - Paleossolos lateríticos (S ₂ e S ₃) individualizando as unidades inferior e superior da Formação Novo Remanso em afloramento na margem do rio Castanho (Ponto ELZ 43). Na base do perfil, a unidade inferior da Formação Novo Remanso é constituída de arenito amarelado a avermelhado, fino a médio, sobreposto pelo paleossolo laterítico S ₂ de aspecto botrioidal (detalhe C) e cavernoso recoberto por nível de pisólitos (detalhe D). A unidade superior é composta de arenito muito fino, argiloso, esbranquiçado com acamamento maciço, sendo recoberta pelo paleossolo S ₃ que consiste em uma crosta laterítica ferruginosa cavernosa. No topo, a unidade miocena é recoberta por depósitos fluviais quaternários do rio Castanho.	48
FIGURA 14 – Seção panorâmica mostrando os paleossolos S ₂ e S ₃ recobrando, respectivamente, as unidades inferior e superior da Formação Novo Remanso (Ponto ELZ 135). O detalhe (A), relacionado à Superfície S ₂ ilustra um perfil fragmentado contendo clastos de arenito ferruginizado e pedaços de crosta laterítica imersos em uma matriz argilosa. O detalhe B ilustra o arenito fino caulínico, de coloração esbranquiçada da porção superior da Formação Novo Remanso. O detalhe C mostra crosta ferruginosa (S ₃) com estruturação predominantemente cavernosa, apresentando subordinadamente estrutura colunar incipiente.	49
FIGURA 15 - Crosta laterítica ferruginosa de aspecto colunar (Superfície S ₁), de espessura métrica, sobreposta a Formação Alter do Chão e sobreposta por depósito de Terraço Fluvial Quaternário na margem esquerda do Rio Madeirinha (Ponto ELZ-17).	51
FIGURA 16 - Crosta laterítica ferruginosa da Superfície S ₁ sobreposta por terraço fluvial quaternário nas margens do Rio Madeirinha, na área portuária da sede municipal de Autazes (Ponto ELZ 77).....	51
FIGURA 17 - Latossolo amarelo, de espessura métrica, desenvolvido sobre nível pisolítico, sobreposto por sua vez ao embasamento geológico aflorante na rodovia AM-254 (Ponto ELZ 14).	52
FIGURA 18 - Blocos rolados do paleossolo S ₃ , caracterizado por crosta laterítica de aspecto cavernoso na comunidade do Divino Espírito Santo, às margens do Lago Mamori (Ponto ELZ 29).....	52

FIGURA 19 - (A) Relevo levemente dissecado composto por colinas e vales suaves típico do domínio geomorfológico do Terraço Superior (Ponto ELZ 24). (B) Cristas e depressões no Terraço Superior, na margem esquerda do lago Mamori (Ponto ELZ 29). Internamente, as linhas tracejadas brancas indicam a estratificação heterolítica inclinada das barras em pontal.	54
FIGURA 20 - Seção panorâmica de afloramento do Terraço Superior recoberto por uma camada métrica de solo argiloso avermelhado na margem esquerda da BR-319 (Ponto ELZ 04). Internamente exhibe EHI, marcada pelas sucessivas intercalações de camadas centimétricas de lama (em tons claros) e areia (em tons alaranjados).....	55
FIGURA 21 - Seção panorâmica de uma barra em pontal do TS, destacando as sucessivas intercalações de camadas de lama e areia fina formando pares de EHI. No topo, o terraço superior é recoberto por depósitos aluviais recentes do Paraná do comprimento, de coloração acinzentada e rico em matéria orgânica (Ponto ELZ 02).....	57
FIGURA 22– Gráfico de frequências acumuladas obtido através do software Sysgran 3.0 para as amostras do TS	59
FIGURA 23 - Histogramas obtidos através do software Sysgran 3.0 para as análises granulométricas do TS. Destaca-se que entre as amostras (A) e (E) é evidente a predominância das frações arenosas, ao passo que de (F) a (P) a fração silte é a mais abundante.....	60
FIGURA 24 – Grão de quartzo sub-arredondados da amostra ELZ 10B apresentando microtexturas de impacto do tipo “V-shapes”, destacados ao lado pelo número 1.....	61
FIGURA 25 – Grãos de quartzo da amostra ELZ 3B arredondados a angulosos apresentando microtexturas diversas. Em (A) grão subanguloso apresentando fraturas radiais (1), fraturas conchoidais (2) e estrutura em degraus (3). Em (B) grãos de quartzo arredondado contendo diversas marcas de bordas de abrasão (4).....	61
FIGURA 26 - Seção panorâmica ilustrando o relevo plano do TI seccionado por um paraná (Ponto ELZ 99). (A) Detalhe do barranco ilustrando a predominância de material siltico-argiloso de coloração acinzentada, característica deste nível de terraço. (B) Detalhe mostrando o aspecto maciço e mosqueado desta unidade.....	63
FIGURA 27 - Seção panorâmica mostrando o relevo plano com lagos e paranás do Terraço Intermediário (Ponto ELZ 98). Material argilo-siltico-arenoso do TI (detalhe A) e aspecto maciço desta unidade (detalhe B).	64
FIGURA 28 - Gráfico de frequências acumuladas obtido por meio do software Sysgran 3.0 das amostras do TI.	66
FIGURA 29 - Histogramas obtidos por meio do software Sysgran 3.0 para as análises granulométricas das camadas de lama do TI.	67

FIGURA 30 — Seção panorâmica de afloramento do TInf às margens do Rio Solimões, mostrando a face frontal de uma barra em pontal constituída de intercalações de camadas areia (cor creme) e lama (cor cinza) em diferentes proporções compondo os pares de EHI (Ponto ELZ-83). (A) Detalhe das intercalações de camadas de areia e lama e coleta de amostra para datação por LOE na porção predominantemente psâmitíca. 68

FIGURA 31 – Seção panorâmica de um afloramento do TInf na margem direita do Rio Solimões, mostrando as intercalações de camadas de areia (cor branca) e lama (cor cinza) em diferentes proporções formando os pares de EHI (Ponto ELZ-82). (A) Local de coleta de amostra para datação (LOE) em camada de areia fina e maciça. B) Detalhe das sucessivas intercalações de camadas arenosas e lamosas. 69

FIGURA 32 - Afloramento de barra em pontal do TInf às margens do Rio Solimões (Ponto ELZ 78). (A) Evidenciação das intercalações de camadas de areia e lama. (B) Detalhe de uma camada arenosa contendo estruturas de preenchimento sin-deposicionais de lama constituindo laminação *flaser*. 70

FIGURA 33 - Feição de paleocanal sobre o TInf na Ilha do Careiro (Ponto ELZ 86). (A) Detalhe do paleocanal com relevo plano e vegetação dominada por gramíneas. (B) Detalhe de acumulo de matéria orgânica parcialmente carbonificada formando a base da feição geomorfológica de paleocanal. 70

FIGURA 34 - Gráfico de frequências acumuladas obtido por meio do software Sysgran 3.0 para os sedimentos do TInf. 72

FIGURA 35 - Histograma dos resultados granulométricos das camadas de lama e areia das barras fluviais do TInf obtidos por meio do software Sysgran 3.0. Nota-se de (A) a (C) a tendência pela concentração de grãos arenosos. (D) e (E) representam as camadas lamosas, ricas em silte e argila. 73

FIGURA 36 - Grãos analisados em MEV de amostras do TInf. Em (A) grão de quartzo com morfologia sub-arredondada preservando faces originais do cristal (1) na amostra ELZ 91B; Em (B) lamela micácea, provavelmente uma biotita da amostra ELZ 97B; Em (C) Grão de feldspato preservando resquícios dos planos de clivagem em amostra do ponto ELZ 95B; Em (D) imagem geral mostrando diversos grãos no porta amostra sob o método dos elétrons retroespalhados na amostra ELZ 95B. 74

FIGURA 37– Depósitos aluvionares recentes. (A) Detalhe de nível de matéria orgânica parcialmente decomposta acumulada na margem do Rio Careiro. (B) Delgada cobertura areno-argilosa acinzentada sobre depósito do TS. (C) Barra marginal arenosa na margem do rio Castanho. 75

FIGURA 38 - Mapa geológico da área de estudo destacando os locais com as idades obtidas por LOE e ¹⁴C. A geologia do mapa está ilustrada na Figura 10. As legendas em fundo rosa

identificam as idades obtidas no presente estudo. As legendas em fundo branco representam idades obtidas por outros autores	78
FIGURA 39 - Mapa geológico contendo os principais lineamentos estruturais observados na área de estudo. Dados obtidos através da análise de imagens SAR e SRTM.	83
FIGURA 40 – Feições de captura fluvial nas regiões do Lago Castanho, Lago Janauacá e Paraná Madeirinha. Ressalta-se a tendência de desenvolvimento destas feições associadas aos trends NE e NW, praticamente ortogonais entre si, que colaboram para a configuração do padrão subretangular de drenagens na área de estudo.....	84
FIGURA 41 – Conjunto de lineamentos responsáveis pela retinização e captura do sistema fluvial do Rio Castanho. Nota-se que as estruturas N40-45W e E-W provocam deslocamento significativo do curso natural deste rio, através de uma cinemática direcional dextral.	86
FIGURA 42 – Feições rotacionais dextrais indicadas pela geometria sigmoidal nas ilhas da Paciência (A), do Careiro (B) e das Onças (C). Note-se a influência de falhas transcorrentes dextrais orientadas segundo NE, descritas por Franzinelli & Igreja (2011) e Igreja (2012) para a região da confluência dos Rios Negro e Solimões.	86
FIGURA 43 – Diagrama demonstrando o agrupamento geoquímico das amostras de paleossolos lateríticos S1, S2 e S3, tratadas por meio do método de análise discriminante.....	89
FIGURA 44 – Mapa geológico com a localização dos afloramentos com os paleossolos lateríticos S ₁ , S ₂ e S ₃	90
FIGURA 45 – Feições de paleocanais inseridas em depósitos quaternários na região de confluência entre os rios Solimões e Purus. Modificado de Teixeira & Soares (2011).	91
FIGURA 46 - Esquema representativo da evolução do processo de migração de canais (principais e secundários) e o desenvolvimento de barras em pontal com vários graus de curvatura em um sistema fluvial meandrante. Fonte: Mertes <i>et al.</i> (1996).	93
FIGURA 47 – Representação esquemática demonstrando as duas principais formas de desenvolvimento de pares de EHI em um sistema fluvial meandrante. (A) Formação de EHI em grandes escalas a partir do sucessivo abandono de meandros e migrações do canal dominante. (B) Formação de EHI em pequena escala formado pelo crescimento episódico de uma única barra em pontal. As sequencias de EHI são separadas por superfícies erosivas geradas em grandes eventos de inundação. Fonte: Thomas <i>et. al.</i> (1987).	95
FIGURA 48 - Curva de oscilação do nível do mar nos últimos 20.000 anos. Destaca-se que não houve grandes variações desde o pico máximo em 6.000 anos AP até o presente. Modificado de Fairbridge (1960) apud Vieira (1981).	97

FIGURA 49 - Mapa das unidades morfológicas proposto por Latrubesse & Franzinelli (2002) no trecho entre as confluências do Rio Solimões com os rios Purus e Negro.....	100
FIGURA 50 - Mapa geológico apresentado por Rossetti <i>et al.</i> (2005) para o trecho do sistema Solimões-Amazonas entre Tabatinga e Gurupá.	101
FIGURA 51 - Mapa geológico/geocronológico e carta estratigráfica regional apresentada por Soares <i>et al.</i> (2010a) destacando as idades dos terraços fluviais quaternários entre Manacapuru e Manaus.	102
FIGURA 52 - Mapa geológico e carta estratigráfica regional apresentada pela CPRM (2008) para as regiões entre a Ilha de Soriano, Vila Novo Remanso e Autazes. Adaptado de CPRM (2008).	103
FIGURA 53 - Mapa e carta estratigráfica das unidades morfológicas propostas por Rozo <i>et al.</i> (2012) para a região entre a ilha do Careiro e confluência dos rios Amazonas e Madeira	105
FIGURA 54 - Esquema representativo da evolução deposicional na área de estudo entre o Mioceno Superior e o Holoceno. Em (A) Superfície S ₃ recobrimdo os depósitos da Formação Novo Remanso no Mioceno Superior/Plioceno. Em (B) a reativação de falhas de direção geral NE-SW e NW-SE no substrato mioceno permitindo o início da implantação da planície aluvial dos proto sistema Solimões-Amazonas. Em (C) início da sedimentação do TS em um ambiente fluvial meandrante. Em (D) migração do sistema fluvial para norte, abandonando a planície aluvial mais antiga, iniciando a degradação do TS e promovendo a deposição do TI. Em (E) continuação da migração do canal para norte, sedimentação do Tinf sob um regime fluvial meandrante. O rio encontra um anteparo elevado que impede a continuação da migração para norte. Em (F) inicia-se a gradativa mudança do padrão fluvial meandrante para anastomosado- <i>anabanching</i> , denotando-se a diminuição da sinuosidade e a formação de multi-canais. Em (G) estabelecimento definitivo do atual padrão anastomosado- <i>anabanching</i> do sistema fluvial Solimões-Amazonas truncando e retrabalhando os terraços quaternários já vegetados e parcialmente degradados	108
FIGURA 55 - Mapa geológico com indicação dos locais de coletas das amostras analisadas por ativação de neutrôns.	110
FIGURA 56 - Dendograma das amostras agrupadas através da análise por <i>clusters</i>	111
FIGURA 57 – Discriminação de grupos através da função discriminante 1 versus a função discriminante 2.	111
FIGURA 58 - Curvas de frequências granulométricas acumuladas das amostras analisadas.....	114

LISTA DE TABELAS

TABELA 01 - Relação de amostras coletadas para análises químicas, granulométricas e datação (^{14}C e Luminescência Ópticamente Estimulada – LOE).....	29
TABELA 02 – Resumo do espectro alcançado pelo Sensor TM. Em: http://www.sat.cnpm.embrapa.br/conteudo/landsat.htm . Acesso em 09/12/2011.	30
TABELA 03 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos através do software Sysgran 3.0 para as amostras do TS.....	58
TABELA 04 – Classificação simplificada de Folk & Ward (1957) baseada nos parâmetros estatísticos das amostras do TS obtida através do software Sysgran 3.0.	58
TABELA 05 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos por meio do software Sysgran 3.0 para as amostras do TI.....	65
TABELA 06 – Classificação simplificada de Folk & Ward (1957) obtida por meio do Software Sysgran 3.0 para as amostras do TI.	65
TABELA 07 – Parâmetros estatísticos obtidos por meio do software Sysgran 3.0 para os sedimentos do TInf.	71
TABELA 08– Classificação simplificada de Folk & Ward (1957), obtida por meio do Software Sysgran 3.0, para as amostras das barras fluviais do TInf.....	71
TABELA 09– Relação das idades obtidas por LOE e ^{14}C para as amostras dos terraços fluviais quaternários da área de estudo.....	76
TABELA 10 – Carta comparativa ilustrando a coluna estratigráfica proposta para a área de estudo com a estratigrafia do cenozóico adotada por Dino <i>et al.</i> (2012) na Bacia Amazônica e Rossetti <i>et al.</i> (2013) nas margem equatorial brasileira. Modificada de Dino <i>et al.</i> (2012).	88
TABELA 11– Quadro dos ensaios granulométricos por peneiramento e decantação (ABNT - NBR 6205).....	113
TABELA 12 - Quadro resumo dos ensaios de LL, LP e resultados de IP obtidos	115

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	18
2. OBJETIVOS.....	19
3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	20
4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	21
4.1. A FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO.....	22
4.2. A FORMAÇÃO NOVO REMANSO.....	22
4.3. TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS	24
4.4. CONTEXTO MORFO-TECTÔNICO.....	26
5. MATERIAIS E MÉTODOS	27
5.1. LEVANTAMENTO DE DADOS EM CAMPO.....	27
5.2. SENSORIAMENTO REMOTO.....	30
5.3. GEOCRONOLOGIA	31
5.3.1. LUMINESCÊNCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA - LOE	31
5.3.2. RADIOCARBONO (¹⁴ C).....	34
5.4. ENSAIOS GRANULOMÉTRICOS	36
5.4.1. GRANULOMETRIA POR PENEIRAS	36
5.4.2. GRANULOMETRIA A LASER.....	36
5.5. ANÁLISES EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)	39
5.6. ANÁLISES QUÍMICAS	39
5.7. ENSAIOS TECNOLÓGICOS.....	40
6. GEOLOGIA DA ÁREA.....	44
6.1. EMBASAMENTO GEOLÓGICO.....	44

6.1.1.	SUPERFÍCIES DE DESCONTINUIDADE – PALEOSSOLOS LATERÍTICOS.....	50
6.1.1.1.	SUPERFÍCIE S1.....	50
6.1.1.2.	SUPERFÍCIE S2.....	50
6.1.1.3.	SUPERFÍCIE S3.....	50
6.2.	TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS	52
6.2.1.	TERRAÇO SUPERIOR (TS).....	53
6.2.2.	TERRAÇO INTERMEDIÁRIO (TI).....	61
6.2.3.	TERRAÇO INFERIOR (TINF)	67
6.2.4.	DEPÓSITOS ALUVIONARES RECENTES – ALR	75
6.3.	IDADES DOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS	76
6.4.	CONTEXTO TECTONO-SEDIMENTAR DA ÁREA DE ESTUDO	81
7.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	87
7.1.	ORIGEM DAS SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS	87
7.2.	EVOLUÇÃO DO SISTEMA FLUVIAL SOLIMÕES-AMAZONAS NO QUATERNÁRIO.....	90
7.3.	AVALIAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA E CORRELAÇÃO DAS UNIDADES SEDIMENTARES QUATERNÁRIAS DA AMAZÔNIA CENTRAL	98
7.4.	EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL DOS TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS DO SISTEMA SOLIMÕES-AMAZONAS.....	106
7.5.	GEOQUÍMICA DOS TERRAÇOS FLUVIAIS DO SISTEMA SOLIMÕES-AMAZONAS.....	109
7.6.	ASPECTOS ECONÔMICOS E TECNOLÓGICOS DOS TERRAÇOS FLUVIAIS DO SISTEMA SOLIMÕES-AMAZONAS.....	112
8.	CONCLUSÕES	116
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118

1. INTRODUÇÃO

As unidades pós-paleozóicas da Bacia do Amazonas são representadas pelas formações Alter do Chão (Cretáceo) e Novo Remanso (Neógeno) e compõem grande parte do relevo da Amazônia, sendo recobertas por extensos depósitos sedimentares quaternários (CPRM 2006, Dino *et al.* 2006, Soares *et al.* 2010a, Dino *et al.* 2012). Entretanto, nos mapas geológicos da região as unidades quaternárias ainda são indiferenciadas e comumente correlacionadas às formações Solimões e Içá da Bacia do Solimões, (Franzinelli & Ori 1988, Latrubesse & Franzinelli 2002, Rozo *et al.* 2003, CPRM 2006, Rossetti *et al.* 2005, CPRM 2008). Entretanto, a presença das Formações Solimões e/ou Iça na estratigrafia da Bacia do Amazonas tem sido questionada, já que estudos fácios e estratigráficos recentes restringem sua área de ocorrência às proximidades do Arco de Purus (Cunha *et al.* 2007) ou unicamente a Bacia do Solimões (Vega *et al.* 2006, Vega 2006).

A falta de padronização litoestratigráficas das unidades quaternárias da Bacia do Amazonas, assim como sua correlação com as formações Solimões e Içá, deve-se principalmente à falta de dados de datação absoluta. Entretanto, estudos recentes (Soares 2007, Campos 2009 e Campos & Soares 2009, Soares *et al.* 2010a, Gonçalves Junior & Soares 2011), embasados em dados estratigráficos, sedimentológicos e geocronológicos definiram na planície aluvial quaternária do rio Solimões três níveis de terraços fluviais, de distribuição assimétrica, cuja evolução está associada ao estilo meandrante, que predominou em grande parte do Quaternário (Soares *et al.* 2010a). Portanto, a fim de contribuir com a caracterização litoestratigráfica das unidades sedimentares quaternárias da Amazônia Central, este trabalho visa à descrição e discussão dos aspectos sedimentológicos, crono-estratigráficos, geoquímicos e tecnológicos dos depósitos de terraços fluviais do sistema Solimões-Amazonas, entre as regiões de Careiro-Castanho, Careiro-da-Várzea, Manaquiri e Autazes.

2. OBJETIVOS

Considerando a carência de estudos geológico detalhados e a falta de dados geoquímicos e geocronológicos na região entre Careiro-Castanho e Autazes, os principais objetivos deste trabalho são:

- Mapeamento geológico e caracterização sedimentológica, estratigráfica, química e tecnológica das unidades sedimentares quaternárias das regiões do Careiro-Castanho, Careiro-da-Várzea, Manaquiri e Autazes, a partir de exposições em rios, estradas e áreas de lavra;
- Estabelecimento de correlação espaço-temporal das unidades sedimentares quaternárias estudadas pela obtenção de dados geocronológicos por meio de datação absoluta pelos métodos de luminescência ópticamente estimulada (LOE) de cristais e radiocarbono (^{14}C);
- Análise granulométrica, textural e química dos depósitos quaternários, visando sua diferenciação e determinação do sub-ambiente deposicional;
- Proposição de um modelo deposicional para as unidades quaternárias por meio da integração de dados estratigráficos, sedimentológicos, faciológicos e geocronológicos.

3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo se localiza ao sul de Manaus e se estende ao longo da margem direita dos rios Solimões e Amazonas, abrangendo partes dos municípios de Careiro-da-Várzea, Manaquiri, Careiro-Castanho e Autazes (Figura 01). As principais vias de acesso à região são as rodovias BR-319 (Manaus a Porto Velho–RO); AM-254 (com extensão de 94 quilômetros, ligando Autazes à BR-319) e AM-354 (ligando a BR-319 à cidade de Manaquiri e comunidades vizinhas).

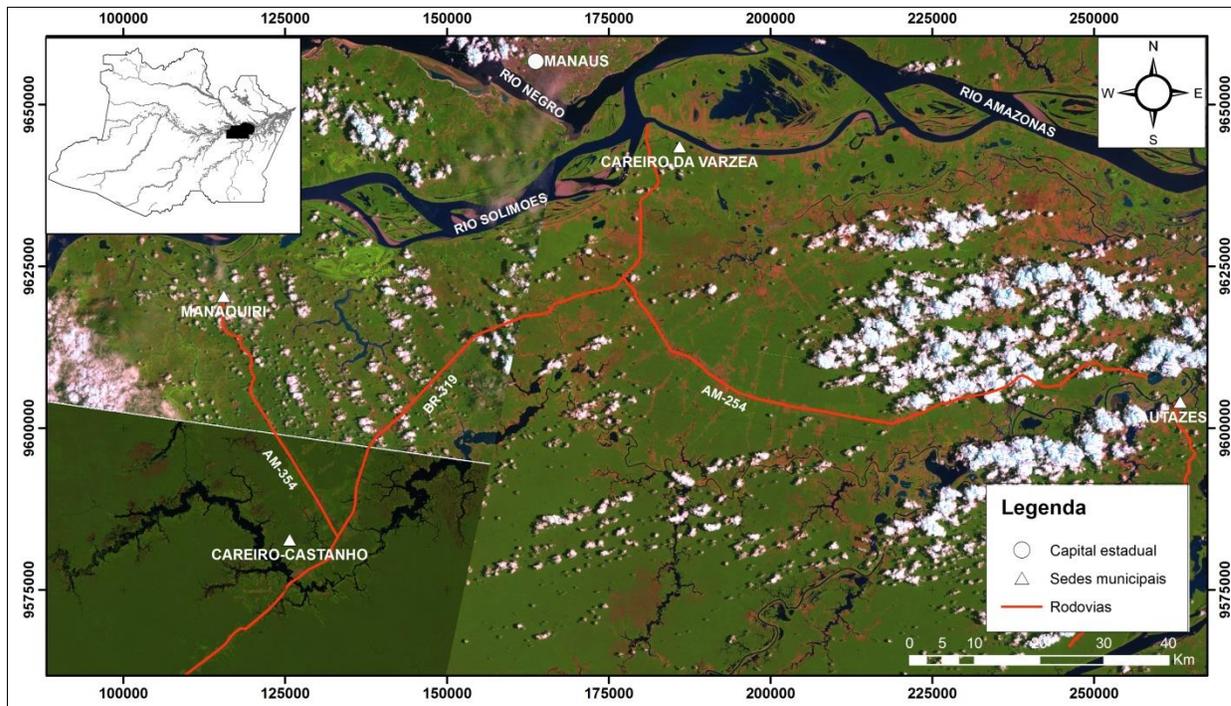


Figura 01 - Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo (Imagem Landsat 5 TM+ cedida pelo Sistema de Proteção da Amazônia - SIPAM).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A bacia do Amazonas, situada na região norte do Brasil, constitui uma unidade sedimentar intracratônica que limita duas áreas de embasamento arqueano-proterozóico: ao norte, o Escudo das Guianas e ao sul, o Escudo Brasil Central (CPRM 2006). Possui área de aproximadamente 500.000 Km² e separa-se a leste da Bacia Tafrogênica do Marajó pelo Arco de Gurupá e a oeste da Bacia do Solimões pelo Arco de Purus (Cunha *et al.* 2007). Apresenta forma alongada no sentido WSW-ENE com eixo deposicional em forma de *dog leg* (Caputo 2009), marcado pelo curso atual do Rio Solimões.

De acordo com Cunha *et al.* (2007), sua evolução geológica iniciou-se no proterozóico a partir da formação de um rift que evoluiu para uma sinéclise intracontinental sob um regime de subsidência térmica de escala regional. Este autor descreve ainda que o arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas apresenta duas megassequências de primeira ordem que totalizam cerca de 5.000 metros de espessura, sendo uma paleozóica e outra mesozóico-cenozóica. Esta última constituída pelas sequências cretáceas e terciárias formam juntas o Grupo Javari (Cunha *et al.* 1994), cuja posição estratigráfica na bacia é demonstrada na Figura 02.

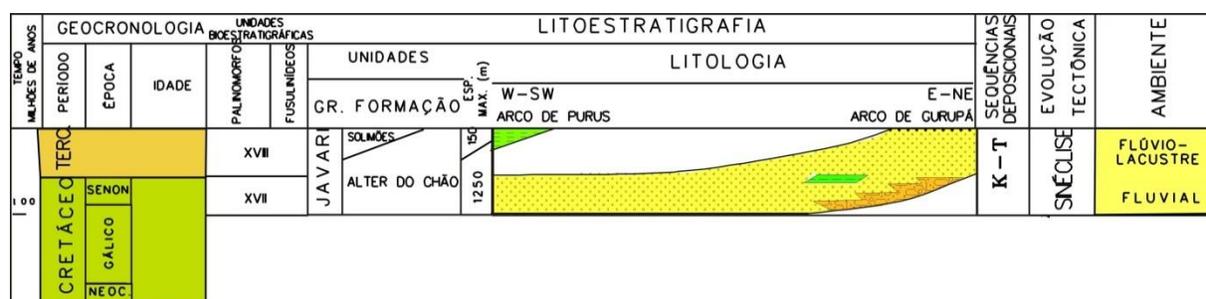


Figura 02 - Estratigrafia da megassequência mesozóica-cenozóica da Bacia do Amazonas (Modificado de Cunha *et al.* 2007).

Na Amazônia Central, grande parte dos estudos geológicos mais recentes disponíveis são fruto de trabalhos de mapeamento geológico em escala regional como os executados por Latrubesse & Franzinelli (2002), Rossetti *et al.* (2005) e CPRM (2006, 2010), Soares *et al.* (2010a). O relevo da região de Manaus e arredores é sustentado por rochas siliciclásticas das Formações Alter do Chão (Cretáceo) e Novo Remanso (Neógeno) sobre as quais se desenvolveram espessos depósitos supergênicos (paleossolos lateríticos e Latossolo Amarelo), sendo recobertos por depósitos fluviais quaternários ao longo das calhas dos rios e áreas marginais (Soares *et al.* 2010a, Dino *et al.* 2012).

4.1. A FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO

Definida por Kistler (1954), esta formação é composta por depósitos constituídos de arenitos, argilitos caolinizados e, subordinadamente, conglomerados (Souza & Nogueira 2009, Dino *et al.* 2012). Em geral, apresentam feições de bioturbação (Horbe *et al.* 2006) e, internamente exibem fácies de arenito silicificado, informalmente denominados de “Arenito Manaus” (Albuquerque 1922). O paleoambiente deposicional desta unidade tem sido historicamente interpretado como fluvial (Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007) em função dos seus parâmetros litológicos e faunísticos. Entretanto, Rossetti & Neto (2006) baseadas em análises faciológicas e icnológicas de afloramentos nas proximidades de Manaus, sugerem um paleoambiente deltaico dominado por ondas, possibilitando a conexão a um ambiente marinho na bacia.

As idades atribuídas a esta unidade são ainda discutidas por diversos autores. O trabalho de Daemon & Contreiras (1971), baseado em palinologia, atribui idades que variam do Meso-Albiano ao Cenomaniano inferior para a porção basal da unidade e do Cenomaniano Superior ao Turoniano para a porção superior. Em contraposição, Dino *et al.* (2000) reconheceram duas sequências distintas na Formação Alter do Chão: à porção inferior, caracterizada pelo influxo de sedimentos terrígenos associados a ciclos de sistemas fluviais meandranes que evoluem para anastomosados, foi atribuída idade palinológica correlacionada ao Andar Alagoas, que varia desde o Aptiano Superior ao Albiano. À porção superior, relacionada a ciclos progradacionais fluvio-deltaico-lacustres foi atribuída idade correspondente ao Cenomaniano Superior. Mais recentemente, Caputo (2009) baseado em seções sísmicas, descrições de poços perfurados pela Petrobrás e dados palinológicos obtidos por Daemon & Contreiras (1971), Daemon (1975) e Dino *et al.* (1999, 2000), propõe a formalização de uma nova unidade geológica denominada Formação Jazida da Fazendinha, que corresponde a uma sequência siliciclástica aptiana-cenomaniana rica em palinomorfos e esporomorfos, atualmente atribuída à porção basal da Formação Alter do Chão. Ao passo que uma sequência siliciclásticas pobremente fóssilífera de idade paleocena-miocena seria denominada Formação Alter do Chão.

4.2. A FORMAÇÃO NOVO REMANSO

Durante muito tempo, diversos estudos (Caputo *et al.* 1971, Daemon & Contreiras 1971, Caputo 1984, Cunha *et al.* 1994, Dino *et al.* 1999) associavam os depósitos arenosos

avermelhados e mosqueados aflorantes na Bacia do Amazônia à Formação Alter do Chão. Contudo, a identificação de coberturas pós-cretáceas discordantemente sobrepostas aos sedimentos da Formação Alter do Chão nas regiões de Manacapuru e Itacoatiara (Rozo 2004, Soares 2007, Abinader 2008), abriram novas perspectivas para as interpretações paleogeográficas e paleoambientais. Estes depósitos, informalmente denominados de Formação Novo Remanso por Rozo *et al.* (2005b), foram palinologicamente posicionados entre o Mioceno Médio a Superior (Dino *et al.* 2006, Dino *et al.* 2012).

Rozo (2004) e Rozo *et al.* (2005b) descreveram os depósitos da Formação Novo Remanso, na localidade homônima, como arenitos ferruginosos friáveis, moderadamente selecionados com granulometria variando entre média e grossa, apresentando estratificação acamadada, e contendo argilitos subordinados, representando depósitos de planícies de inundação e de canais abandonados em um paleossistema fluvial meandrante. Dados de subsuperfície desta unidade nas regiões de Manaus e Itacoatiara (Andrade & Soares 2009) mostram que esta unidade é constituída predominantemente de arenitos com poucas intercalações de pelitos, que compõem a fácies de barra em pontal com estratificação heterolítica inclinada, sendo limitada no topo por paleossolos lateríticos com aspecto colunar e cavernoso (Soares 2007). Em trabalho realizado entre Manacapuru e Itacoatiara, Abinader (2008) subdividiu estes depósitos em duas porções distintas, diferenciadas por uma superfície de descontinuidade denominada S2 marcada por um paleossolo laterítico ferruginoso, e considerou somente a porção superior, constituída por arenitos caulínicos maciços e depósitos psâmo-pelíticos formando estratificação heterolítica inclinada atribuídos a um ambiente deposicional fluvial meandrante como Formação Novo Remanso. Enquanto a parte inferior, de ocorrência restrita à região entre Manacapuru e Iranduba, composta por arenitos grossos estratificados, arenitos médios maciços e siltitos laminados atribuídos a um ambiente deposicional fluvial meandrante, foi denominada de Formação Iranduba. Em contraposição, Dino *et al.* (2012) propõem uma subdivisão em dois membros pertencentes à própria Formação Novo Remanso, limitados por três superfícies erosivas marcadas por paleossolos lateríticos ferruginosos imaturos, maciços a colunares, posicionados estratigraficamente na base, no meio e no topo dos depósitos miocênicos, denominados SD1, SD2 e SD3, respectivamente. Estes autores descrevem o membro inferior da Formação Novo Remanso como uma sequência de arenitos médios a grossos, amarelados a avermelhados, apresentando estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e pares de estratificação heterolítica

inclinada formados pela intercalação de camadas de arenito e pelitos. Ao passo que o membro superior corresponde a arenitos caulínicos finos a médios, de coloração branca a amarelada, predominantemente maciços, podendo apresentar estratificação cruzada e contendo fragmentos preservados e moldes de madeira fossilizada. Dino *et al.*(2012) ressaltam que a identificação de pares de estratificação heterolítica inclinada formado pela intercalação de camadas de arenito e pelitos, definindo ciclos de granodecrescência ascendente, sugerem depósitos de barras em pontal e planície aluvial associados a um sistema deposicional fluvial meandrante.

4.3. TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS

Grande parte dos depósitos fluviais quaternários do sistema fluvial Solimões-Amazonas ocorre ao longo dos canais, áreas marginais e em depressões tectônicas (Soares 2007, Soares *et al.* 2010a). Em diversos mapas geológicos regionais, grande parte destes depósitos tem sido associados às formações Solimões e Içá da bacia do Solimões (Rossetti *et al.* 2005, CPRM 2006) e Formação Novo Remanso da Bacia do Amazonas (CPRM 2008). Entretanto, as correlações inter e intra-baciais errôneas persistiram durante muito tempo devido falta de estudos sedimentológicos e estratigráficos detalhados (Soares *et al.* 2010a), bem como, devido a falta de técnicas geocronológicas mais aprimoradas, como a luminescência de cristais, visto que as idades obtidas pelo radiocarbono restringem-se aos intervalos de tempo mais recentes dentro do Quaternário (até 50.0000 anos AP).

Diversos trabalhos publicados nos últimos anos têm estudado mais minuciosamente os depósitos aluvionares quaternários dos Rios Solimões, Negro e Amazonas. Na concepção de Latrubessi & Franzinelli (2002), os depósitos aluvionares entre a foz do Rio Purus e a região de confluência dos Rios Negro e Solimões, subdivide-se em três unidades com base em elementos geomorfológicos e sedimentológicos, são elas: ‘*Older Scroll-dominated Plain*’ que consiste em um terraço silto-argiloso no qual a morfologia de barras de acreção é bem desenvolvida, ‘*Impeded Floodplain*’, composta basicamente por material lamoso de cor cinza a cinza esverdeado rico em matéria orgânica, eventualmente inundada nos períodos de cheias anuais, contendo diversos lagos de forma arredondada e ‘*Channel-dominated Floodplain*’ que reúne os depósitos de canais fluviais atuais, barras arenosas ativas, barragens, barras de acreção lateral ativas, ilhas e canais abandonados.

Rozo (2004), baseado na análise morfológica da planície fluvial do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira, reconheceu dois tipos de depósitos holocênicos

estratigraficamente sobrepostos à Formação Novo Remanso. A unidade morfológica mais antiga, com idades variando entre 2.800 e 950 anos AP, composta por camadas de areia fina siltosa e argilas de coloração cinza formando pares de estratificação heterolítica inclinada, associadas a um ambiente deposicional fluvial meandrante, compõem o relevo das ilhas e margens do Rio Amazonas e foi denominada de “Barras em crescente e depósitos de inundação”. Ao passo que a unidade mais recente, formada por areias finas contendo marcas onduladas e ocasionalmente a presença de argilas marrons a negras ricas em matéria orgânica, correlacionadas a um ambiente fluvio-lacustre, corresponde às barras de canal e várzeas atuais da calha do rio e receberam a denominação “Barras de canal e depósitos de inundação”.

Em trabalho de maior abrangência, numa área de estudo situada entre Tabatinga no alto Rio Solimões e a foz do Rio Amazonas, Rossetti *et al.* (2005) identificaram quatro níveis de depósitos quaternários, lateralmente descontínuos e dispostos perpendicularmente em relação ao canal principal do Sistema Fluvial Solimões-Amazonas, informalmente nomeados Q1, Q2, Q3 e Q4, cujas idades obtidas por ^{14}C variam entre 43.700 e 130 anos AP. Em geral, estes depósitos são caracterizados pela intercalação em diferentes proporções de sedimentos arenosos e argilosos formando uma superfície predominantemente plana, relacionados aos terraços fluviais recentes depositados em um ambiente fluvio-lacustre-deltaico dominado por rompimento de diques marginais (*crevasse splays*).

Por outro lado, entre as regiões de Manacapuru e Manaus, Soares (2007) identificou a existência de três níveis de terraços fluviais quaternários, denominados informalmente de TS1, TS2 e TS3, paralelamente dispostos ao canal principal do Rio Solimões. Os terraços, desenvolvidos sobre unidades siliciclásticas cretáceas e neógenas, apresentaram idades variando entre 65.000 e 1.300 anos AP, por meio do método de luminescência ópticamente estimulada (Soares *et al.* 2010a). De forma complementar, estudos geológicos realizados por Campos & Soares (2009) e Gonçalves Junior & Soares (2011) ao sul de Manaus, permitiram a identificação de três níveis de terraços fluviais na margem direita do Sistema Solimões-Amazonas, na região entre Careiro-Castanho, Careiro-da-Várzea e Autazes, sobrepostos discordantemente ao embasamento cretáceo-neógeno. Os depósitos são constituídos predominantemente de lama (silte e argila) com intercalações de areia, que em diferentes proporções, compõem as barras em pontal com estratificação heterolítica inclinada, associadas ao estilo fluvial meandrante do sistema Solimões-Amazonas, que predominou em partes do Pleistoceno e Holoceno.

4.4. CONTEXTO MORFO-TECTÔNICO

Os processos de migração, mudanças de curso, retificação, gênese e extinção de canais fluviais na bacia amazônica, têm sido frequentemente estudados sob a ótica da neotectônica. A atuação destas forças, atribuídas à movimentação das placas de Nazca e Caribeana, ao longo dos últimos 24 milhões de anos (Igreja *et al.* 1999) permitiram a determinação de um modelo estrutural por Franzinelli & Igreja (1990) regido por uma componente direcional dextral E-W, posteriormente denominado por Igreja *et al.* (1999) de ‘Sistema Neotectônico Transcorrente Dextral’. Este sistema possibilitou a formação de um sistema de *meio-graben* com distensão oblíqua para NE através da conjugação de falhas normais e transferentes em ambas as margens do baixo curso do rio Negro. Tendo em vista essa estruturação, Franzinelli *et al.* (1999) e Igreja *et al.* (1999) afirmam que os principais *trends* estruturais neotectônicos do sistema transcorrente amazônico podem ser sumarizados em cinco direções: rio Solimões – N60W; rio Negro – N45E; rio Madeira – N50E; rio Amazonas – WSW-ENE e rio Tarumã – N10E.

Em estudo desenvolvido na região de ponta das lajes, na grande Manaus, Franzinelli & Igreja (2011), descreveram direções de falhas e fraturas aproximadas àquelas descritas por Franzinelli *et al.* (1999) e Igreja *et al.* (1999), e afirmaram que estas estruturas são as principais responsáveis pelos *grabens* do Careiro, de Manaus e da Ilha da Paciência que comportam grande parte da sedimentação quaternária da planície amazônica na Amazônia Central

Em trabalho mais abrangente, Costa *et al.* (1996) verificaram a ocorrência de um padrão de drenagem retangular e angulado desde a Colômbia até o baixo curso dos rios Negro e Solimões controlado por um sistema de transcorrências dextrais de direção E-W, compatíveis com as estruturas descritas por Franzinelli & Igreja (1990), que são interligados entre si por falhas reversas NE-SW. Costa *et al.* (1996) destacam ainda a estrutura quaternária denominada Lineamento Tupinambarana, que ocorre encaixando o rio Madeira e controlando o traçado do rio Amazonas. Este lineamento é formado por uma série de falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW que se conectam por meio de falhas normais E-W, formando um romboedro transtensivo que acolhe um extenso depósito sedimentar quaternário.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

As seguintes análises foram realizadas até a presente data ou têm execução programada dentro do prazo estipulado para a conclusão deste estudo:

5.1. LEVANTAMENTO DE DADOS EM CAMPO

Foram realizados entre 2008 e 2011 quatro trabalhos de levantamento de dados, mapeamento geológico e coleta de amostras na área de estudo. O primeiro trabalho, realizado em novembro de 2008 visando a coleta de dados para o trabalho de Campos & Soares (2009), entre os municípios de Careiro-da-Várzea e Careiro-Castanho resultou no mapeamento geológico e na coleta de amostras dos terraços fluviais quaternários da margem direita do Rio Solimões em parte da área de estudo, ao longo da BR-319. Outro trabalho de campo realizado em dezembro de 2010 forneceu informações estratigráficas, sedimentológicas, seções panorâmicas e colunares, bem como amostras coletadas para datação por luminescência e análises granulométricas em todo o entorno da Ilha do Careiro e margem direita do sistema Solimões-Amazonas nas proximidades de Careiro-da-Várzea. Nos meses de janeiro e novembro de 2011 foram cumpridas outras duas etapas que resultaram na coleta de amostras, descrição sistemática de feições sedimentares, estratigráficas e estruturais, registradas fotograficamente em diversos afloramentos ao longo das rodovias BR-319, AM-245 e AM-354 (Figura 01) e margens dos rios e lagos Castanho, Mamori e Manaquiri nos municípios de Careiro-da-várzea, Careiro-Castanho, Manaquiri e Autazes, possibilitando a confecção de seções panorâmicas e colunares, que consistem, respectivamente, no registro do afloramento através da composição e superposição parcial de fotografias (Wisevic 1991) e na representação gráfica das relações estratigráficas das unidades rochosas em uma região, cujas litologias são representadas por símbolos padronizados e as espessuras das unidades são desenhadas em escala (Suguio 1988).

No total, foram mapeados 142 pontos na área de estudo (Figura 03) que forneceram 66 amostras (Tabela 01) utilizadas na realização de análises químicas, ensaios tecnológicos e granulométricos, microscopia eletrônica por varredura e datação por luminescência ópticamente estimulada e radiocarbono.

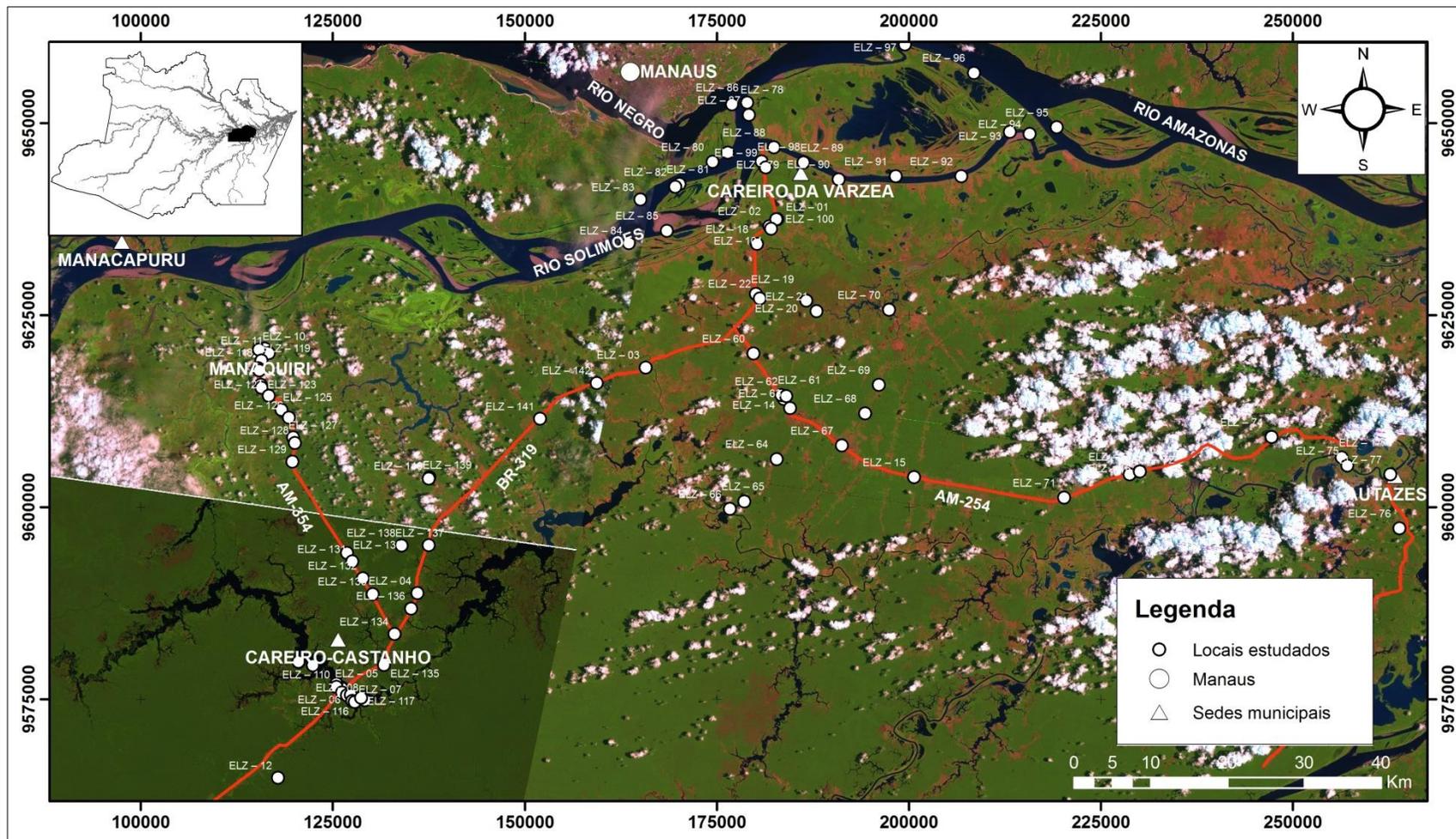


Figura 03 - Mapa dos pontos estudados (Imagem Landsat 5 TM+ cedida pelo Sistema de Proteção da Amazonia – CENSIPAM).

Tabela 01 - Relação de amostras coletadas para análises químicas, granulométricas e datação (¹⁴C e Luminescência Ópticamente Estimulada – LOE).

Amostra	Granulometria	ETR	C-14	Tecnologia	Luminescência
ELZ - 02					ELZ-02A
ELZ - 03	ELZ-03B	ELZ-03C			ELZ-03A
ELZ - 04	ELZ-04B				ELZ-04A
ELZ - 05	ELZ-05A				
ELZ - 06	ELZ-06B				ELZ-06A
ELZ - 07					ELZ-07A
ELZ - 10	ELZ-10B				ELZ-10A
ELZ - 11	ELZ-11B	ELZ-11C			ELZ-11A
ELZ - 16		ELZ-16A			
ELZ - 17		ELZ-17A			
ELZ - 18	ELZ-18A	ELZ-18B		ELZ-18C	
ELZ - 22	ELZ-22B	ELZ-22A			
ELZ - 23					
ELZ - 24	ELZ-24B	ELZ-24A			
ELZ - 27	ELZ-27B				ELZ-27A
ELZ - 28	ELZ-28B				ELZ-28A
ELZ - 29		ELZ-29A			
ELZ - 30					ELZ-30A
ELZ - 31					
ELZ - 32	JH-02	ELZ-32A			
ELZ - 33	ELZ-33A				
ELZ - 34	JH-05				
ELZ - 38	ELZ-38B				ELZ-38A
ELZ - 39	JH-07				
ELZ - 43		ELZ 43 A/B			
ELZ - 44					ELZ 44A
ELZ - 49		ELZ 49B		ELZ 49A	
ELZ - 51	ELZ 51B	ELZ 51A			
ELZ - 54		ELZ 54B		ELZ 54A	
ELZ - 62	JH 12				
ELZ - 64		ELZ 64A			
ELZ - 66	ELZ 66B	ELZ 66A			

Amostra	Granulometria	ETR	C-14	Tecnologia	Luminescência
ELZ - 68	ELZ 68B				ELZ 68A
ELZ - 73	ELZ 73B			ELZ 73A	
ELZ - 76	ELZ 76B			ELZ 76A	
ELZ - 79					SO-03A
ELZ - 80		SO-04B			SO-04A
ELZ - 81		SO-05A			
ELZ - 86			SO-13A		
ELZ - 87					
ELZ - 88					SO-15A
ELZ - 89	SO-16B				SO-16A
ELZ - 90					SO-17A
ELZ - 91	SO-18B				SO-18A
ELZ - 92	SO-19B	SO-19C			SO-19A
ELZ - 93	SO-20B	SO-20C			SO-20A
ELZ - 94					SO-21A
ELZ - 95	SO-22B	SO-22C			SO-22A
ELZ - 96		SO-23A			
ELZ - 97	SO-24B	SO-24C			SO-24A
ELZ - 98		PD-01			
ELZ - 99		PD-02			
ELZ - 100					PD-03
ELZ - 102		PD-05			
ELZ - 106		PD-09			
ELZ - 110		PD-13			
ELZ - 111		PD-14			
ELZ - 112		PD-15 A/C			
ELZ - 113					PD-16
ELZ - 114		PD-17A			
ELZ - 118		PD-21			
ELZ - 120		PD-23			
ELZ - 122		PD-25A			
ELZ - 135		PD-38 A/E			
ELZ - 138					PD-41

5.2. SENSORIAMENTO REMOTO

Foram utilizados neste estudo três tipos de imagens que contribuíram com o planejamento das atividades de campo, extração da morfologia deposicional das unidades, rede de drenagem, lineamentos estruturais e interpretação sobre os limites das unidades geológicas mapeadas na área de estudo. São elas as seguintes:

- Imagens de Satélite Landsat 5 - Sensor TM, georreferenciadas, com resolução espacial de 30 metros e área imageada de 185 Km² (Tabela 02) cedidas pelo Sistema de Proteção da Amazônia – CENSIPAM. Foi utilizado um mosaico de quatro cenas em composição RGB 123 (banda do visível) no planejamento das atividades de campo e fotointerpretação.
- Imagens *Synthetic Aperture Radar* (SAR), cedidas pelo CENSIPAM. Banda L em polarização HH e resolução espacial aproximada de 06 metros, obtidas pelo sensor SAR-99B aerotransportado pela aeronave R-99-B (Em: <http://www.sipam.gov.br/content/view/40/53/>. Acesso em 09/12/2011). Foi utilizado um mosaico de treze faixas imageadas que devido à alta resolução espacial e a ausência de interferência por nuvens, têm permitido a extração da rede de drenagem detalhada, marcação de lineamentos estruturais, a interpretação detalhada das relações de contato entre as unidades geológicas mapeadas e a confecção do mapa geológico de detalhe da área de estudo através do processamento no software ArcGis 9.3.

Tabela 02 – Resumo do espectro alcançado pelo Sensor TM. Em: <http://www.sat.cnpm.embrapa.br/conteudo/landsat.htm>. Acesso em 09/12/2011.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
TM (Thematic Mapper)	(b1) azul	0.45 - 0.52 μm	30 m	16 dias	185 km	8 bits
	(b2) verde	0.50 - 0.60 μm				
	(b3) vermelho	0.63 - 0.69 μm				
	(b4) infravermelho próximo	0.76 - 0.90 μm				
	(b5) infravermelho médio	1.55 - 1.75 μm	120 m			
	(b6) infravermelho termal	10.4 - 12.5 μm				
	(b7) infravermelho médio	2.08 - 2.35 μm	30 m			

- As imagens do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), acessadas por meio do website *www.relevobr.cnpm.embrapa.br*, consistem em um Modelo Digital de Elevação-DEM com resolução especial de aproximadamente 90 metros obtidos através de um programa de mapeamento do relevo terrestre promovido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) no ano 2000. Foi utilizado um mosaico de 04 cenas que permitiu que estas imagens fossem utilizadas no planejamento das atividades de campo e na interpretação dos dados que contribuíram para a confecção do mapa geológico da área em estudo, construído no ambiente do software ArcGis 9.3.

5.3. GEOCRONOLOGIA

Foram utilizados neste estudo os métodos de datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) em 27 amostras e por Radiocarbono em 01 amostra dos depósitos de terraços fluviais quaternários do Sistema fluvial Solimões-Amazonas.

5.3.1. LUMINESCÊNCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA - LOE

Este método de datação absoluta é baseado na propriedade física de materiais cristalinos ou vítreos, previamente submetidos a radiações ionizantes, de emitir luz em resposta a algum estímulo externo (Sallun *et al.* 2007). Quando a radiação incide sobre o cristal, ocorre a ionização do mesmo, com a criação de pares de cargas positivas e negativas no seu interior, estas cargas podem ser aprisionadas em armadilhas, formadas por defeitos e impurezas, que estão na rede cristalina, formando assim estados metaestáveis (Figura 04). Posteriormente, quando for estimulado opticamente este poderá emitir luz em comprimento de onda diferente daquele usado na estimulação (Tatumi *et al.* 2008).

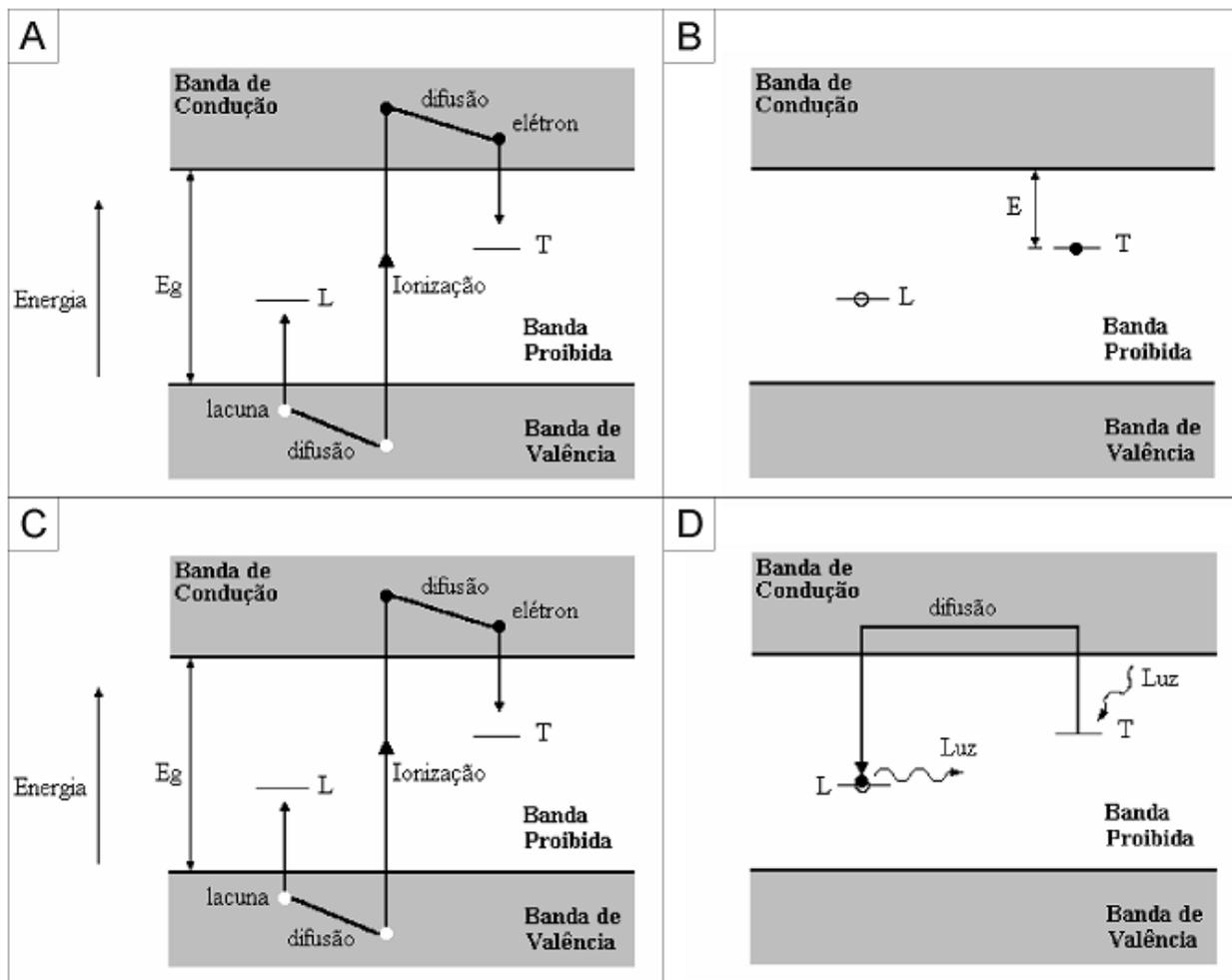


Figura 04 - Modelo de bandas aplicado a um cristal: (A) representação da ionização do cristal com liberação de cargas da banda de valência (Nível T representa elétron aprisionado e L uma lacuna aprisionada); (B) formação de níveis metaestáveis na banda proibida; (C) aquecimento do cristal que provoca liberação do elétron e posterior recombinação com um alacuna liberando luz; (D) estimulação do cristal com luz provocando a liberação do elétron e posterior recombinação com lacuna liberando LOE. FONTE: Sallun *et al.* (2007).

O cálculo da idade é obtido a partir das medidas das concentrações de efeitos induzidos no material por radiações ionizantes do ambiente deposicional, segundo a equação:

$$I = \frac{DA(Gy)}{T_{\gamma} + T_{\beta} + T_{\alpha} + T_{\text{raioscsmicos}} (Gy / ano)}$$

Onde, a idade (I) da amostra depende da Dose Acumula (DA) no cristal, em função da exposição do mesmo a raios ionizantes e a taxa (T) de radiação incidente no cristal por ano (Tatumi *et al.* 2008).

Assim, pode-se afirmar que a dose equivalente ou dose acumulada (paleodose) consiste na quantidade de energia de radiação absorvida pelo cristal no passado que em combinação com a taxa de radiação incidente fornece o tempo decorrido desde a última exposição à luz do sol (Kehl *et al.* 2005).

Lomax *et al.* (2007) afirmam que grandes variações na média dos erros dos desvios-padrão obtidos na determinação das doses equivalentes das alíquotas analisadas podem estar relacionadas à dificuldade da zeragem completa do sinal dos grãos devido a existência de capas de óxido de ferro resistentes ao processo de alveamento (alveamento incompleto), à bioturbação provocada por raízes e insetos que pode provocar a mistura de materiais no perfil estratigráfico após a deposição, em um processo chamado de bio-exumação (Bateman *et al.* 2003) e ainda a erros instrumentais. Contudo, observa-se em diversas publicações (Mozzi *et al.* 2000, Thomas *et al.* 2001, Bateman *et al.* 2003, Nanson *et al.* 2005, Schaeltz & Forman 2008, Pope *et al.* 2008, Soares *et al.* 2010a) a aceitabilidade de erros padrão para idades obtidas através de LOE em depósitos sedimentares variando de 5% a 20 %, sendo possível então, considerar valores dentro desse intervalo intrínsecos ao método de datação por LOE.

Nos depósitos quaternários, foram coletadas 27 amostras de sedimentos arenosos quartzosos nas seções colunares estudadas. As amostras foram coletadas em tubos de alumínio de aproximadamente 50 cm de comprimento por 07 cm de diâmetro (Figura 05) e os foram realizados no laboratório da Faculdade de Tecnologia – FATEC de São Paulo sob supervisão da Professora Dra. Sônia Hatsue Tatumi, seguindo os protocolos SAR (*Single Aliquot Regeneration*) e MAR (*Multiple Aliquot Regeneration*). Estes protocolos analíticos exigem que as amostras sejam peneiradas visando à obtenção de frações de aproximadamente 100 µm, para que passem por um tratamento com ácido clorídrico (HCL) e peróxido de hidrogênio (H₂O₂) visando a eliminação de carbonatos e matéria orgânica. Posteriormente deve-se aplicar a separação por densidade através do politungstato de sódio (SPT) para extração das frações enriquecidas em quartzo e por fim, os grãos remanescentes devem receber um tratamento com ácido fluorídrico (HF) para purificação e remoção das camadas externas alfa-irradiadas (Lomax *et al.* 2007, Soares *et al.* 2010a).



Figura 05 - Coleta de amostras nos terraços do Sistema fluvial Amazonas-Solimões em tubo de alumínio para análises por LOE.

5.3.2. RADIOCARBONO (^{14}C)

Neste estudo, uma única análise de radiocarbono por espectrometria de massa com aceleração de partículas (*AMS Radiocarbon analysis*) foi obtida pelo laboratório *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory*, a partir do material coletado no terraço inferior do sistema fluvial Solimões-Amazonas, na localidade da Ilha do Careiro. Devido à sensibilidade deste método a possíveis contaminações durante o procedimento de coleta da amostra, se utilizou uma pá metálica limpa e, a seguir, a amostra foi embalada em papel alumínio e armazenada em saco plástico, evitando-se o contato com contaminantes.

Conforme descrito por Santos *et al.*(1999) e exemplificado na Figura 06, a aplicação deste método exige um pré-tratamento em laboratório que consiste no ataque da amostra por uma solução de ácido clorídrico (HCl) ou ácido nítrico (HNO_3) em concentração 10%, visando à remoção de carbonatos e a quebra de compostos orgânicos, para que posteriormente, adicione-se ao processo o tratamento por hidróxido de sódio (NaOH) para separação dos ácidos húmicos e fúlvicos da amostra. Segue-se a etapa de ataque por ácidos o procedimento por combustão de aproximadamente 05 mg da amostra, selada em um tubo de sílica em forno de alta temperatura (850°C) para obtenção do dióxido de carbono (CO_2). Na fase final, a preparação da amostra exige um processo de grafitização através de duas reações químicas de redução do CO_2 , obtido anteriormente, para monóxido de carbono (CO) e carbono (C) propriamente dito, com auxílio de um catalisador de Fe.

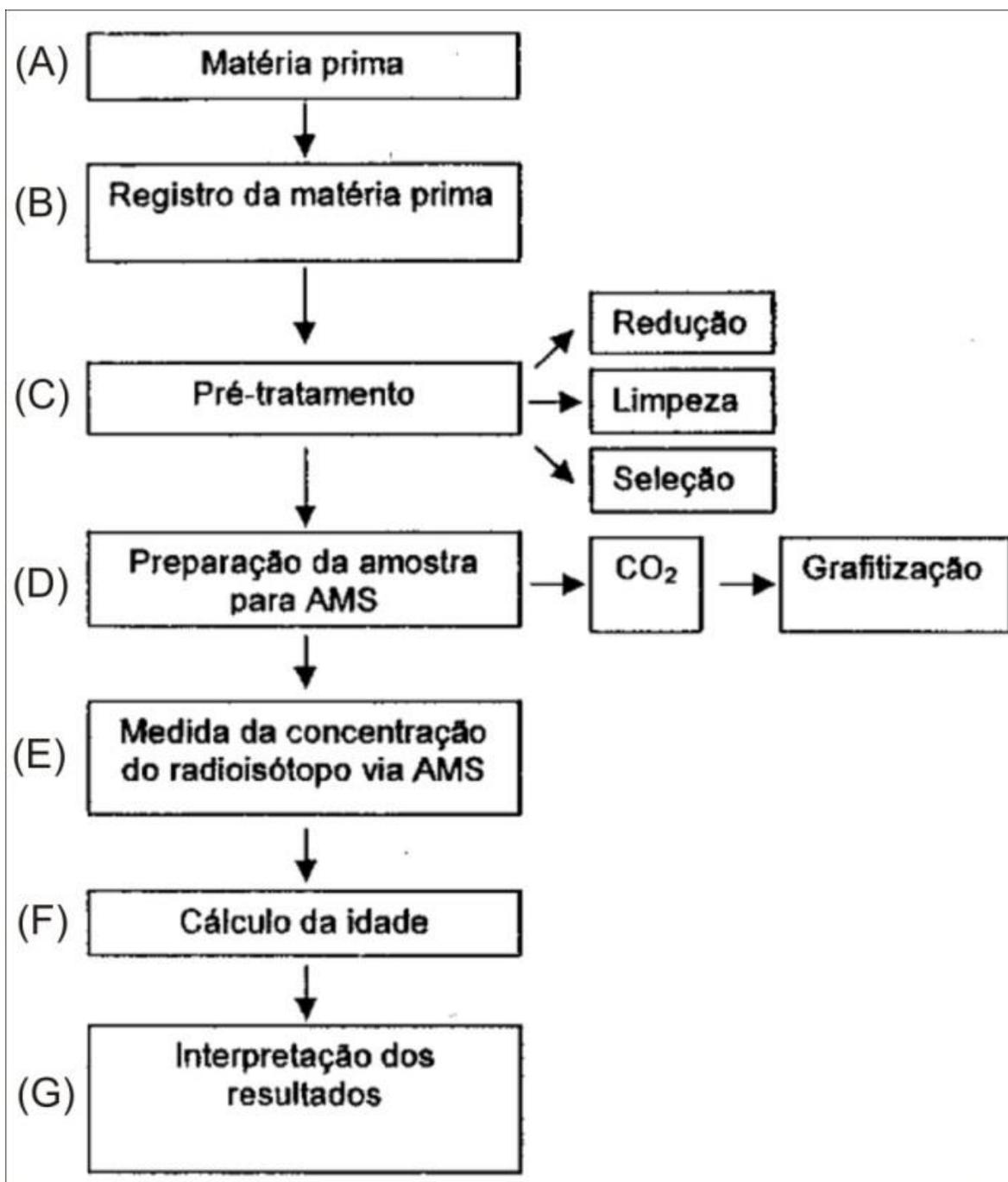


Figura 06 - Diagrama das etapas envolvidas na análise de radiocarbono por espectrometria de massas com aceleração de partículas. ADAPTADO de Santos *et al.* (1999). (A) O primeiro passo consiste na coleta do material. (B) Esta etapa consiste na inserção do material no banco de dados. (C) A terceira etapa relaciona-se ao ataque por ácidos e bases para a retirada de material indesejado. (D) Fase de combustão do material para obtenção de dióxido de carbono e posterior grafitização por redução química para obtenção de molécula de carbono – C. Os passos (E) e (F) consistem na medida da razão isotópica $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ e cálculo da idade, respectivamente. (G) Fase de interpretação dos resultados obtidos.

A determinação das idades ^{14}C depende da razão isotópica $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ e do decaimento do átomo do ^{14}C na amostra analisada. Os dados apresentados pelo laboratório *Beta Analytic*

Radiocarbon Dating Laboratory correspondem a idades convencionais, expressos em anos antes do presente (AP).

5.4. ENSAIOS GRANULOMÉTRICOS

Nas amostras predominantemente arenosas, foi aplicado o método convencional de análise granulométrica por peneiramento, enquanto nas amostras lamosas (silte e argila) se utilizou o procedimento de granulometria a laser.

5.4.1. GRANULOMETRIA POR PENEIRAS

Ensaio granulométricos realizados em 08 amostras arenosas foram executados no laboratório de sedimentologia do DEGEO - UFAM seguindo as etapas de lavagem das amostras visando à retirada dos grãos mais finos e secagem em estufa a 60°C por três dias consecutivos. Após a secagem, as amostras foram quarteadas e peneiradas em intervalos granulométricos de 0,5 Φ entre si (frações 1,0 a 0,062 mm) por meio de um agitador automático durante 15 minutos. Para a obtenção dos parâmetros estatísticos - média, mediana, grau de seleção, classificação da granulometria, assimetria e curtose – foi utilizado o software SysGran 3.0 desenvolvido por Camargo (2006).

5.4.2. GRANULOMETRIA A LASER

Foram realizados ensaios granulométricos em 16 amostras de sedimentos finos (argila e silte) no granulômetro a laser Malvern Mastersize 2000, instalado no laboratório de sedimentometria da Superintendência do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), em Manaus. As amostras foram enviadas ao referido laboratório em embalagens de 200 gramas, aos cuidados de um técnico especializado.

Os ensaios, que tiveram seus procedimentos parcialmente acompanhados por este subscritor, consistiram na secagem da amostra ao ar livre (Figura 07A), desagregação mecânica (Figura 07B), quarteamento (Figura 07C) e pesagem para obtenção de aproximadamente 20 gramas de amostra homogeneizada (Figura 07D). Partiu-se então para a aplicação de 50 mililitros de dispersante (solução NaOH + H₂O) com descanso por 12 horas para que os pelitos quimicamente desagregados se depositassem no fundo do becker de vidro (Figura 07E). Após a decantação, procedeu-se o agitação da solução por 15 minutos e o peneiramento nas frações de 2 milímetros e 0,63 milímetros para retenção dos sedimentos grosseiros e obtenção das

frações silte e argila (Figura 07 F). O retido nas peneiras foi secado em estufa e pesado em balança de precisão para a determinação das diferentes proporções de cascalho e areia contido nas amostras. O material fino foi colocado em um becker para que fossem efetuadas as leituras no granulômetro a laser (Figura 07G). As medidas foram realizadas considerando a dispersão padrão da água com índice de refração de 1,33. O parâmetro padrão (*China Clay Soil Standard*) adotado pelo equipamento considerou o índice de refração média das amostras em 1,55 que corresponde aproximadamente ao índice de refração das argilas caulínicas.

Conforme descrito por Schneider & Souza (2004), a distribuição de tamanhos de esferas equivalentes medidas em um difratometro são decorrentes da interação das partículas com o feixe de luz em um processo conhecido como espalhamento de luz laser de baixo ângulo. De acordo com Rovere *et al.* (2008), este método consiste na passagem das partículas através de um feixe de radiação de luz provocando seu espalhamento em ângulo inversamente proporcional ao seu tamanho. A luz espalhada é coletada pelo detector e analisada com base no padrão de refração. O padrão de um grupo de partículas é idêntico à soma dos padrões individuais de espalhamento de luz de todas as partículas presentes. Como resultado, obtêm-se uma curva de distribuição dos tamanhos destas partículas.

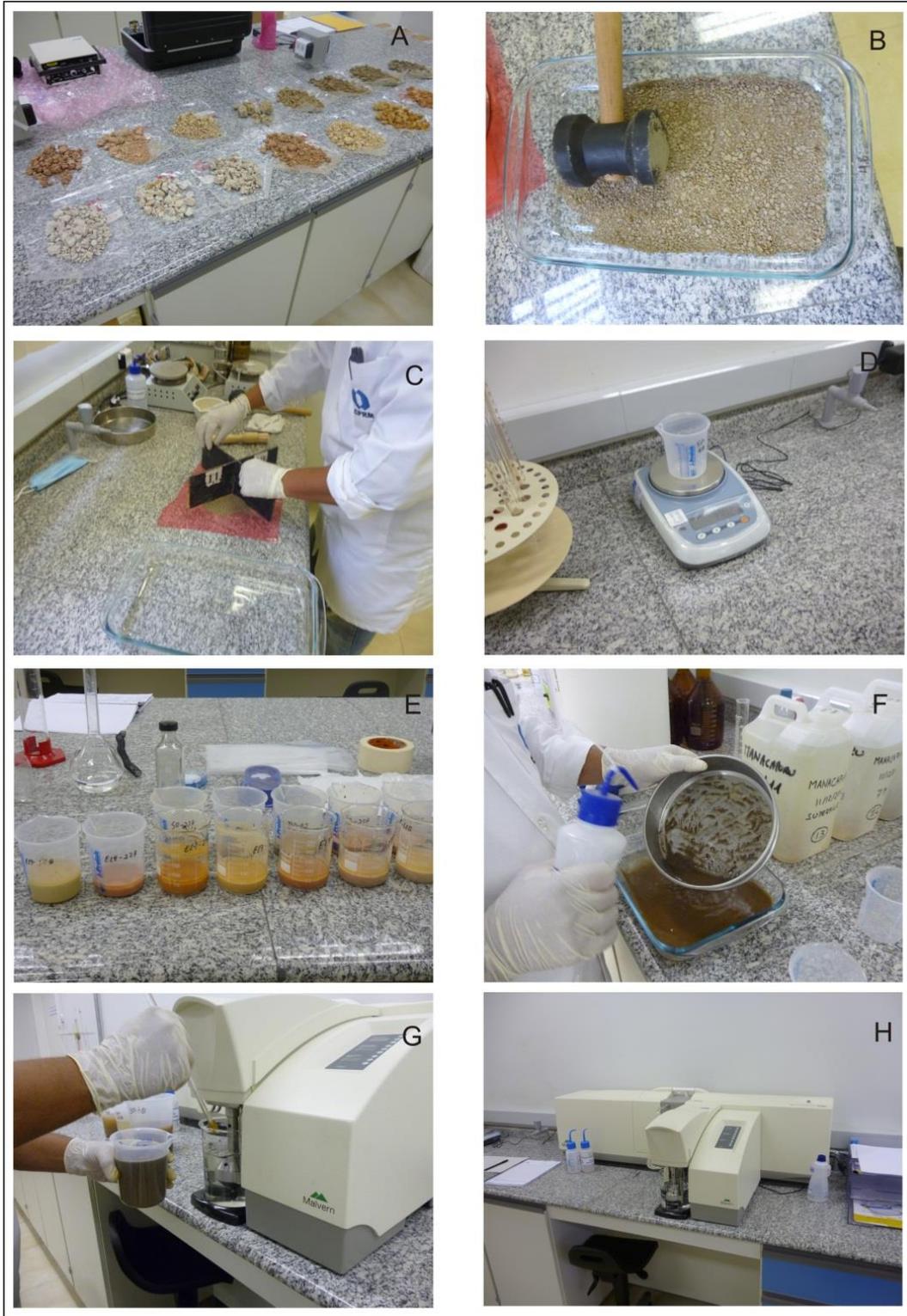


Figura 07 - Procedimentos para análise por granulometria a laser. (A) secagem das amostras a temperatura ambiente; (B) desagregação mecânica das amostras (C) homogeneização e quarteamento das amostras; (D) pesagem da alíquota inicial; (E) dissolução das amostras no defloculante; (F) peneiramento para separação das frações indesejadas; (G) aplicação das amostras no granulômetro e (H) tomada geral do granulômetro a laser Malvern Mastersize

5.5. ANÁLISES EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

As análises em MEV foram efetuadas no Laboratório de Técnicas Mineralógicas do DEGEO (UFAM) sob supervisão da Professora Dra. Carolina Michelin de Almeida, utilizando o aparelho Modelo Quanta-250 fabricado pela FEI acoplado com analisador de espectroscopia por dispersão de raios-x (EDS-EDAX).

Os critérios adotados para a escolha das amostras resultaram dos ensaios granulométricos prévios efetuados em amostras de sedimentos dos três níveis de terraços fluviais estudados na área de estudo. Em função do maior percentual de areia, apenas as amostras dos terraços superior (04 amostras) e inferior (03 amostras) foram analisadas. Quantidades variadas de grãos arenosos foram fixadas aleatoriamente aos porta-amostras por meio de fitas dupla-face ou fita de carbono. Posteriormente, foram metalizadas por duas vezes com ouro, visando o aumento da capacidade de condução de elétrons na superfície dos grãos. As análises procederam sob o sistema de alto vácuo (aproximadamente $7,5 \times 10^{-6}$ torr) e com voltagens variando entre 15 e 20 KV. A espessura do feixe de elétrons variou entre 3,0 e 6,0 mm. Procederam-se análises visando à obtenção de imagens superficiais dos grãos através do método dos elétrons secundários, em alguns casos a variação composicional também foi analisada através da utilização do método dos elétrons retroespalhados. Procederam-se algumas análises pontuais de EDS-EDAX, visando identificação da composição química de alguns grãos.

5.6. ANÁLISES QUÍMICAS

Foram coletadas trinta e quatro amostras das fácies pelíticas dos terraços fluviais e dezessete dos níveis de crostas lateríticas ferruginosas visando à execução de análises químicas para detecção das concentrações elementos-traço e Terras Raras – ETR através do método de Análise por Ativação Instrumental de Nêutrons – AAIN. As análises foram realizadas no Instituto de Pesquisa Energéticas e Nucleares - Comissão Nacional de Energia Nuclear da Universidade de São Paulo (IPEN-CNEN/SP) sob supervisão do professor Dr. Casimiro Munita. Inicialmente, efetuou-se a secagem das amostras em estufa por 24 horas a uma temperatura constante de 105°C, desagregação manual em panela de ágata até a obtenção de frações menores que 2.540 mm. A contaminação por sílica nas amostras não teve influência nas análises, pois,

este elemento não foi determinado. Foram utilizadas cerca de 100 mg de amostra, que embaladas em folhas de alumínio sofreram irradiação juntamente com o material de referência por 8 horas na piscina do reator IEA-R1m, com fluxo termal de nêutron da ordem de $5 \times 10^{12} \text{ n.cm}^2.\text{s}^{-1}$. Duas séries de medidas foram conduzidas usando-se um detector de Germânio (hiperpuro), modelo GX 2519 da Canberra, resolução de pico gama do ^{60}C entre 1,90 keV e 1.332,49 KeV com S-100 MCA contendo 8.192 canais. Os elementos K, La, Lu, Na, U e Yb foram medidos após 7 dias e Co, Cr, Cs, Eu, Fe, Sc, Ta, Tb, Th e Zn depois de 25-30 dias. Os cálculos de concentração química e espectro do raio gama foram conduzidos utilizando-se o software *Genie-2000* da Canberra, apropriado para os procedimentos para análise de ativação de nêutrons. Os dados obtidos foram tratados estatisticamente pelos métodos de análise por *clusters* e análise discriminante, com auxílio do método de Ward e a raiz da distância euclidiana.

5.7. ENSAIOS TECNOLÓGICOS

Nesta etapa, foram coletadas amostras de material argiloso, na quantidade mínima de 45 quilogramas em um afloramento e áreas de extração de argila de quatro olarias da área de estudo visando à caracterização tecnológica deste material para seu emprego na produção de agregados calcinados de argila. Os ensaios para detecção das características granulométricas (conforme ABNT-NBR 7181), do limite de plasticidade (conforme ABNT-NBR 7180) e do limite de liquidez (conforme ABNT-NBR 6459) foram realizados no Laboratório de Mecânica dos Solos da UFAM pelo bolsista Pedro Henrique Crisóstomo, sob a supervisão da Professora Dra. Consuelo Alves Frota, com a finalidade de confirmar o potencial destes sedimentos na produção de agregados sintéticos calcinados.

Os ensaios granulométricos consistiram inicialmente na secagem ao ar livre das amostras por 60 dias, separação de 02 Kg de cada amostra quarteada (01 Kg para amostra e 01 Kg para contra-amostra) desagregação mecânica (Figura 08A) e peneiramento das frações menores que 2,0 mm (Figura 08B e C), conforme recomendado pela ABNT-NBR 6457. Após o peneiramento, em obediência à ABNT-NBR 7181, preparou-se uma solução contendo 70 g de amostra e 125 cm^3 de hexametáfosfato de sódio ($\text{Na}_{16}\text{P}_{14}\text{O}_{43}$) visando a defloculação dos sedimentos finos, que foram colocados em repouso por 12 horas (Figura 08D) e posteriormente dispersados por 15 minutos com adição de água destilada. Após esse processo de preparação, iniciaram-se as séries

de leituras de densidade e temperatura. Foi efetuado o cálculo da umidade hidrosfópica de cada amostra através do aquecimento em estufa por 24 horas a 110°C.

O ensaio para verificação do limite de liquidez das amostras obedeceu às recomendações da ABNT-NBR 6459, e consistiu na secagem das amostras ao ar livre, peneiramento de 200 gramas de amostra para obtenção de frações menores que 2,0 mm e homogeneização em água destilada dentro de uma cápsula de porcelana por 30 minutos. Após a preparação inicial, as amostras úmidas homogeneizadas foram colocadas em um aparelho de Casagrande (Figura 08E), que consiste em uma concha metálica acoplada a uma manivela que ao ser acionada golpeia uma base de ferro. Foi aberta uma ranhura simétrica à concha de Casagrande em cada amostra por meio de um cinzel separando-as em duas partes iguais. Procedeu-se, então, o golpeamento das amostras para a marcação dos pontos de fechamento da ranhura na ordem de 1cm. Posteriormente as amostras foram pesadas e colocadas em estufa.

O último ensaio realizado obedeceu ao disposto na ABNT-NBR 7180, para verificação do limite de plasticidade das amostras. O procedimento de preparação é idêntico ao realizado no ensaio para verificação do limite de liquidez, consistindo na secagem, peneiramento e homogeneização das amostras. Para a verificação do limite de plasticidade do material foi moldado manualmente sobre uma placa de vidro, utilizando-se 10 gramas para cada amostra, um cilindro de 03 mm de espessura (Figura 08F) que foi esmerilhado por 05 vezes consecutivas. Posteriormente os cilindros foram pesados e colocados em cápsulas metálicas para secagem em estufa por 24 horas a 110°C, para que seja novamente pesada.

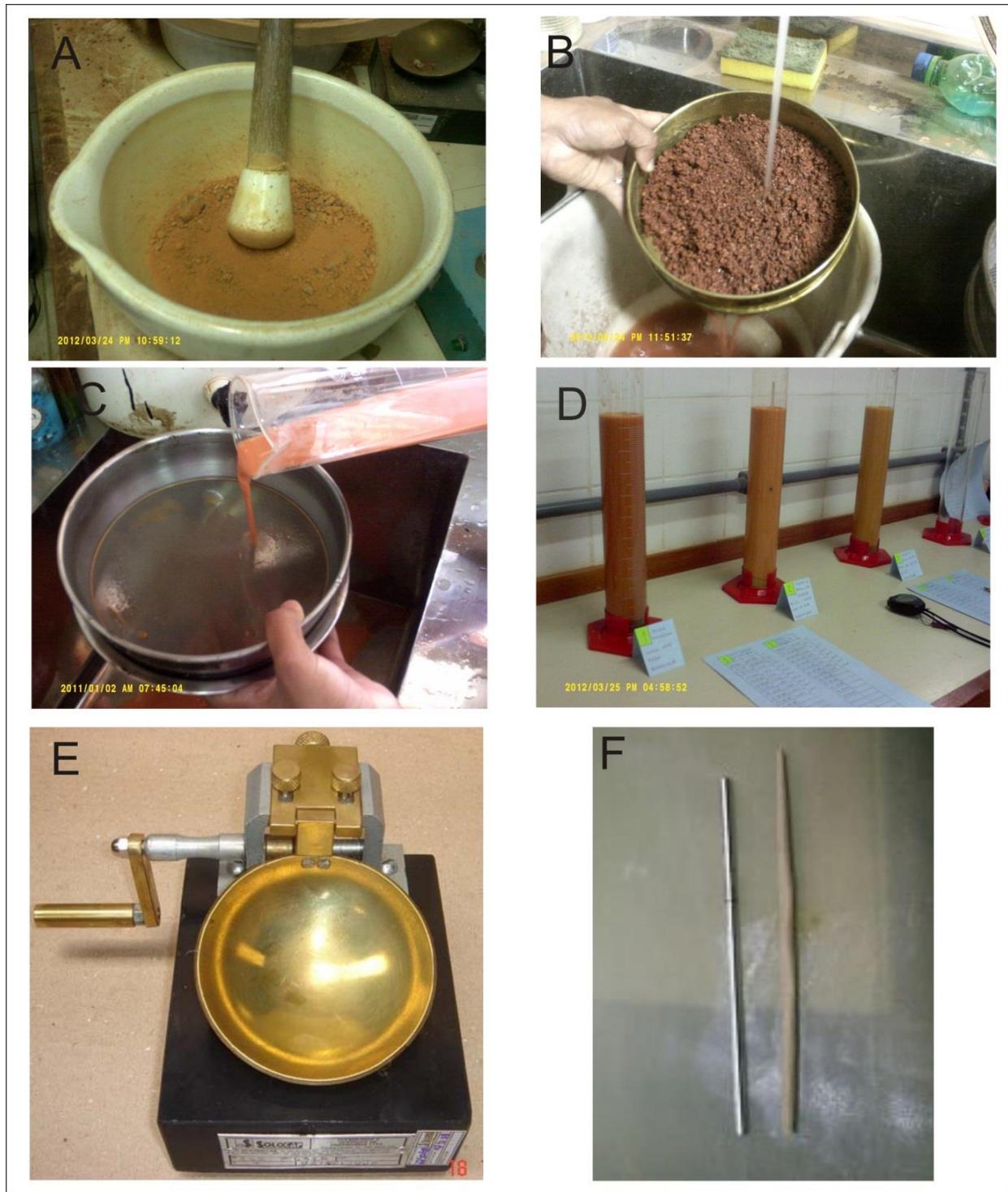


Figura 08 – Procedimentos dos ensaios tecnológicos realizados no Laboratório de Mecânica dos Solos da UFAM. Em (A) desagregação mecânica das amostras. (B) e (C) Processos de separação granulométrica por peneiramento a úmido. (D) Defloculação das amostras em solução de hexametáfosfato de sódio ($\text{Na}_{16}\text{P}_{14}\text{O}_{43}$). Em (E) o aparelho de casagrande utilizado na medição do limite de liquidez. (F) Molde cilíndrico utilizado para a medição do limite de plasticidade.

Utilizou-se a classificação de Jenkins (Caputo 1998) para determinação do índice de plasticidade (IP) das amostras (Figura 09). O IP é uma função da umidade das amostras analisadas e pode ser obtida pela relação do Limite de Liquidez (LL) e Limite de Plasticidade (LP), conforme a seguinte equação:

$$IP = LL - LP.$$

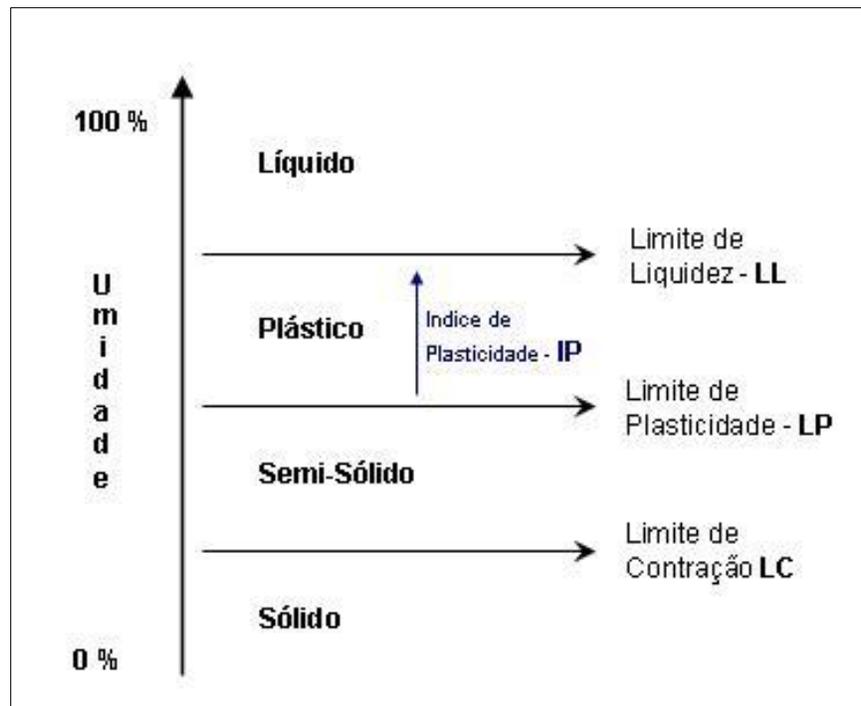


Figura 09 – Gráfico demonstrativo do IP em função da umidade das amostras

6. GEOLOGIA DA ÁREA

Por meio da organização dos dados obtidos através do mapeamento geológico e da análise de produtos de sensores remotos das áreas do Careiro-Castanho e Autazes foi possível a definição de núcleos aflorantes do embasamento Cretáceo e Neógeno, representado pelas formações Alter do Chão e Novo Remanso, respectivamente. Estes núcleos são circundados por três níveis distintos de terraços fluviais quaternários, de distribuição assimétrica, dispostos paralelamente ao canal atual do Sistema fluvial Solimões-Amazonas (Figura 10).

6.1. EMBASAMENTO GEOLÓGICO

O embasamento geológico, situado em cotas variando entre 100 e 50 metros de altitude, é constituído por arenitos, pelitos e conglomerados de coloração esbranquiçada, amarelada e avermelhada, por vezes, intensamente oxidados, que totaliza aproximadamente 15% da área de estudo. Os litotipos, relacionados às Formações Alter do Chão e Novo Remanso, ocorrem em núcleos isolados que se estendem por cerca de 150 km, alongados nas direções N45E e E-W, sendo delimitados por lineamentos estruturais ou zonas de falhas de direção geral NE-SW, NW-SE e E-W. Geomorfologicamente, o embasamento apresenta um relevo dissecado formado por colinas e platôs sustentados por níveis de paleossolos lateríticos ferruginosos recobertos por níveis pisolíticos e latossolo amarelo. Foram individualizados três níveis de paleossolos distintos, no topo da unidade cretácea (Formação Alter do Chão), na porção intermediária e no topo da unidade miocena (Formação Novo Remanso), que definem superfícies de descontinuidade. Estes paleossolos apresentam espessuras variando desde algumas dezenas de centímetros até poucos metros e foram denominados informalmente neste estudo de superfícies S_1 , S_2 e S_3 , da base para o topo, respectivamente. Por vezes, os níveis de paleossolos mostram-se desmantelados originando acúmulos de blocos métricos nas bases dos afloramentos ou estão ausentes, dificultando a correlação e o empilhamento estratigráfico em campo. Por esses motivos as formações Alter do Chão e Novo Remanso foram agrupadas em uma única unidade, denominada de embasamento geológico Cretáceo-Neógeno (Figura 10).

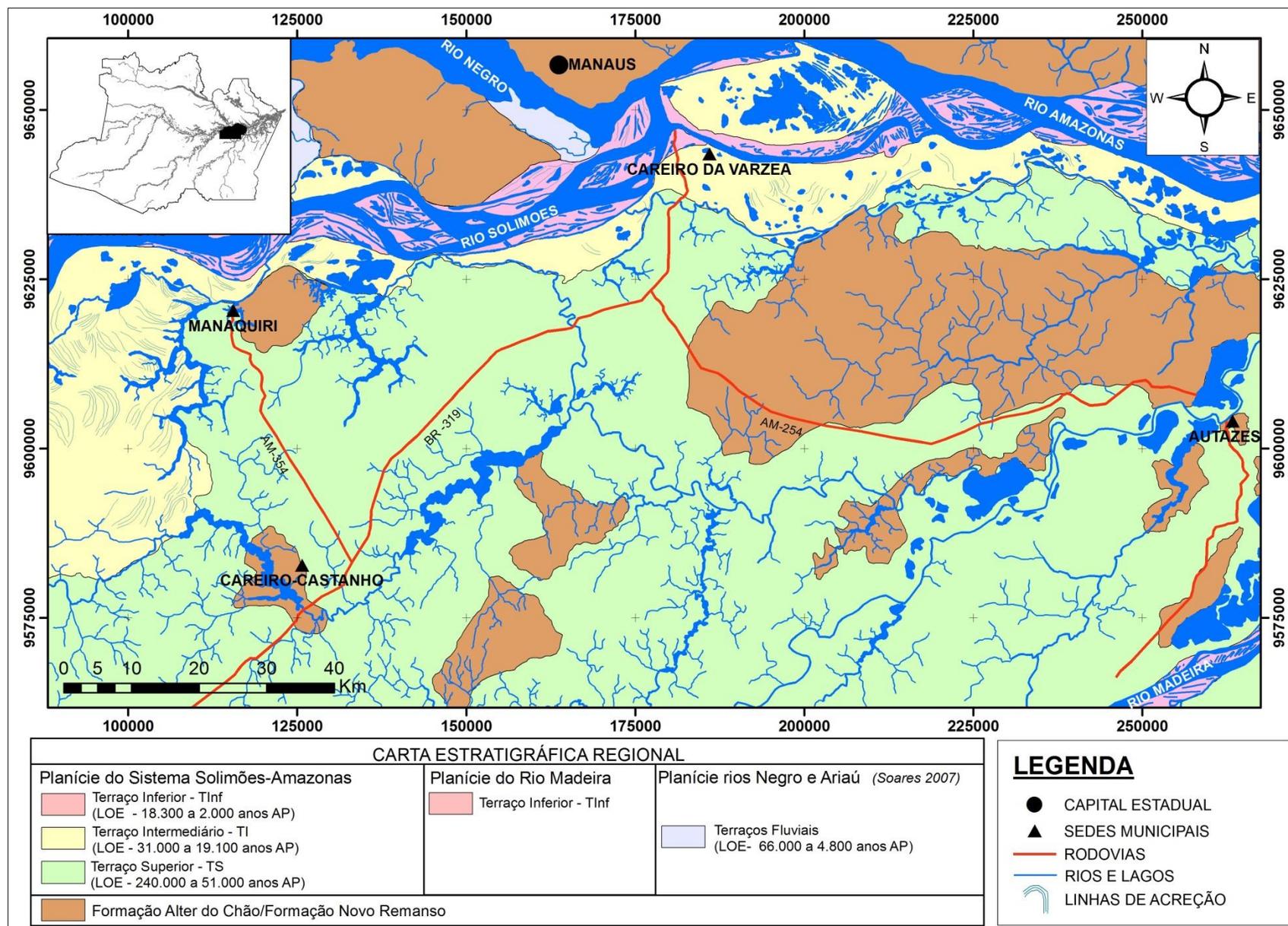


Figura 10 - Mapa Geológico da área de estudo com a delimitação das unidades geológicas aflorantes nas regiões do Careiro-da-várzea, Careiro-Castanho, Manaquiri e Autazes (Amazônia Central).

A Formação Alter do Chão é constituída principalmente de arenitos ferruginizados, finos a médios, de coloração variando de amarelada a avermelhada, enriquecidos em óxidos e/ou hidróxidos de ferro (Figura 11). Internamente, estes arenitos apresentam estratificação plano-paralela, cruzada tabular e cruzada acanalada (Figura 12). Em menores proporções, esta unidade exhibe fácies siltosas e argilosas, caulínicas, de aspecto maciço, com cores variando de branco a creme.



Figura 11 - Bloco de arenito ferruginizado da Formação Alter do Chão observado na margem da rodovia AM-254 (Ponto ELZ 62)

Os litotipos atribuídos à Formação Novo Remanso distribuem-se de forma irregular e descontínua sobre a Formação Alter do Chão, assentados sobre a superfície S_1 , ou em alguns casos, recobrimo diretamente os litotipos cretáceos. Apresenta espessura aflorante de aproximadamente 3 metros e neste estudo foi dividida em duas partes distintas, denominadas informalmente de superior e inferior, separadas pelo paleossolo laterítico S_2 (Figuras 13 e 14) e diferenciadas pela variação granulométrica, definindo uma sequencia deposicional granodecrescente ascendente (Figura 13). A unidade inferior é predominantemente arenosa com granulometria variando de fina a média, coloração variando de amarelada a tons avermelhados, mostrando-se por vezes, intensamente ferruginizada, litificada e com estratificação plano-

paralela, ao passo que a unidade superior é representada por rochas sedimentares psâmo-pelíticas maciças e friáveis de coloração esbranquiçada.

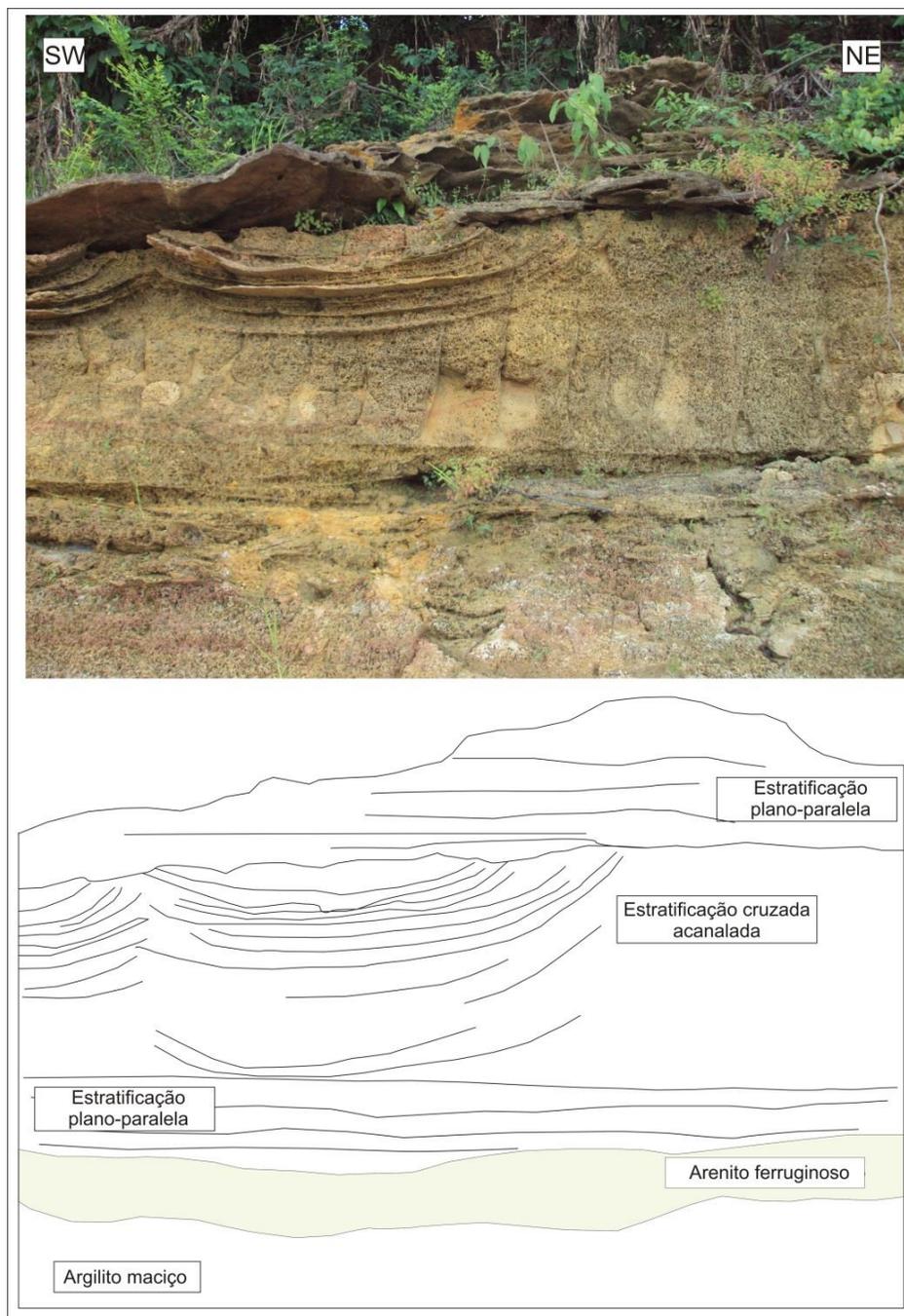


Figura 12 - Arenito com estratificações plano-paralelas e acanaladas sobreposto a pelito maciço da Formação Alter do Chão (Ponto ELZ 39).

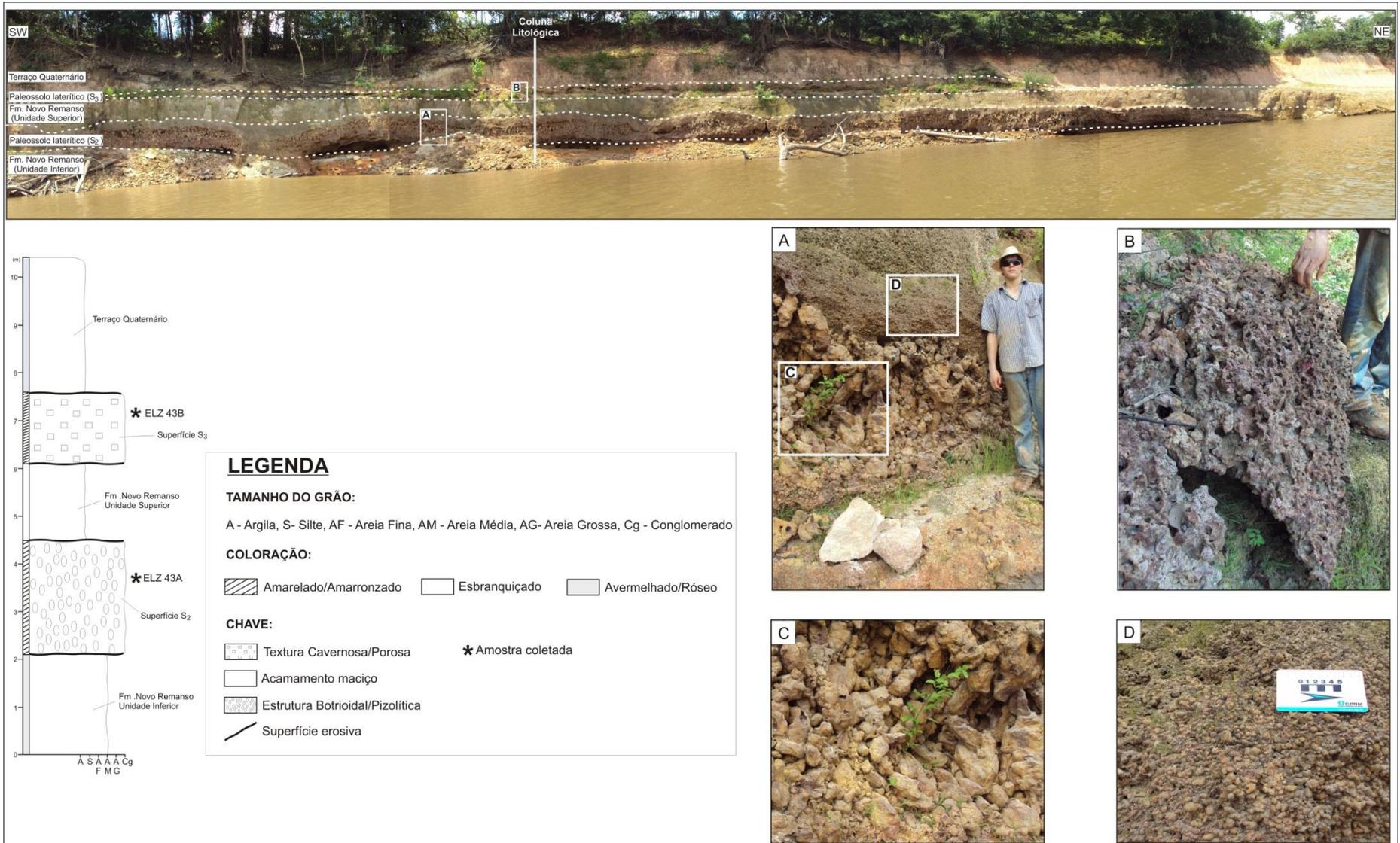


Figura 13 - Paleossolos lateríticos (S_2 e S_3) individualizando as unidades inferior e superior da Formação Novo Remanso em afloramento na margem do rio Castanho (Ponto ELZ 43). Na base do perfil, a unidade inferior da Formação Novo Remanso é constituída de arenito amarelado a avermelhado, fino a médio, sobreposto pelo paleossolo laterítico S_2 de aspecto botrioidal (detalhe C) e cavernoso recoberto por nível de pisólitos (detalhe D). A unidade superior é composta de arenito muito fino, argiloso, esbranquiçado com acamamento maciço, sendo recoberta pelo paleossolo S_3 que consiste em uma crosta laterítica ferruginosa cavernosa. No topo, a unidade miocena é recoberta por depósitos fluviais quaternários do rio Castanho.

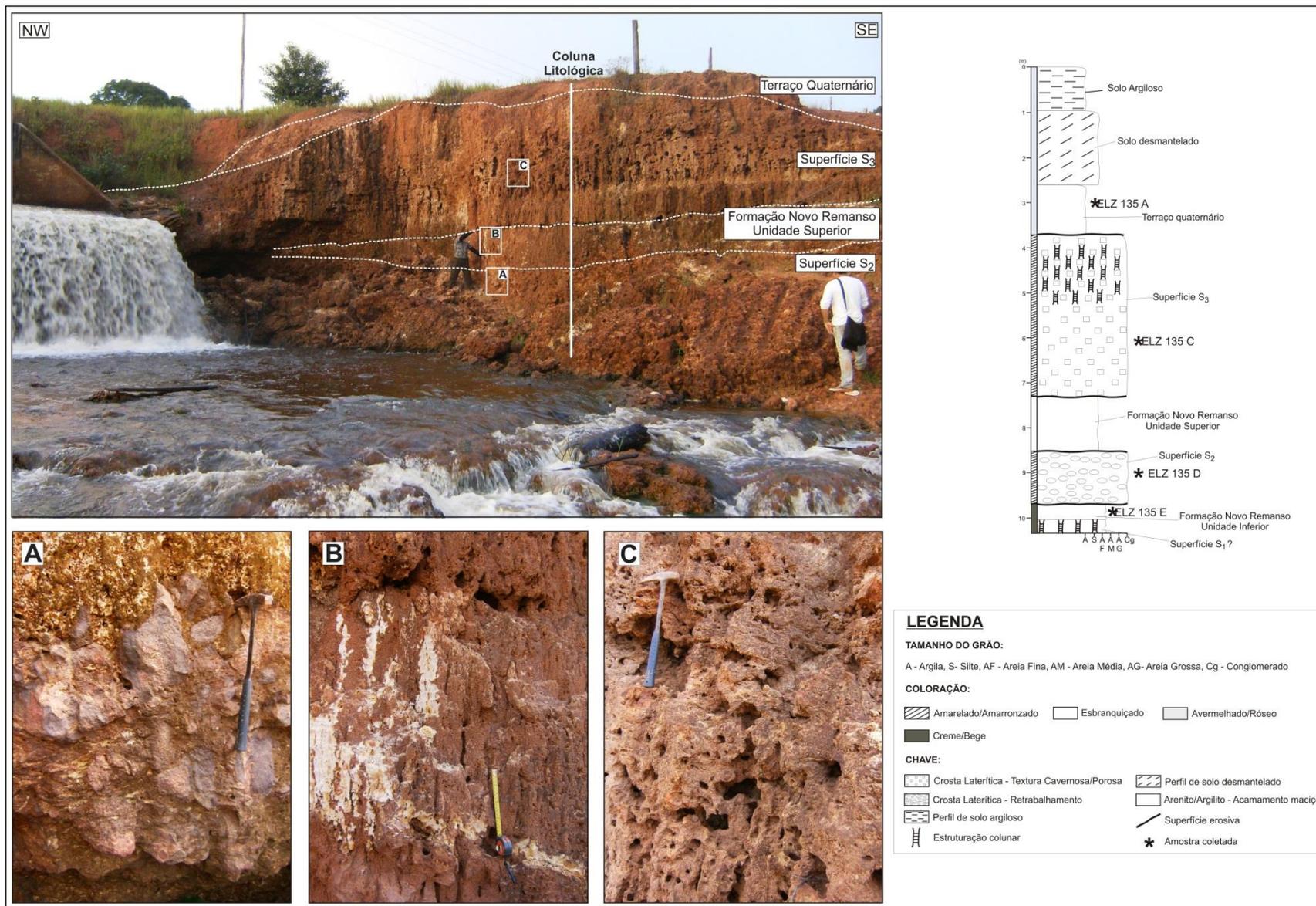


Figura 14 – Seção panorâmica mostrando os paleossolos S₂ e S₃ recobrendo, respectivamente, as unidades inferior e superior da Formação Novo Remanso (Ponto ELZ 135). O detalhe (A), relacionado à Superfície S₂ ilustra um perfil fragmentado contendo clastos de arenito ferruginizado e pedaços de crosta laterítica imersos em uma matriz argilosa. O detalhe B ilustra o arenito fino caulínico, de coloração esbranquiçada da porção superior da Formação Novo Remanso. O detalhe C mostra crosta ferruginosa (S₃) com estruturação predominantemente cavernosa, apresentando subordinadamente estrutura colunar incipiente.

6.1.1. SUPERFÍCIES DE DESCONTINUIDADE – PALEOSSOLOS LATERÍTICOS

Foram individualizadas três superfícies de descontinuidade distintas, representadas por níveis de paleossolos lateríticos que delimitam o topo da Formação Alter do Chão (S_1), bem como a porção intermediária (S_2) e o topo da Formação Novo Remanso (S_3), conforme as características descritas abaixo:

6.1.1.1. SUPERFÍCIE S_1

A superfície S_1 é representada por um nível de paleossolo laterítico ferruginoso de espessura métrica, estruturação colunar e aspecto cavernoso pronunciados, ocorrendo “*in situ*” sobre a Formação Alter do Chão e ocasionalmente na forma de blocos rolados nas encostas de elevações topográficas, em função do dismantelamento nas escarpas. Esta superfície é facilmente reconhecida na região de Autazes, às margens do rio Madeirinha (Figura 15), sendo responsável pela sustentação do relevo da região. Localmente este paleossolo pode ocorrer com estruturação colunar ou apresentando pouca estruturação interna (Figura 16). Nas cotas mais altas evolui para níveis pisolíticos que são sucedidos por espessos perfis de latossolo amarelo (Figura 17).

6.1.1.2. SUPERFÍCIE S_2

A S_2 ocorre na porção intermediária da Formação Novo Remanso, e permitiu a subdivisão desta unidade em duas porções distintas: superior e inferior. Esta superfície de descontinuidade ocorre em afloramentos ao longo da BR-319 e nas margens do rio Castanho. É representada por uma crosta laterítica ferruginosa com espessura métrica, contendo da base para o topo níveis com: (a) feições de retrabalhamento de clastos de arenito e crostas laterítica, ambos ferruginosos, imersos em uma matriz avermelhada sem estruturação; (b) crosta de aspecto botrioidal a maciço e, (c) crosta de nível pisolítico (0,5 - 2,5 cm) a maciço (Figuras 13 e 14).

6.1.1.3. SUPERFÍCIE S_3

A superfície S_3 ocorre no topo da Formação Novo Remanso, sendo recoberta por depósitos fluviais quaternários. Apresenta espessura média variando de 2 a 3 metros, sustenta o relevo (Figura 18) e registra boas exposições nas margens do rio Castanho, do lago Mamori e na BR-319. Ocorre na forma de uma crosta laterítica ferruginosa bem desenvolvida, com estruturação colunar incipiente e textura variando de cavernosa a porosa (Figura 14).



Figura 15 - Crosta laterítica ferruginosa de aspecto colunar (Superfície S₁), de espessura métrica, sobreposta a Formação Alter do Chão e sobreposta por depósito de Terraço Fluvial Quaternário na margem esquerda do Rio Madeirinha (Ponto ELZ-17).



Figura 16 - Crosta laterítica ferruginosa da Superfície S₁ sobreposta por terraço fluvial quaternário nas margens do Rio Madeirinha, na área portuária da sede municipal de Autazes (Ponto ELZ 77).



Figura 17 - Latossolo amarelo, de espessura métrica, desenvolvido sobre nível pisolítico, sobreposto por sua vez ao embasamento geológico aflorante na rodovia AM-254 (Ponto ELZ 14).



Figura 18 - Blocos rolados do paleossolo S3, caracterizado por crosta laterítica de aspecto cavernoso na comunidade do Divino Espírito Santo, às margens do Lago Mamori (Ponto ELZ 29).

6.2. TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS

A caracterização das unidades morfoestratigráficas da planície aluvial do sistema fluvial Solimões-Amazonas foi baseado na análise de produtos de sensores remotos e levantamentos de campo, que incluiu o mapeamento geológico, a confecção de seções panorâmicas e seções colunares na escala de afloramento. A planície aluvial deste sistema, no trecho entre os municípios de Careiro-Castanho e Autazes, é constituída de três níveis de terraços fluviais denominados informalmente de superior, intermediário e inferior. Possuem distribuição assimétrica, declive geral de direção sul para norte e comportam-se como faixas alongadas paralelas ao sistema fluvial Solimões-Amazonas.

6.2.1. TERRAÇO SUPERIOR (TS)

O TS é a unidade quaternária mais antiga da planície aluvial do sistema Solimões-Amazonas, localiza-se mais afastada dos canais atuais e corresponde à planície de inundação inativa destes rios (Figura 10). Esta unidade recobre aproximadamente 60% da área de estudo e suas melhores exposições ocorrem nos cortes da BR-319 nas proximidades de Careiro-Castanho, na estrada de Manaquiri e nas margens dos rios Castanho e Mamori. O topo desta unidade apresenta cota máxima em torno de 80 metros na porção sul da área e mínima de 30 metros nas proximidades do contato com o TI, mais ao norte, conforme se observa na carta topográfica do Exército Brasileiro (Folha SA 20-Z-D-V-2, 1984). O padrão geomorfológico é caracteristicamente marcado pela dissecação moderada do relevo, que se relaciona à predominância do padrão subretangular a subdendrítico da rede de drenagem, apresentando resquícios da morfologia deposicional na forma de linhas de acreção de antigas barras de pontal que propiciaram o desenvolvimento de uma sucessão de colinas arredondadas e vales com declividade suave (Figura 19). Desenvolvem-se sobre esta unidade lagos retilíneos e ramificados que constituem antigas drenagens represadas, classificadas por Dumont (1993) como lagos represados. Esta unidade é recoberta por solo predominantemente argiloso, de coloração amarelo-alaranjada, com espessura variando de alguns centímetros até aproximadamente um metro em alguns locais (Figura 20), que serve de suporte ao desenvolvimento de uma vegetação de grande porte.

Internamente, os depósitos relacionados ao TS são predominantemente constituídos por camadas de lama (silte e argila) de coloração variando de branco a avermelhada (Figura 20) que se intercalam com camadas arenosas subordinadas, compondo pares de estratificações heterolíticas inclinadas (EHI) nas feições de barra de pontal observadas (Figuras 20 e 21). Os pares estratificados apresentam inclinações que variam da ordem de 10° a 45° conforme observado no ponto ELZ 27 próximo a Careiro-Castanho. As camadas de areia apresentam granulação fina a média, coloração variando de amarelada a avermelhada e espessura variando desde poucos centímetros até alguns metros.



Figura 19 - (A) Relevo levemente dissecado composto por colinas e vales suaves típico do domínio geomorfológico do Terraço Superior (Ponto ELZ 24). (B) Cristas e depressões no Terraço Superior, na margem esquerda do lago Mamori (Ponto ELZ 29). Internamente, as linhas tracejadas brancas indicam a estratificação heterolítica inclinada das barras em pontal.

Ensaio granulométricos realizados em dezesseis amostras do TS (Tabelas 03 e 04) demonstram a existência de duas populações estatisticamente distintas (Figura 22), relacionadas à alternância das camadas arenosas e pelíticas que formam os pares de EHI contidos nas barras de pontal estudadas. As camadas de lama correspondem a grãos de silte e argila pobremente selecionados, com baixa assimetria e mesocurtose. As camadas arenosas são compostas por grãos de areia fina a média, com assimetria positiva e predominantemente leptocurticos. Em que pese à franca predominância das frequências das classes granulométricas areia média e fina (ϕ variando de 2 a 3) nos membros mais arenosos das EHI (Figuras 22 e 23), fica evidente sua melhor seleção do que a encontrada nas camadas predominantemente pelíticas, tendo em vista que as frequências simples das classes granulométricas silte médio, silte fino, silte muito fino e argila grosseira (ϕ variando de 5 a 8) apresentam relativa homogeneidade nas lammas estudadas (Figuras 22 e 23).

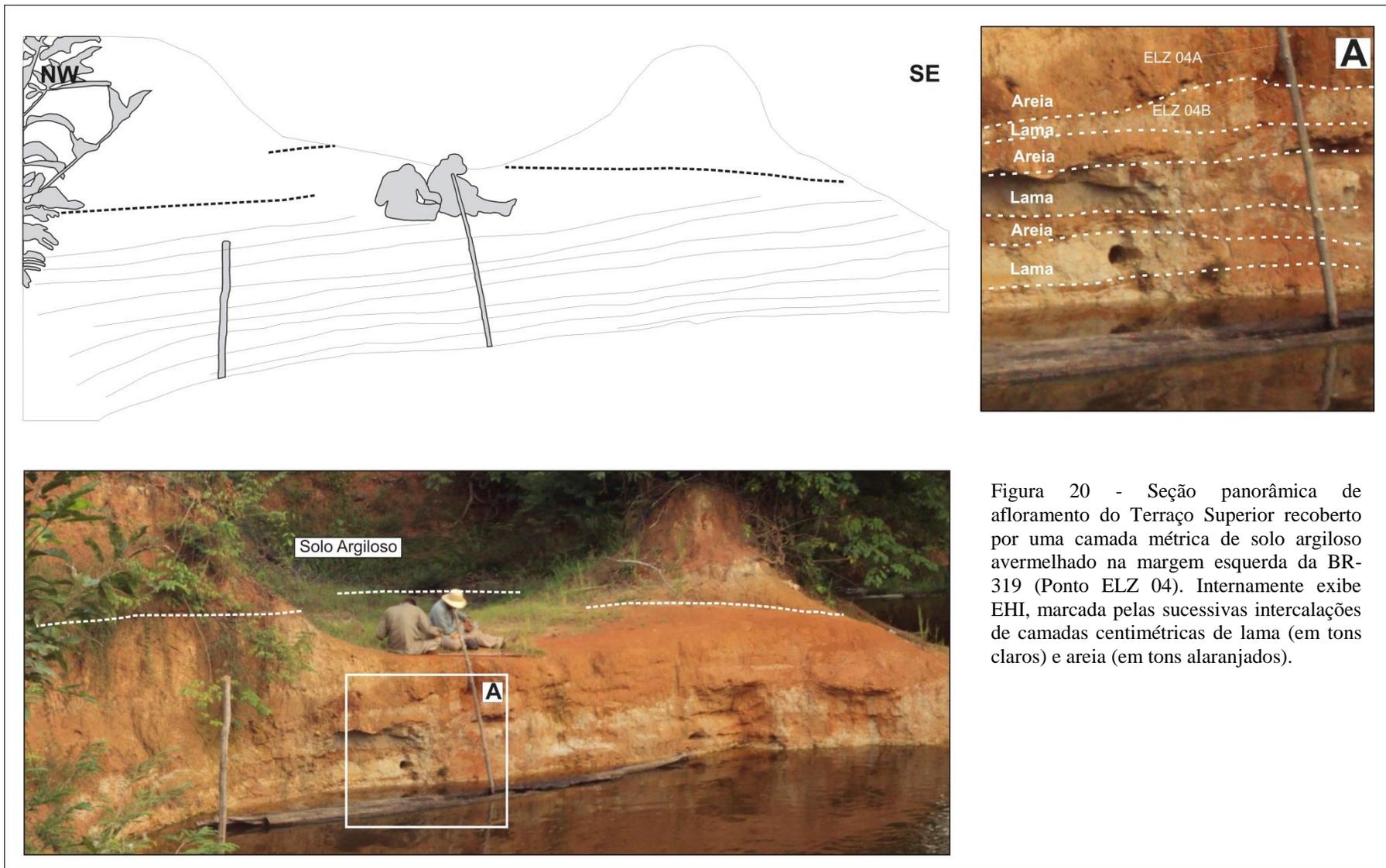


Figura 20 - Seção panorâmica de afloramento do Terraço Superior recoberto por uma camada métrica de solo argiloso avermelhado na margem esquerda da BR-319 (Ponto ELZ 04). Internamente exibe EHI, marcada pelas sucessivas intercalações de camadas centimétricas de lama (em tons claros) e areia (em tons alaranjados).

Análises MEV realizadas em quatro amostras das camadas arenosas das barras em pontal do TS permitiram a observação do predomínio de grãos quartzosos com morfologia variando de sub-arredondados a arredondados. Observou-se nas superfícies dos grãos analisados uma variedade de microestruturas incluindo entre elas formas de impacto do tipo “*v-shapes*” (Figura 24), faturamento conchoidal, bordas de abrasão, estruturas em degraus resultantes do desgaste sofrido no transporte (Figura 25) e algumas raras cavidades resultante de processos de dissolução química.

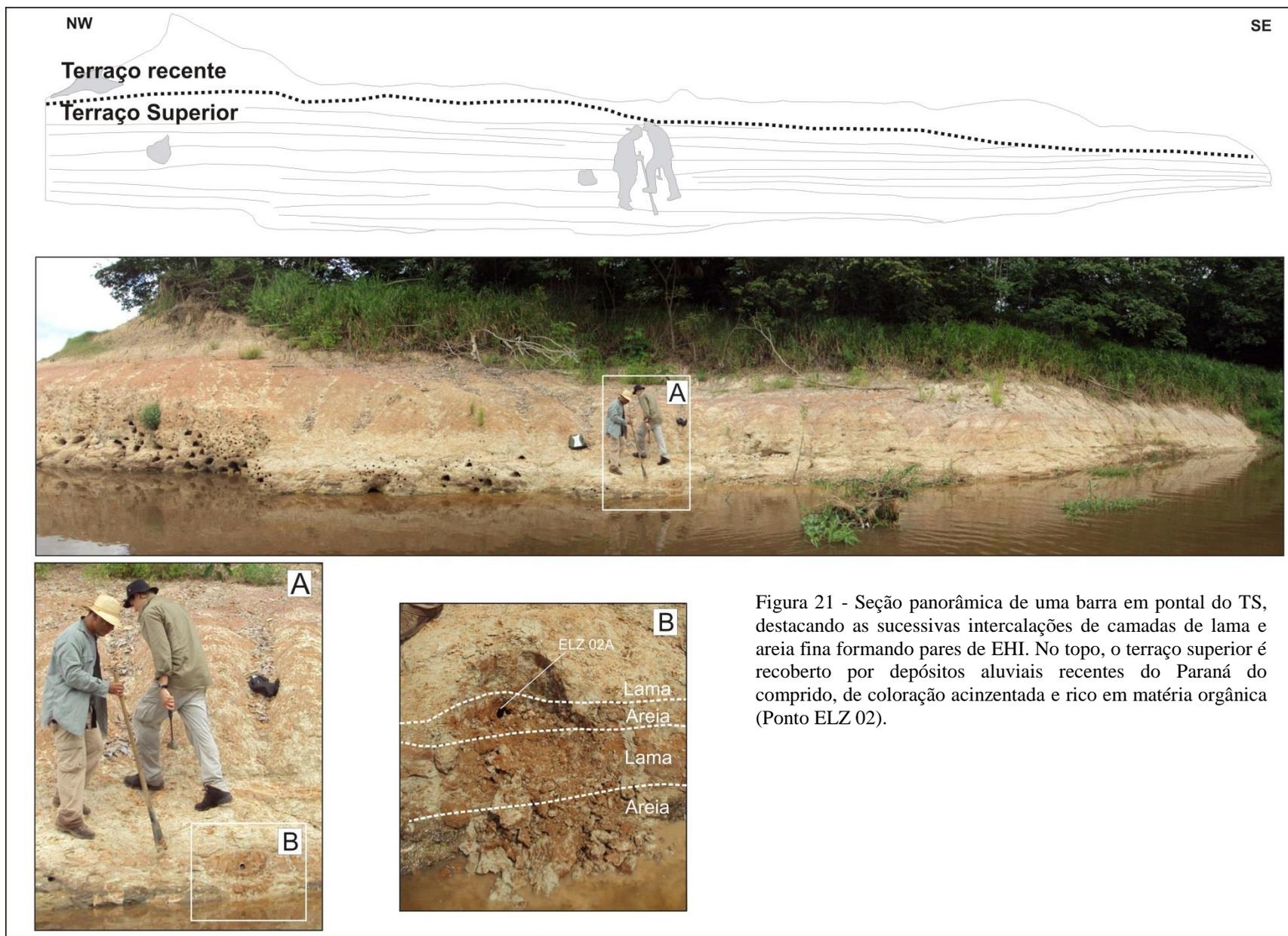


Figura 21 - Seção panorâmica de uma barra em pontal do TS, destacando as sucessivas intercalações de camadas de lama e areia fina formando pares de EHI. No topo, o terraço superior é recoberto por depósitos aluviais recentes do Paraná do comprido, de coloração acinzentada e rico em matéria orgânica (Ponto ELZ 02).

Tabela 03 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos através do software Sysgran 3.0 para as amostras do TS.

AMOSTRA	MÉDIA	MEDIANA	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
ELZ 3B	2.209	2.167	0.5252	0.206	1.088
ELZ 4B	2.374	2.319	0.5571	0.1791	1.11
ELZ 6B	2.638	2.725	0.6795	-0.3013	1.204
ELZ 10B	1.509	1.511	NAN	NAN	NAN
ELZ 11B	1.204	1.147	0.6773	0.09244	0.9718
PD 25A	6.618	6.72	1.823	-0.04327	0.9963
ELZ 03C	5.971	6.032	1.691	-0.003183	0.9235
ELZ 16A	6.078	6.189	1.785	-0.009565	0.923
ELZ 18A	6.636	6.716	1.513	-0.04997	1.092
ELZ 22B	5.744	5.769	1.687	0.03916	0.8567
ELZ 24B	5.925	5.89	1.824	0.1085	0.9101
ELZ 33A	5.61	5.526	1.817	0.1173	0.7603
ELZ 51A	5.825	5.825	1.757	0.08133	0.8831
ELZ 54C	6.457	6.449	1.562	0.03243	1.048
ELZ 66B	6.15	6.12	1.682	0.08256	0.995
ELZ 76C	5.988	5.964	1.727	0.08394	0.9737

Tabela 04 – Classificação simplificada de Folk & Ward (1957) baseada nos parâmetros estatísticos das amostras do TS obtida através do software Sysgran 3.0.

AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	% Areia	% Silte	% Argila
ELZ 3B	Areia fina	Moderadamente selecionado	Positiva	Mesocúrtica	99.29	0.7086	0
ELZ 4B	Areia fina	Moderadamente selecionado	Positiva	Leptocúrtica	99.49	0.5064	0
ELZ 6B	Areia fina	Moderadamente selecionado	Muito negativa	Leptocúrtica	99.94	0.06205	0
ELZ 10B	Areia média	Bem selecionado	Muito positiva	Leptocúrtica	99.55	0.45	0
ELZ 11B	Areia média	Moderadamente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	99.98	0.02001	0
ELZ 122A	Silte fino	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	8.817	71.35	19.83
ELZ 03C	Silte médio	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	13.48	76.84	9.681
ELZ 16A	Silte fino	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	13.95	72.55	13.5
ELZ 18A	Silte fino	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	5.056	79.09	15.85
ELZ 22B	Silte médio	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Platicúrtica	17.54	74.46	8.002
ELZ 24B	Silte médio	Pobrememente selecionado	Positiva	Mesocúrtica	15.16	71.72	13.12
ELZ 33A	Silte médio	Pobrememente selecionado	Positiva	Platicúrtica	24.73	66.11	9.162
ELZ 51A	Silte médio	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Platicúrtica	16.44	73.11	10.45
ELZ 54C	Silte fino	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	6.205	79.23	14.57
ELZ 66B	Silte fino	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	9.026	78.08	12.89
ELZ 76C	Silte médio	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	12.61	75.53	11.86

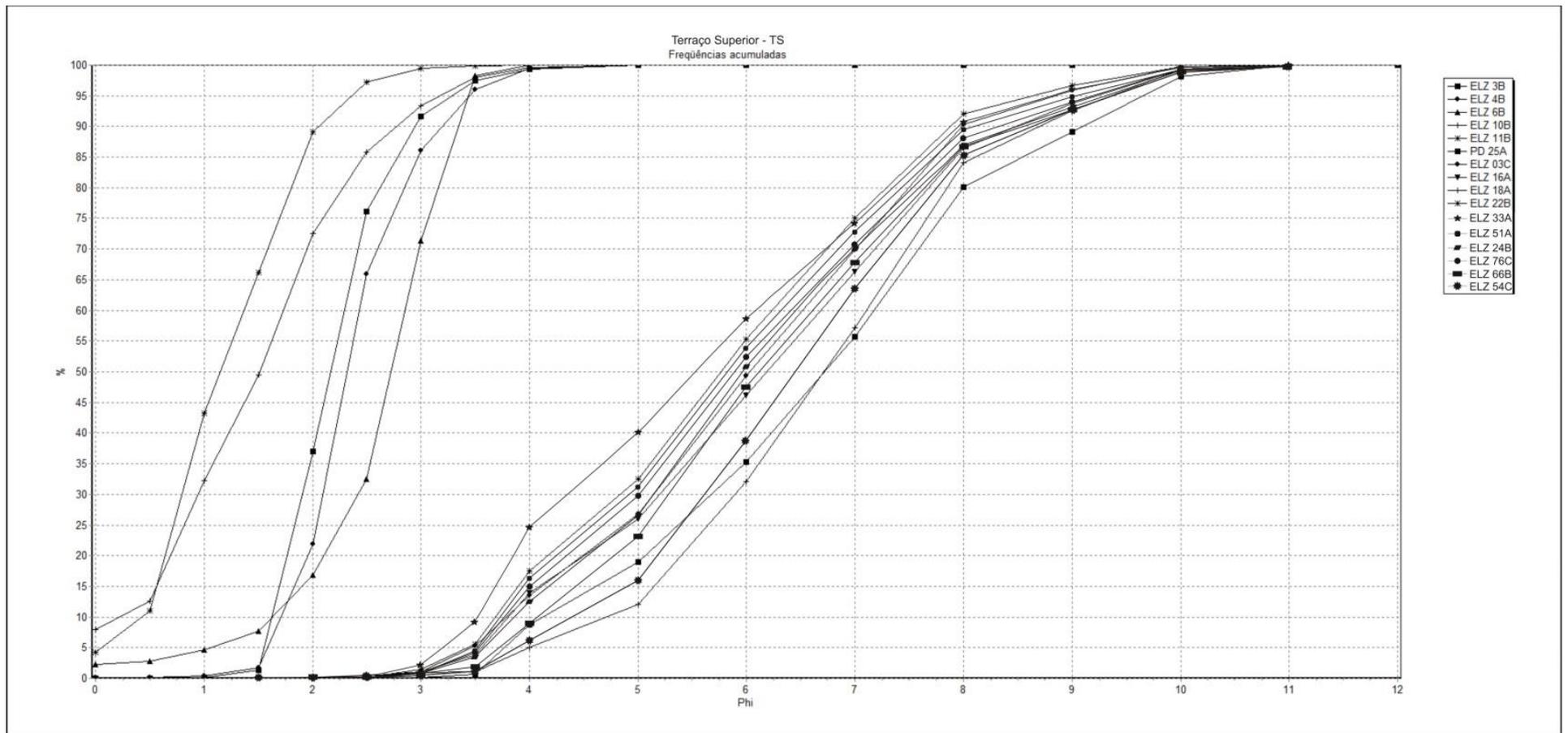


Figura 22– Gráfico de frequências acumuladas obtido através do software Sysgran 3.0 para as amostras do TS

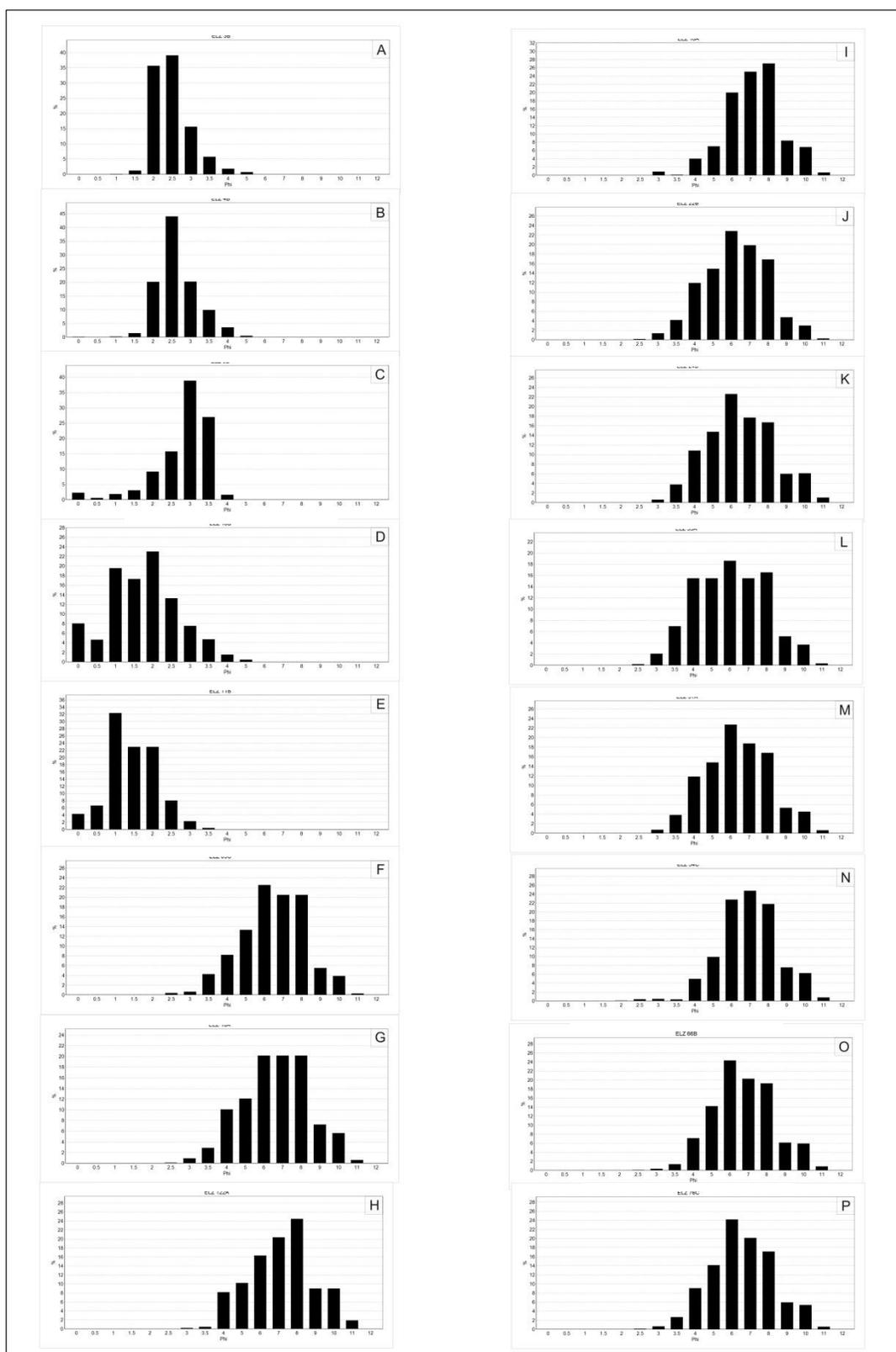


Figura 23 - Histogramas obtidos através do software Sysgran 3.0 para as análises granulométricas do TS. Destaca-se que entre as amostras (A) e (E) é evidente a predominância das frações arenosas, ao passo que de (F) a (P) a fração silte é a mais abundante.

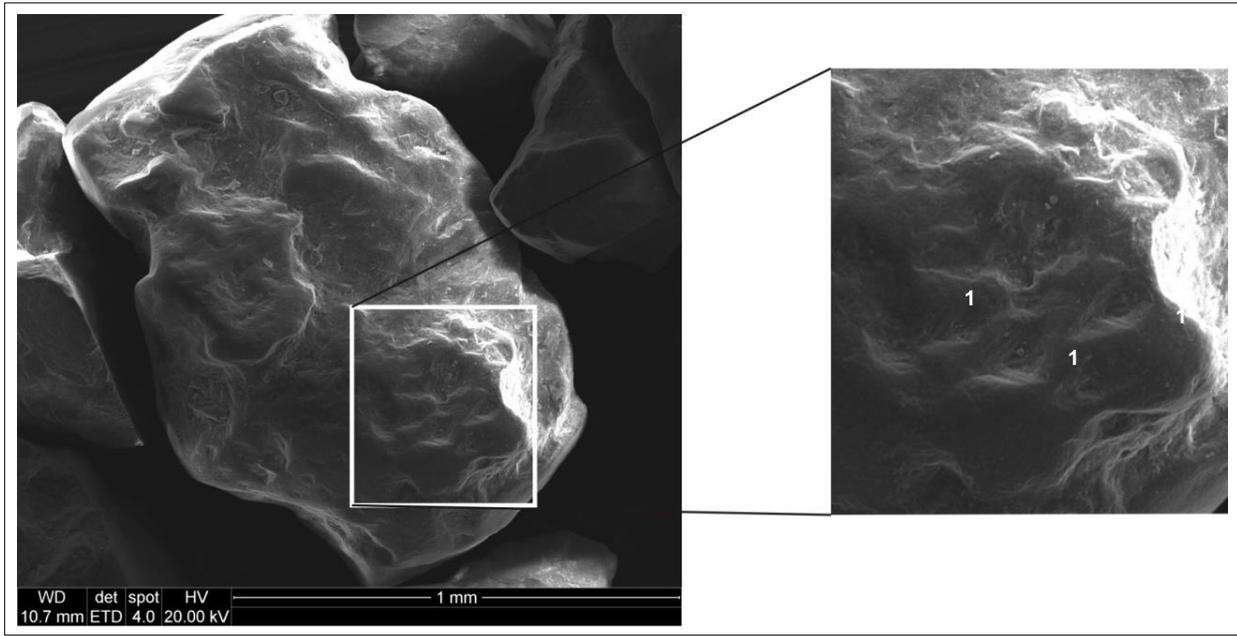


Figura 24 – Grão de quartzo sub-arredondados da amostra ELZ 10B apresentando microtexturas de impacto do tipo “V-shapes”, destacados ao lado pelo número 1.

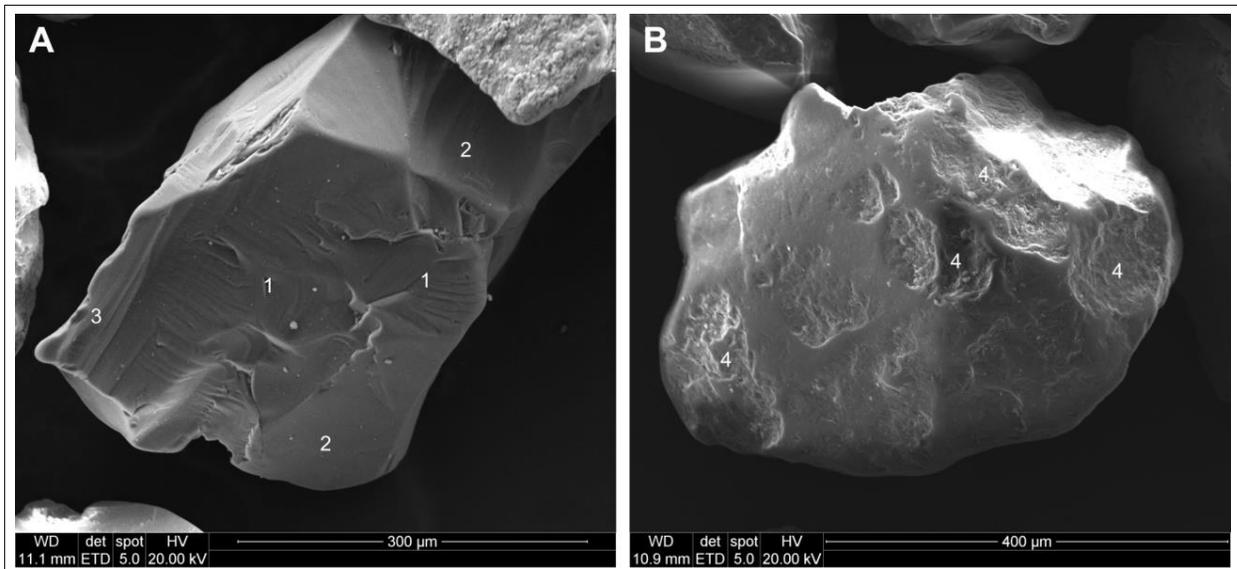


Figura 25 – Grãos de quartzo da amostra ELZ 3B arredondados a angulosos apresentando microtexturas diversas. Em (A) grão subanguloso apresentando fraturas radiais (1), fraturas conchoidais (2) e estrutura em degraus (3). Em (B) grãos de quartzo arredondado contendo diversas marcas de bordas de abrasão (4).

6.2.2. TERRAÇO INTERMEDIÁRIO (TI)

O TI dispõe-se como uma faixa contínua assimétrica e alongada paralela a faixa atual do Sistema Fluvial Solimões-Amazonas, cuja largura média aproximada é da ordem de 10 km compondo parte de sua planície aluvial ativa, portanto, estando sujeito às inundações periódicas anuais. Seus depósitos recobrem aproximadamente 15% do total da área de estudo e situam-se

em cotas variando entre 30 e 25 metros, conforme os pontos cotados na carta topográfica do Exército Brasileiro (Folha SA 20-Z-D-V-2, 1984), apontando suave declividade de sul para norte. Esta unidade apresenta um relevo predominantemente plano (Figuras 26 e 27), contendo poucas ondulações e feições deposicionais de linhas de** acresção lateral.

Esta unidade se caracteriza por comportar uma baixa densidade de canais fluviais quando comparada ao TS. Seu sistema de drenagens corresponde basicamente a sistemas de lagos de formas predominantemente arredondadas ou elípticas com eixo maior nas direções E-W e NE-SW e comprimento variando (eixo maior) entre 2 e 8 km. Essas massas d'água são associadas à distributários meandranes abandonados (*oxbow lakes*) e colmatados, podendo apresentar-se isolados ou interligados por sistemas de pequenos canais, paranás e furos (Figura 26), eventualmente secos no período de vazante. Esta unidade exibe laminação incipiente e coloração marrom-acinzentada (Figuras 26 e 27). Internamente é constituída predominantemente por lama (silte e argila), com esparsas intercalações de camadas de areia de granulometria fina a média, com espessura de até um metro e coloração que varia de cinza a alaranjado.

Considerando a natureza pelítica do TI foram realizadas análises granulométricas somente por meio do método de difração a laser em três amostras de lama das barras em pontal estudadas desta unidade. Os dados obtidos, representados nas tabelas 05 e 06, mostram a predominância das frações silte médio e silte fino (ϕ entre 5 e 7), pobremente selecionadas, aproximadamente simétricas e mesocurticas. O baixo grau de seleção indicado pela classificação de Folk & Ward (1957) é reflexo da relativa proximidade entre as frequências das classes granulométricas abarcadas entre as frações silte médio e argila grosseira (ϕ entre 5 e 8), conforme observado no gráfico de curvas acumuladas apresentado na Figura 28 e nos histogramas da Figura 29. Esta predominância é tão evidente que a proporção média destas classes é da ordem de 77% da população dos sedimentos contidos nas amostras estudadas, relegando às areias e argilas mais finas, respectivamente, 14% e 9% do total.

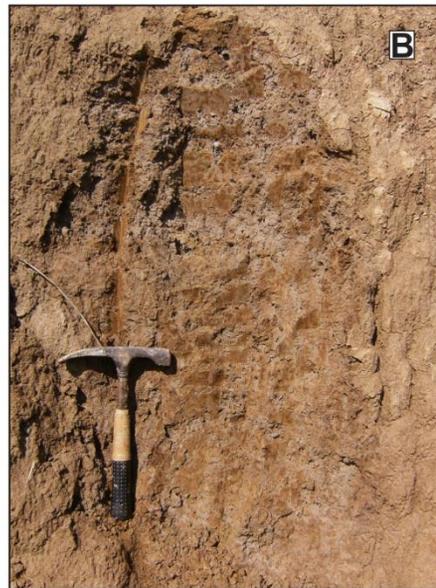
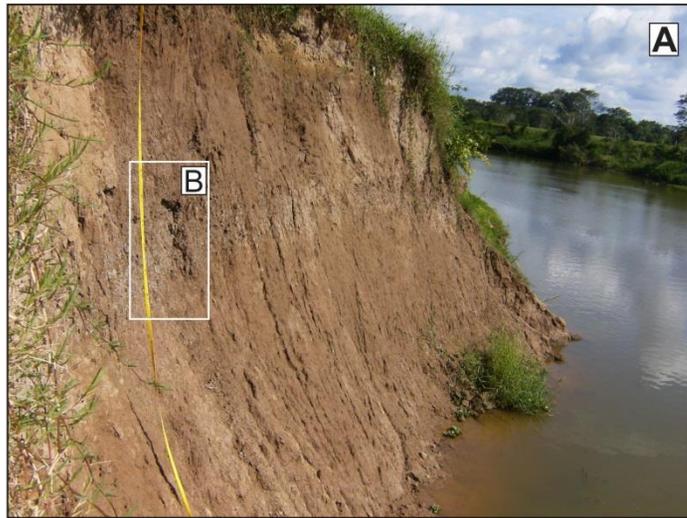


Figura 26 - Seção panorâmica ilustrando o relevo plano do TI seccionado por um paraná (Ponto ELZ 99). (A) Detalhe do barranco ilustrando a predominância de material siltico-argiloso de coloração acinzentada, característica deste nível de terraço. (B) Detalhe mostrando o aspecto maciço e mosqueado desta unidade.



Figura 27 - Seção panorâmica mostrando o relevo plano com lagos e paranás do Terraço Intermediário (Ponto ELZ 98). Material argilo-siltico-arenoso do TI (detalhe A) e aspecto maciço desta unidade (detalhe B).

Tabela 05 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos por meio do software Sysgran 3.0 para as amostras do TI

AMOSTRA	MÉDIA	MEDIANA	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
ELZ 96A	5.459	5.332	1.569	0.172	0.7999
ELZ 98A	5.831	5.797	1.61	0.08264	0.9064
ELZ 99A	6.458	6.546	1.484	-0.09444	1.053

Tabela 06 – Classificação simplificada de Folk & Ward (1957) obtida por meio do Software Sysgran 3.0 para as amostras do TI.

AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	% Areia	% Silte	% Argila
ELZ 96A	Silte médio	Pobrememente selecionado	Positiva	Platicúrtica	21.92	72.29	5.793
ELZ 98A	Silte médio	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	13.11	78.6	8.289
ELZ 99A	Silte fino	Pobrememente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	7.775	80.93	11.29

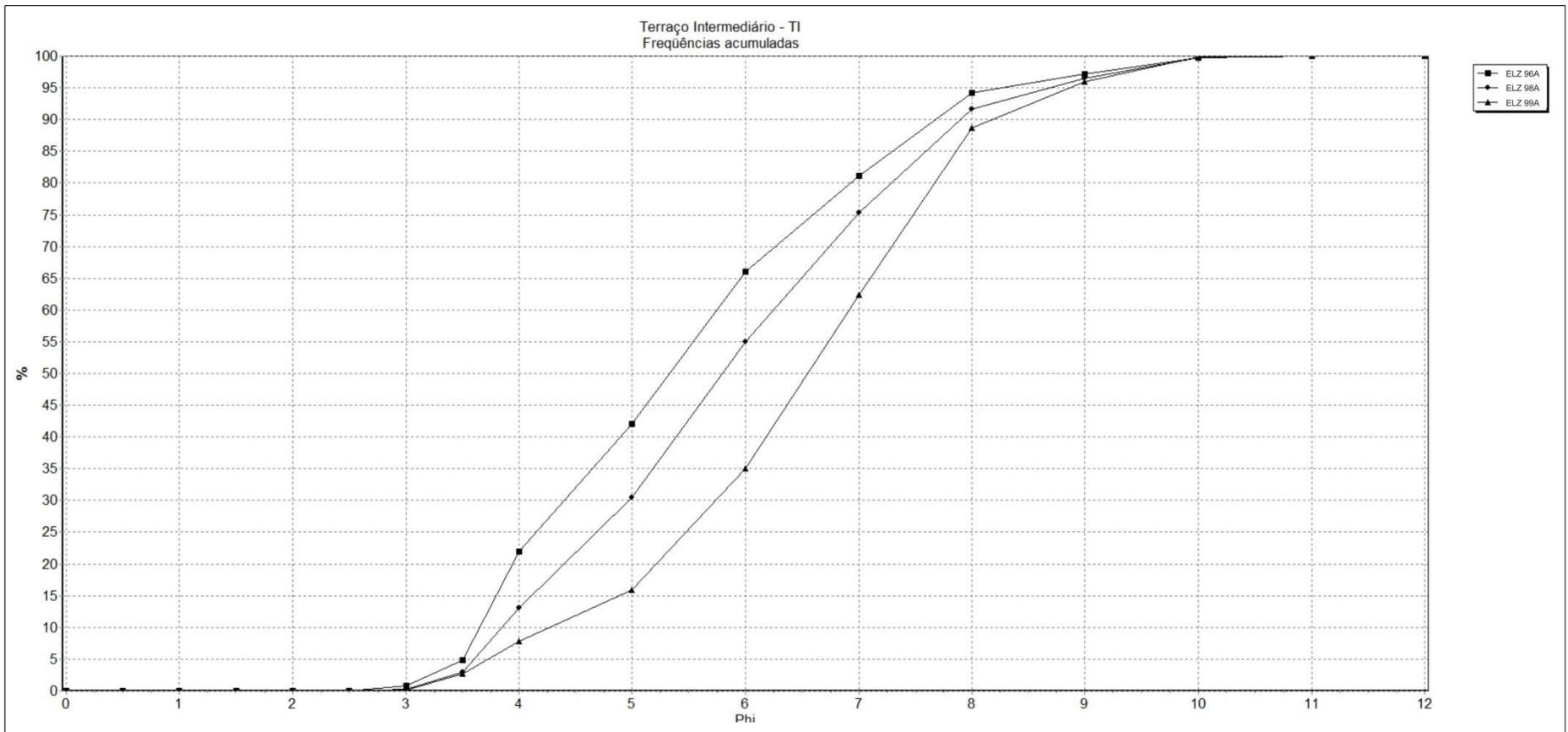


Figura 28 - Gráfico de frequências acumuladas obtido por meio do software Sysgran 3.0 das amostras do TI.

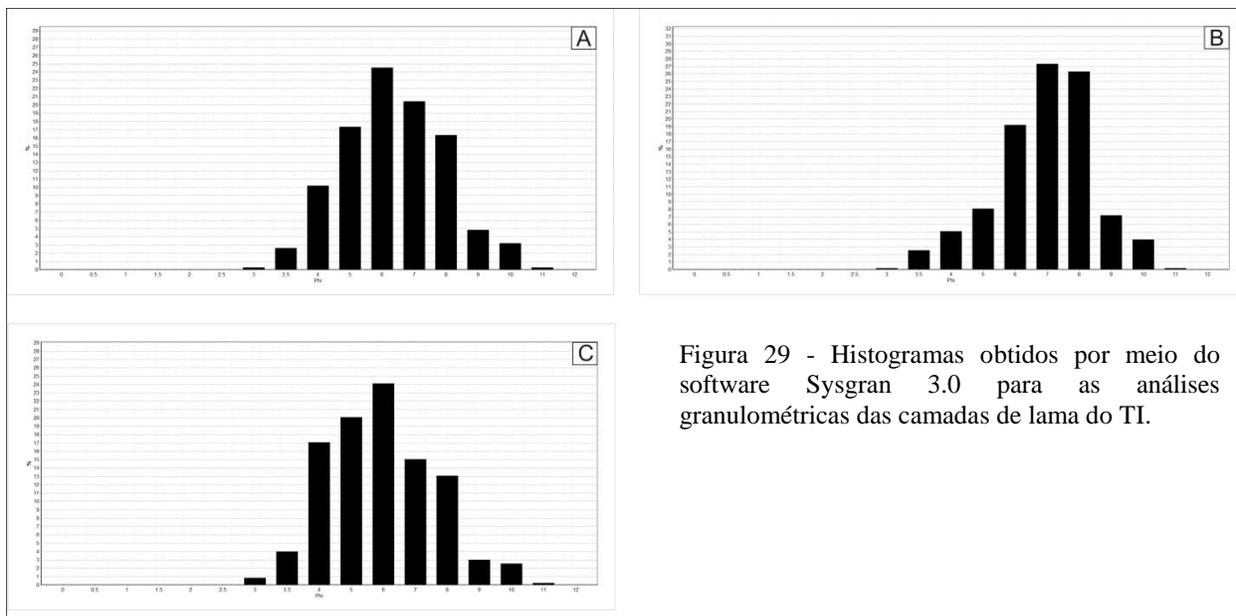


Figura 29 - Histogramas obtidos por meio do software Sysgran 3.0 para as análises granulométricas das camadas de lama do TI.

6.2.3. TERRAÇO INFERIOR (TINF)

O TInf ocupa cerca de 10 % da área de estudo e corresponde à maior parte da planície de inundação ativa do Sistema Fluvial Solimões-Amazonas-Madeira, ocorrendo como faixas delgadas e alongadas, formando a maioria de suas ilhas. Apresenta relevo relativamente plano com suaves ondulações desenvolvido em cotas que variam de 25 e 10 metros conforme observado em carta topográfica das Forças Armadas - Folha SA 20-Z-D-V-2 de 1984. As ondulações são formadas por cristas e depressões que representam linhas de acreção lateral, com formas arqueadas de comprimento quilométrico, desenvolvidas em direções variadas, entre as quais se instalaram lagos estreitos e alongados. Atualmente, esta unidade é seccionada por canais secundários (furos e paranás) com largura em torno de 200 metros. A superfície é livre de processos pedogenéticos, sendo recoberta por uma vegetação predominantemente formada por campos de gramíneas e arbustos, além de árvores de pequeno porte típicas de várzeas (Figura 30). Os depósitos desse nível de terraço são compostos internamente por intercalações de espessas camadas de lama (silte e argila) de coloração marrom e camadas arenosas de cor cinza escura, que juntas compõem pares de EHI (Figuras 30 e 31). As camadas apresentam espessuras que variam de 50 centímetros a 1,5 metros.



Figura 30 — Seção panorâmica de afloramento do Tinf às margens do Rio Solimões, mostrando a face frontal de uma barra em pontal constituída de intercalações de camadas areia (cor creme) e lama (cor cinza) em diferentes proporções compondo os pares de EHI (Ponto ELZ-83). (A) Detalhe das intercalações de camadas de areia e lama e coleta de amostra para datação por LOE na porção predominantemente psâmitica.



As camadas que compõem os pares de EHI podem apresentar aspecto maciço ou conter estruturas sedimentares sin-deposicionais, como estratificações plano-paralela, cruzada e acamamento *flaser* (Figura 32) e pós-deposicionais, como marcas de bioturbação. Por vezes, intercalados as camadas lamosas ocorrem níveis ricos em matéria orgânica (acúmulo de galhos, raízes e folhas parcialmente decompostos) de espessura centimétrica e coloração cinza escura (Figura 33).

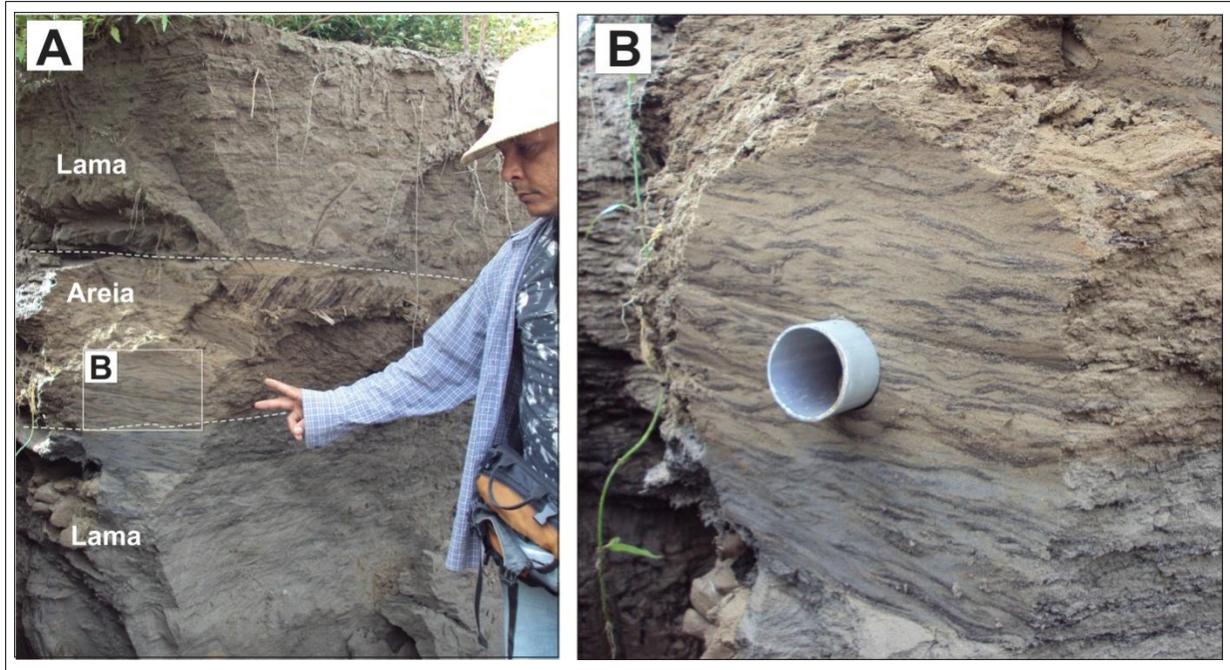


Figura 32 - Afloramento de barra em pontal do TInf às margens do Rio Solimões (Ponto ELZ 78). (A) Evidenciação das intercalações de camadas de areia e lama. (B) Detalhe de uma camada arenosa contendo estruturas de preenchimento sin-deposicionais de lama constituindo laminação *flaser*.



Figura 33 - Feição de paleocanal sobre o TInf na Ilha do Careiro (Ponto ELZ 86). (A) Detalhe do paleocanal com relevo plano e vegetação dominada por gramíneas. (B) Detalhe de acúmulo de matéria orgânica parcialmente carbonificada formando a base da feição geomorfológica de paleocanal.

Ensaio granulométricos realizados em cinco amostras destes depósitos (Tabelas 07 e 08) mostraram a existência de duas populações granulométricas distintas, uma com predominância arenosa e outra siltico-argilosa, relacionadas à intercalação de camadas de areia e lama que compõem os pares de EHI nas feições de barra de pontal estudadas (Figuras 34 e 35). As lamas, constituídas predominantemente de silte médio, apresentam baixo grau de seleção, assimetria positiva e platicurtose. As areias, por sua vez, variam de finas a muito finas, tem boa seleção, alta simetria e apresentam predominantemente característica de mesocurtose. O bom selecionamento nas amostras mais arenosas (Tabela 08) se deve ao fato de aproximadamente 70% dos grãos concentrarem-se na faixa compreendida entre as classes granulométricas areia fina e muito fina (ϕ entre 2 e 4) enquanto as areia mais grosseiras não chegam a representar mais do que 15% do total dos grãos. Inversamente, as amostras predominantemente siltosas (ϕ entre 4 e 7), apresentaram concentrações significativas (até 30%) de areias finas compondo sua distribuição granulométrica e ainda algo entorno de 5% de grãos na fração argila, denotando assim seu mal selecionamento.

Tabela 07 – Parâmetros estatísticos obtidos por meio do software Sysgran 3.0 para os sedimentos do TInf.

AMOSTRA	MÉDIA	MEDIANA	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
ELZ 91B	2.504	2.424	0.5548	0.2013	1.018
ELZ 95B	2.75	2.747	0.4474	0.01722	1.232
ELZ 97B	3.195	3.198	0.447	0.04022	1.042
ELZ 80B	5.39	5.273	1.538	0.1819	0.8194
ELZ 83B	5.123	4.817	1.563	0.2987	0.8186

Tabela 08– Classificação simplificada de Folk & Ward (1957), obtida por meio do Software Sysgran 3.0, para as amostras das barras fluviais do TInf.

AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	% Areia	% Silte	% Argila
ELZ 91B	Areia fina	Moderadamente selecionado	Positiva	Mesocúrtica	99.05	0.9518	0
ELZ 95B	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica	99.19	0.806	0
ELZ 97B	Areia muito fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	95.64	4.364	0
ELZ 80B	Silte médio	Pobrememente selecionado	Positiva	Platicúrtica	22.96	71.27	5.773
ELZ 83B	Silte médio	Pobrememente selecionado	Positiva	Platicúrtica	33.56	61.39	5.052

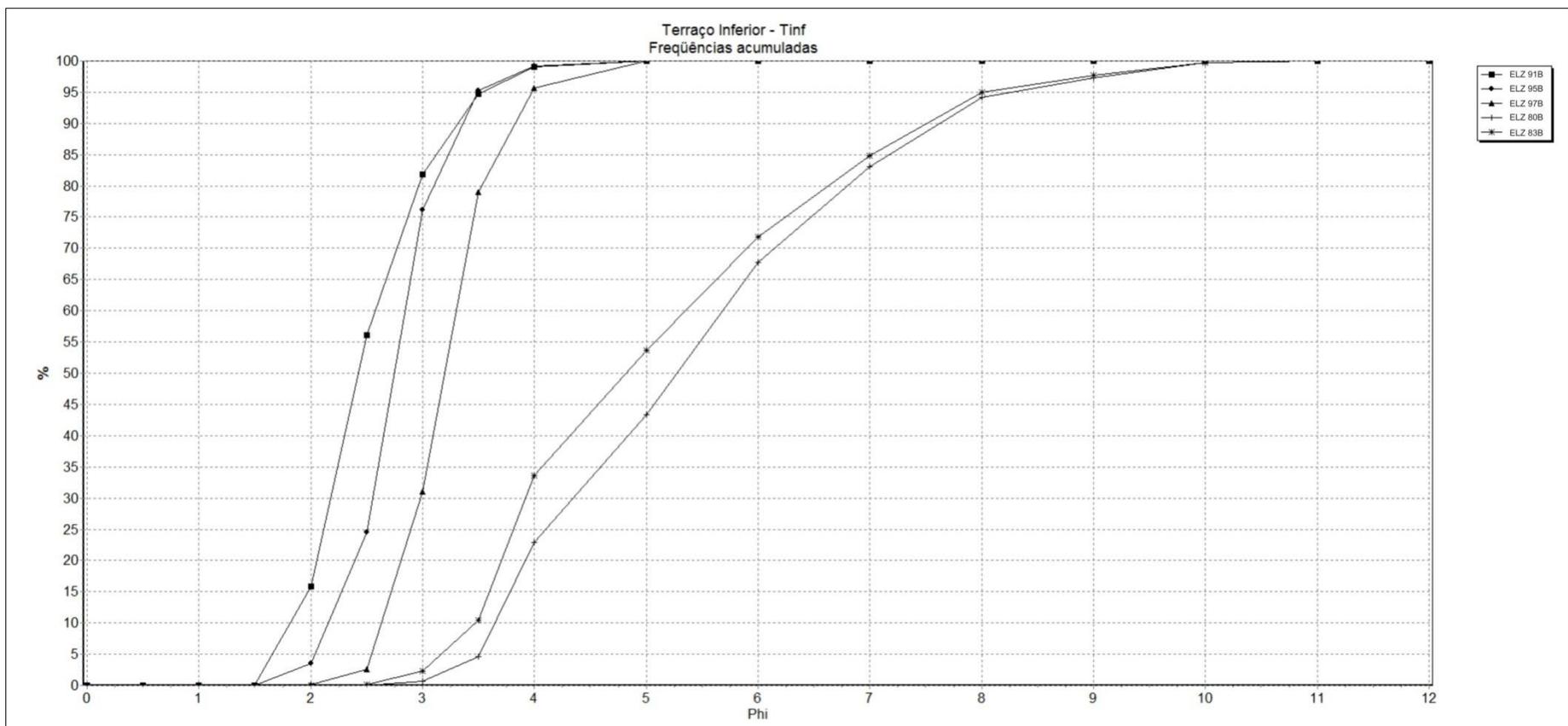


Figura 34 - Gráfico de frequências acumuladas obtido por meio do software Sysgran 3.0 para os sedimentos do TInf.

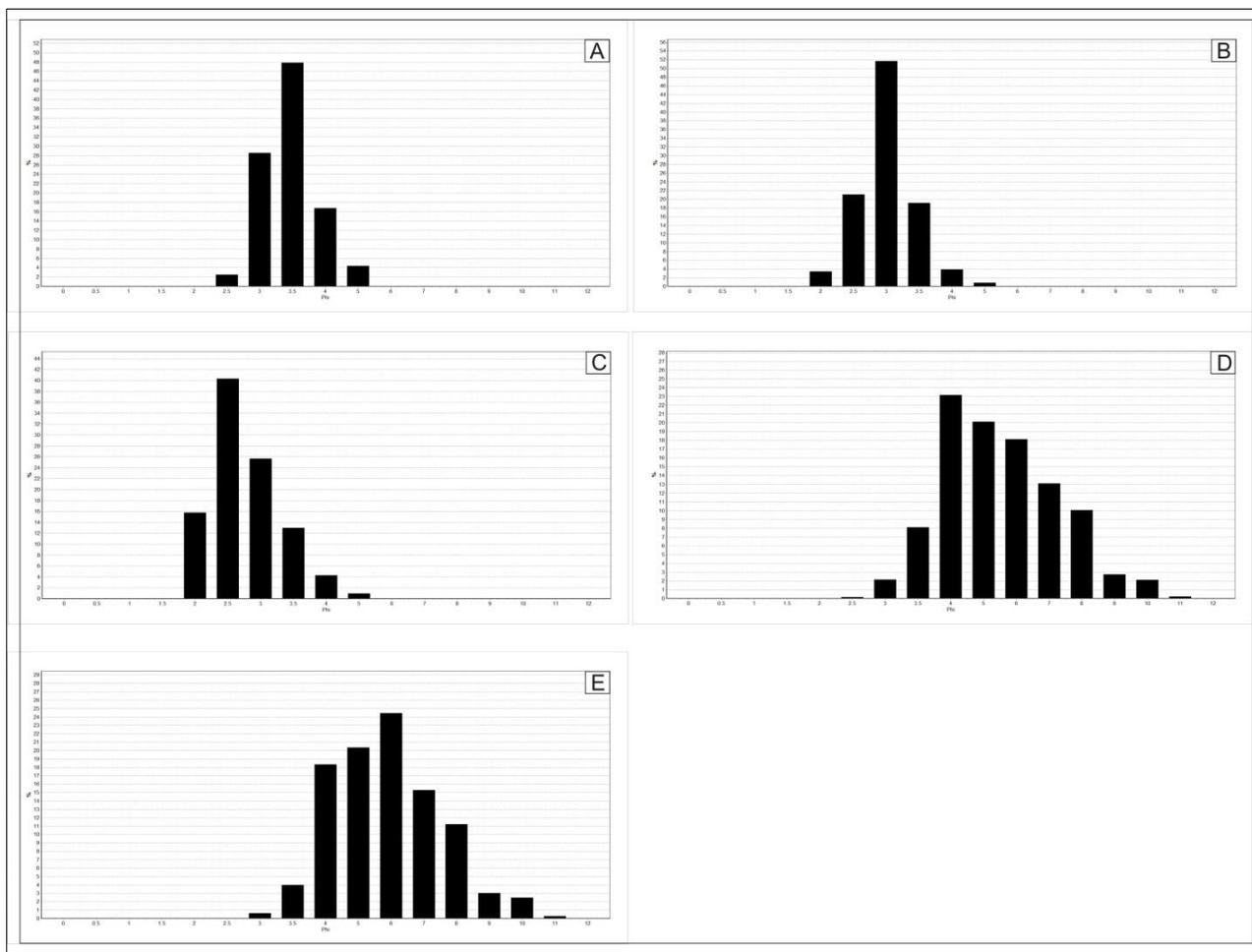


Figura 35 - Histograma dos resultados granulométricos das camadas de lama e areia das barras fluviais do TInf obtidos por meio do software Sysgran 3.0. Nota-se de (A) a (C) a tendência pela concentração de grãos arenosos. (D) e (E) representam as camadas lamosas, ricas em silte e argila.

Análises em MEV realizadas em três amostras do TInf foram executadas inicialmente através do método dos elétrons secundários, visando principalmente o reconhecimento de texturas superficiais, bem como a definição da morfologia dos grãos. Verificou-se que os grãos variam desde predominantemente angulares a subordinadamente sub-arredondados, apresentando texturas superficiais como fraturas conchoidais e microfraturas planares. Raros grãos preservam faces do hábito cristalino original (Figura 36A).

Entretanto, ao longo da análise observou-se a ocorrência de variação mineralógica entre os grãos, influenciando, sobretudo na sua configuração morfológica. Deste modo foram aplicados os métodos dos elétrons retroespalhados e EDS, visando determinar a variação composicional dos grãos. Inicialmente, identificou-se a presença de lamelas micáceas, que quando analisadas através de EDS indicaram uma composição ferro-magnésiana, sugerindo então, a existência de biotitas nas

areias do TI. Morfologicamente estes grãos se apresentam na forma de finas lamelas possuindo texturas de deslocamento típicas das micas (Figura 36 B). Por fim foram identificados grãos feldspáticos com morfologia sortida, variando de angulosos até arredondados, exibindo feições superficiais de dissolução e, em alguns casos, estruturas “reliquiars” de resquícios de clivagem (Figura 36 C). Por meio das análises pontuais de EDS, verificou-se que os grãos feldspáticos apresentam-se com quantidades de potássio e sódio, sugerindo sua origem em cristais de microclínio.

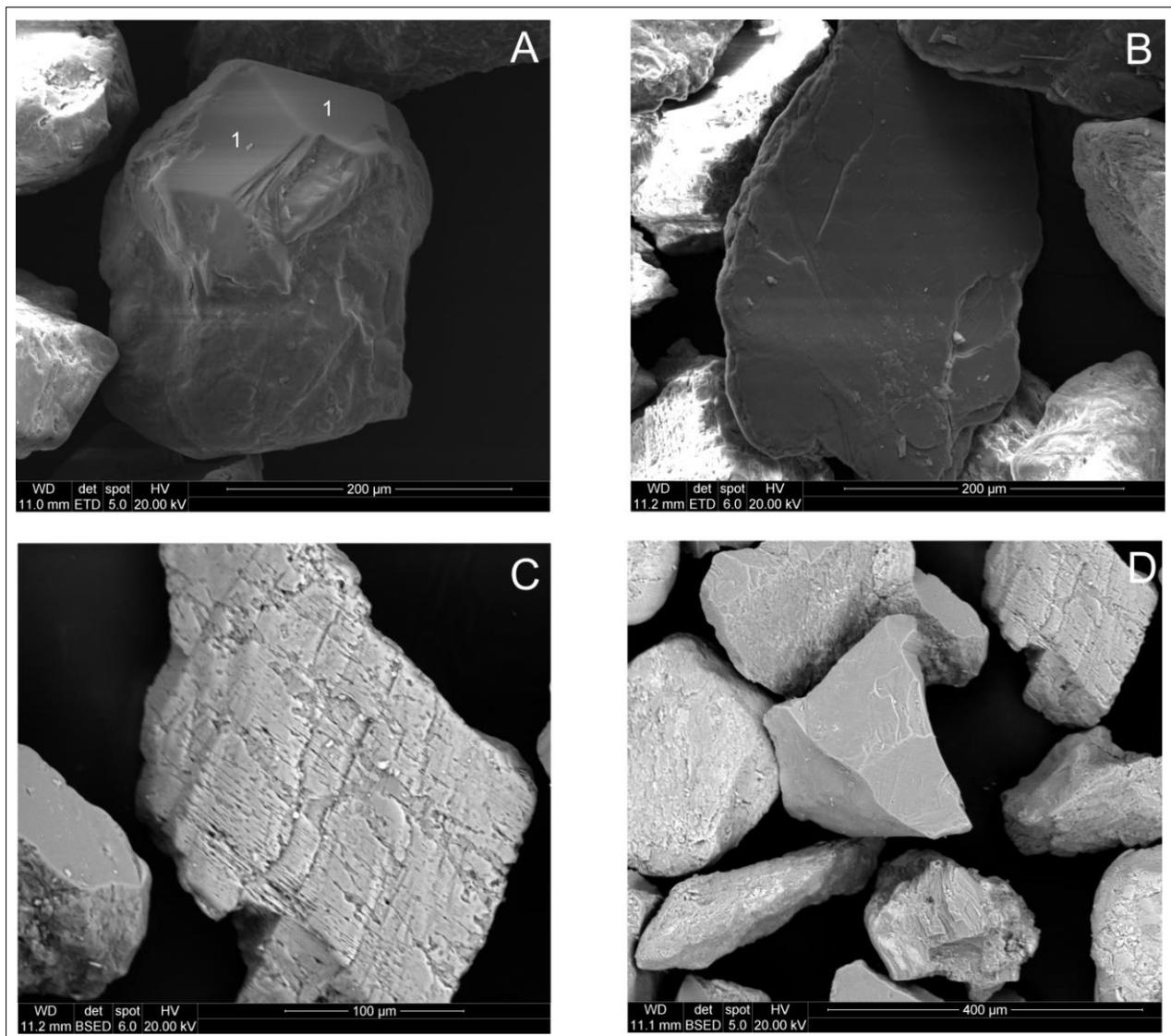


Figura 36 - Grãos analisados em MEV de amostras do TInf. Em (A) grão de quartzo com morfologia sub-arredondada preservando faces originais do cristal (1) na amostra ELZ 91B; Em (B) lamela micácea, provavelmente uma biotita da amostra ELZ 97B; Em (C) Grão de feldspato preservando resquícios dos planos de clivagem em amostra do ponto ELZ 95B; Em (D) imagem geral mostrando diversos grãos no porta amostra sob o método dos elétrons retroespalhados na amostra ELZ 95B.

6.2.4. DEPÓSITOS ALUVIONARES RECENTES – ALR

São constituídos de sedimentos arenosos e/ou lamosos (silte e argila) inconsolidados, depositados principalmente como barras marginais e ilhas ao longo dos canais dos rios Solimões, Amazonas, Madeira e canais secundários (Figura 37). São constituídos principalmente de areia quartzosa, que nos períodos de vazante dos rios, formam praias cuja extensão máxima é da ordem de centenas de metros. Intercalados as barras arenosas ocorrem acúmulos de matéria orgânica (galhos e folhas) de até 1 metro de espessura, bastante comuns nas margens do Rio Castanho. Por vezes, sedimentos areno-argilosos inconsolidados recobrem parcialmente os depósitos de terraços do sistema Solimões-Amazonas.

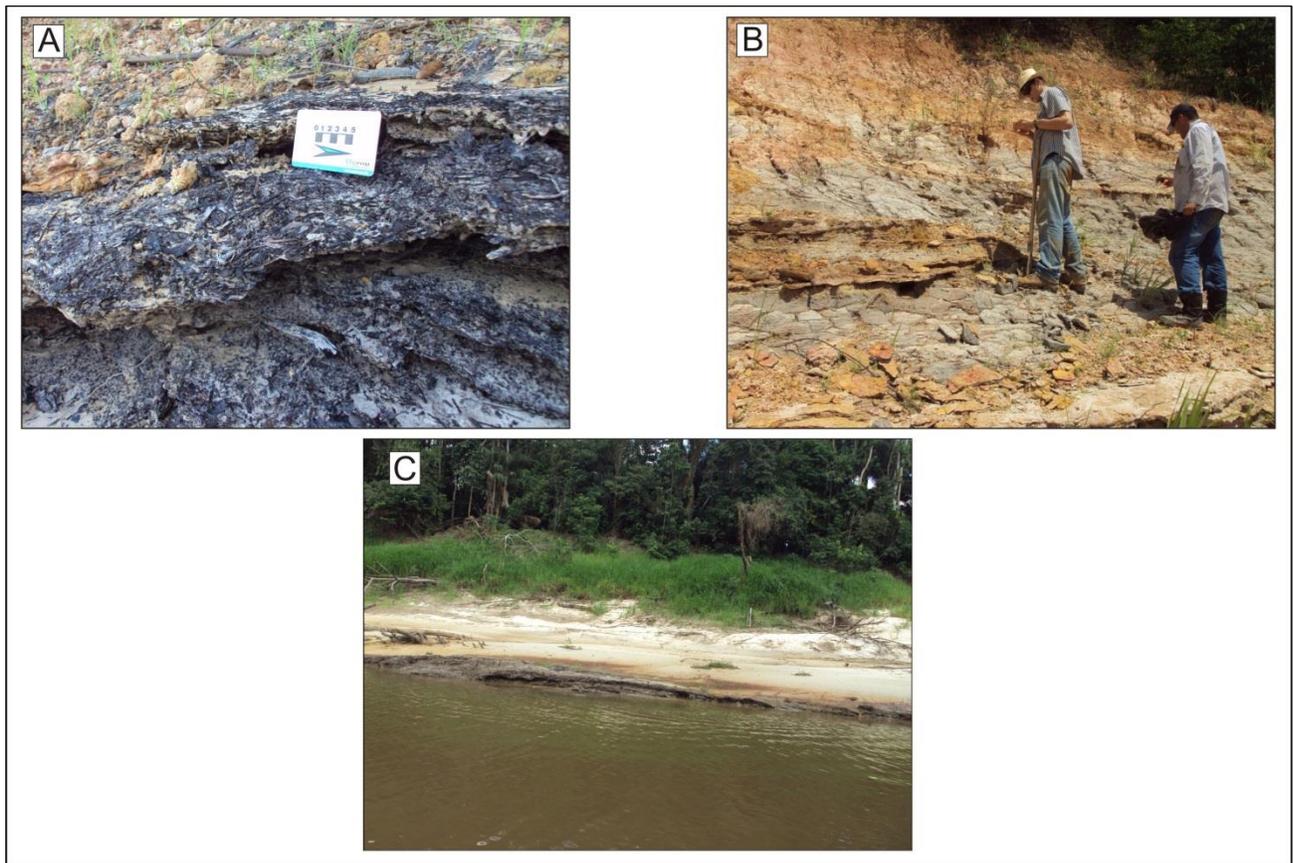


Figura 37– Depósitos aluvionares recentes. (A) Detalhe de nível de matéria orgânica parcialmente decomposta acumulada na margem do Rio Careiro. (B) Delgada cobertura areno-argilosa acinzentada sobre depósito do TS. (C) Barra marginal arenosa na margem do rio Castanho.

6.3. IDADES DOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

A estratigrafia dos depósitos quaternários observados na área de estudo foi definida a partir da análise morfoestratigráfica das unidades geológicas mapeadas e da datação das barras fluviais por LOE e radiocarbono (Tabela 09 e Figura 38). Em complemento aos dados geocronológicos obtidos nesse trabalho de mestrado, foram consideradas as idades obtidas por ^{14}C (Latrubesse & Franzinelli 2002, Rossetti *et al.* 2005, CPRM 2008) e LOE (Soares 2007, Soares *et al.* 2010a, Rozo *et al.* 2012, Ferreira 2013, Fiore *et al.* 2014) entre as regiões de Codajás e a confluência dos rios Amazonas e Madeira.

No presente estudo, as idades obtidas para os depósitos fluviais quaternários do Sistema Solimões-Amazonas (Tabela 09 e Figura 38) indicam intervalos variando entre 240.000 e 51.000 anos AP para o TS, 31.000 a 19.100 anos AP para o TI e 18.300 a 2.000 anos AP para o TInf. Cabe ressaltar que os dados geocronológicos e os limites de unidades litoestratigráficas propostos neste trabalho, coincidem em parte com os estudos de Latrubesse & Franzinelli (2002), CPRM (2008), Soares *et al.* (2010a,b), Rozo *et al.* (2012) e Ferreira (2013).

Tabela 09– Relação das idades obtidas por LOE e ^{14}C para as amostras dos terraços fluviais quaternários da área de estudo

AMOSTRA	D.A (10^{-6} Gy/ano)	IDADE (10^3 ANOS)	AMOSTRA	D.A (10^{-6} Gy/ano)	IDADE (10^3 ANOS)
ELZ02A	1931 ± 402	123 ± 7	ELZ 80A	798 ± 305	10,0 ± 4,3
ELZ03A	2708 ± 213	55 ± 7	ELZ 82 A	1047 ± 278	10,5 ± 3,3
ELZ04A	3002 ± 406	89 ± 12	ELZ 83A	716 ± 165	4,2 ± 1,2
ELZ06A	972 ± 218	240 ± 16	ELZ 84A	766 ± 145	18,3 ± 4,4
ELZ07	895 ± 96	176 ± 19	ELZ 86 *	-	0,54 ± 0,03
ELZ10A	1765 ± 264	120 ± 7	ELZ 88A	782 ± 212	14,0 ± 4,5
ELZ11A	890 ± 143	172 ± 18	ELZ 89A	656 ± 182	19,1 ± 6,3
ELZ 27A	1.842±17	74±6,7	ELZ 90A	581 ± 122	30,9 ± 8,0
ELZ 28 A	1.592±15	66±5,8	ELZ 91A	567 ± 96	23,8 ± 5,2
ELZ 30 A	1.564±18	86±5,8	ELZ 93A	1.760 ± 216	2,3 ± 0,4
ELZ 38A	2.262±18	51±5	ELZ 94A	820 ± 189	7,3 ± 2,0
ELZ 79A	755 ± 233	15,9 ± 5,5	ELZ 97A	3078 ± 281	2 ± 1

*Idade obtida por ^{14}C .

As duas unidades geomorfológicas mais recentes definidas por Latrubesse & Franzinelli (2002) na planície aluvial do Rio Solimões entre as confluências com os rios Purus e Negro foram denominadas, respectivamente, *impeded floodplain* e *channel dominated floodplain*. Estas unidades

apresentam relativa coincidência com os limites geológicos do TI e do Tinf, porém, as idades atribuídas a estes depósitos variam entre 1.000 e 310 anos AP, restringindo-se apenas a uma parte do intervalo de tempo estipulado para Tinf no presente estudo. Tal diferença entre idades pode estar relacionada ao fato das amostras analisadas por Latrubesse & Franzinelli (2002) haverem sido coletadas apenas nas bancadas das margens dos rios Solimões e Amazonas, onde predominam os terraços mais recentes e as barras acrecionárias atuais descritos neste trabalho de mestrado. Atenta-se também à atribuição, por parte destes autores, dos litotipos da Formação Solimões a área dominada pelo TS, desconsiderando então a existência de terraços fluviais mais antigos ao sul do curso do sistema fluvial Solimões-Amazonas.

No mapa geológico da CPRM (2008), região do Médio Rio Amazonas, os limites litológicos das unidades quaternárias (N3ta, N4apa, N4a) não coincidem totalmente com os propostos neste trabalho de mestrado, havendo sobreposição de limites entre os terraços quaternários e a unidade miocênica, dificultando o estabelecimento de uma correlação direta entre os dois trabalhos. Entretanto, as idades ^{14}C de 39.000 anos AP e 3.000 anos AP atribuídas, respectivamente, à unidade N3ta na região do Paraná do Ramos e aos depósitos N4apa permitem uma correlação cronológica destas duas unidades com o TI e o Tinf, respectivamente.

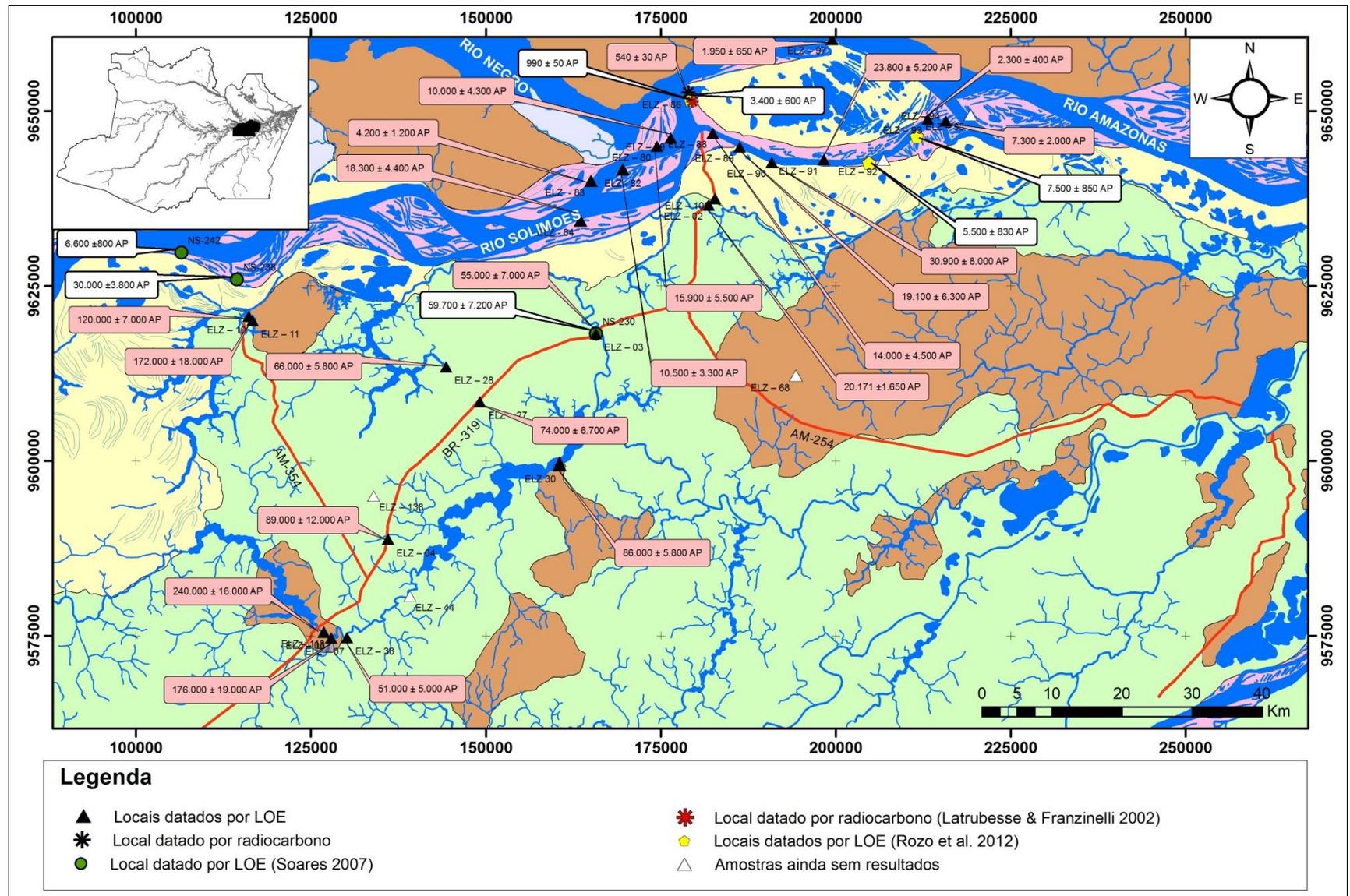


Figura 38 - Mapa geológico da área de estudo destacando os locais com as idades obtidas por LOE e ^{14}C . A geologia do mapa está ilustrada na Figura 10. As legendas em fundo rosa identificam as idades obtidas no presente estudo. As legendas em fundo branco representam idades obtidas por outros autores

Para a área de confluência dos rios Negro e Solimões, Soares (2007) e Soares *et al.* (2010a) obtiveram idades por LOE variando entre 65.000 e 7.500 anos AP para os três níveis de terraços fluviais quaternários (T1, T2 e T3) descritos no Rio Solimões, no trecho entre Manacapuru e Manaus. Os limites litológicos e a disposição espacial em área dos terraços estudados por estes autores são absolutamente coincidentes com os limites descritos para os três níveis de terraço observados na área de estudo do presente trabalho de mestrado. Contudo, a amplitude do intervalo das idades obtidas por Soares *et al.* (2010a) de 65.000 a 60.000 anos AP para o T1 contrasta com a idade máxima de quase 240.000 anos AP obtida no presente trabalho para o TS utilizando-se o mesmo método de datação. Mas deve-se ressaltar que parte das idades máximas obtidas no presente trabalho para o TS referem-se a amostras coletadas em afloramentos localizados mais ao sul, distante cerca de 80 km das amostras estudadas por Soares (2007) e Soares *et al.* (2010a), o que leva a crer que o TS rejuvenesce rumo a norte, em direção ao atual curso do sistema fluvial Solimões-Amazonas. As elevadas idades do TS obtidas no presente trabalho são condizentes com dados apresentados por Fiore *et al.* (2014) para os terraços fluviais do rio Solimões a oeste da área de estudo (205.000 a 83.000 anos AP), sugerindo a continuidade lateral dos terraços mais antigos, recobrando os sedimentos da Bacia do Solimões.

Em publicação mais recente, Rozo *et al.* (2012) identificaram quatro unidades morfoestratigráficas (*Terraced deposits*, *Scroll bar deposits*, *Floodplain deposits* e *Channel bar deposits*) associadas as margens e canais do sistema Solimões-Amazonas, entre a ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira. As idades obtidas por LOE (variando entre 7.500 e 3.400 anos AP), a descrição geológica e a distribuição espacial em área atribuída aos depósitos de barras em pontal (*scroll bar deposits*) apresentada no mapa geológico dos citados autores, permite a correlação total destes depósitos ao TInf do presente trabalho. Por outro lado, ressalta-se que apesar da coincidência dos limites em área entre o TI e os depósitos de planície de inundação (*Floodplain deposits*) de Rozo *et al.* (2012), as idades ^{14}C assumidas por estes autores (fornecidas por Sternberg 1960 e Latrubesse & Franzinelli 2002) giram em torno de 1.000 anos AP, estando portanto, muito abaixo do intervalo de idade (31.000 a 19.100 anos AP) proposto no presente trabalho. Possivelmente, esta diferença entre as idades atribuídas ao mesmo depósito sedimentar, relaciona-se à datação pelos citados autores de porções das barras laterais desenvolvidas atualmente pelo Sistema Solimões-Amazonas. Passos (2012) enfatiza que estas barras recentes são comumente acrescidas as ilhas e as barras marginais mais antigas.

Ferreira (2013) individualizou duas unidades morfológicas margeando o Sistema Solimões-Amazonas entre Manacapuru e a foz do Rio Madeira (Unidade A e Unidade B). No mapa apresentado pela autora, a “unidade A” corresponde ao substrato geológico da região, representado pelo relevo dissecado e pelas cotas entre 100 e 50 metros. Estas características morfológicas permitem a correlação desta unidade ao embasamento geológico e ao TS do presente estudo. A “unidade B” representada por cotas mais baixas foi subdividida em B1 e B2, que correspondem, respectivamente, à planície de inundação da margem direita do sistema e as barras fluviais que margeiam e formam as ilhas no canal. Respectivamente, estas unidades podem ser correlacionadas ao TI e TInf. Em reforço a esta associação, Ferreira (2013) atribuiu aos depósitos de barras da unidade B2 idades variando entre 12.000 e 1.300 anos AP, portanto, condizentes com as idades assumidas para o TInf (18.300 a 2.000 anos AP) no presente trabalho.

As diferenças litoestratigráficas, morfológicas e temporais não permitiram o estabelecimento de correlação entre os terraços fluviais (TS, TI e TInf) estudados com as unidades quaternárias (Q1, Q2, Q3 e Q4) definidas por Rossetti *et al.* (2005).

A datação por radiocarbono tem sido amplamente utilizada nas últimas cinco décadas contribuindo profundamente com o entendimento da dinâmica nos sistemas terrestres nos últimos 30.000 anos (Blum & Törnqvist 2000). Entretanto, muitos registros cronoestratigráficos que dependem da datação por ^{14}C permanecem relativamente empobrecidos devido à escassez de material orgânico (Soares 2007) e a limitação de até 50.000 anos AP para este método (Rossetti *et al.* 2005). Neste contexto, a datação por LOE apresenta-se como uma importante alternativa, visto que permite a obtenção de idades deposicionais de depósitos siliciclásticos quaternários independentemente de seu conteúdo orgânico. Sua capacidade de determinação de até 1,5 milhões de anos AP abrange praticamente todo o Pleistoceno (Sallun & Suguio 2007). Este método tem sido comumente empregado no contexto fluvial (Thomas *et al.* 2001, Sallun & Suguio. 2007, Rittenour 2008, Lepper *et al.* 2009), inclusive na região Amazônica (Tatumi *et al.* 2008, Soares *et al.* 2010a, Roza *et al.* 2012, Fiore *et al.* 2014) e vem apresentando resultados satisfatórios.

6.4. CONTEXTO TECTONO-SEDIMENTAR DA ÁREA DE ESTUDO

A sedimentação quaternária e a evolução geomorfológica da paisagem na região ao sul de Manaus estão intimamente relacionadas à atuação das forças neotectônicas que possibilitaram a abertura de sistemas de *rombograben* que permitiram o aporte sedimentar recente (Fernandes Filho *et al.* 1995, Silva *et al.* 2007, Franzinelli & Igreja 2011, Igreja 2012) e o soerguimento de porções do embasamento cretáceo-neógeno, expondo-o às intempéries.

Apesar da ausência de estruturas indicativas de movimentação tectônica na escala de afloramento, as áreas ocupadas pelos depósitos quaternários e embasamento estudados, quando analisados sob a perspectiva do sensoriamento remoto revelam feições estruturais de lineamentos que se estendem por dezenas de quilômetros. Estas feições, provavelmente refletem reativações de estruturas antigas da Bacia do Amazonas (Costa *et al.* 1996), sendo os responsáveis diretos pela retilinização de segmentos fluviais, moldagem das margens dos rios Negro, Solimões e Amazonas, captura e barramento de drenagens secundárias e pelo soerguimento e subsidência de porções do embasamento geológico.

Os alinhamentos morfológicos e das drenagens de segunda ordem observados nas imagens de radar exibem duas orientações dominantes, a primeira N40-55E esta vinculada a corpos lóticos e escarpas do terreno nos limites de relictos do embasamento geológico, com expressivos segmentos lineares. A segunda N50-65W inflexiona, modifica os leitos de rios com vazante para leste em segmentos curtos que aumentam o gradiente hidráulico, e constituem limites de lagos lineares formados nos leitos destes rios. Outras atitudes N65-75E e E-W (Figura 39) representam lineamentos menores, dispersos que controlam drenagens de terceira e menor ordem. Dessa forma se configura um padrão de rede de drenagem subretangular, localmente em treliça. Esta compartimentação é relativamente compatível com as hipóteses de arranjos estruturais descritos na literatura para as regiões de confluência dos rios Negro e Solimões, baixo curso do rio Madeira e foz do rio Purus, conforme enfatizado nos estudos de Franzinelli & Igreja (1990), Fernandes Filho *et al.* (1995), Igreja *et al.* (1999), Franzinelli *et al.* (1999), Costa *et al.* (1996), Silva *et al.* (2007), Franzinelli & Igreja (2011) e Igreja (2012).

Na área de estudo observa-se um evidente controle estrutural da rede de drenagem (Figuras 39 e 40) gerando alinhamento de trechos de rios, lagos e igarapés, preferencialmente segundo a direção N45-55E. O mesmo *trend* estrutural é o responsável pela exposição de relictos do

embasamento geológico na porção central da área. Estes núcleos são segmentados por lineamentos de direção geral N40-45W e escalonados seguindo a influência de alinhamentos mais curtos marcados por drenagens linearizadas e quebras de relevo na direção NW.

É notável a predominância de um padrão subretangular a subdendrítico, localmente em treliça, do sistema de drenagens desenvolvido sobre os terraços fluviais quaternários, em especial na zona de domínio do TS que apresenta relevo mais dissecado. Esta sistemática fluvial é regulada pela sucessiva interceptação dos lineamentos de direção N40-50E e N45-50W, praticamente ortogonais entre si, de modo que resultam em um padrão estrutural com geometria romboédrica, que pode estar relacionada a um sistema de *grabens e horsts* similar aos descritos por Franzinelli & Igreja (2011) e Igreja (2012) nas regiões da Ilha da Paciência, Ilha Ximborena e Ilha do Careiro, e sugerido por Silva *et al.* (2007) para as regiões do Rio Careiro e Lago Mamori, (sul de Manaus). A assimetria de relevo indicada pela maior dissecção de porções do TS limitadas pela rede de drenagem sugere um arranjo de altos e baixos estruturais, evidenciados pelo rebaixamento das superfícies menos dissecadas e o soerguimento de blocos com o relevo mais desenvolvido. Com base em análises de imagens SRTM Silva *et al.* (2007) construíram um modelo digital de terreno para a região do Rio Careiro, na região do Careiro Castanho, que evidenciou desníveis em torno de 30 metros entre os blocos abatidos e os soerguidos naquele compartimento morfotectônico.

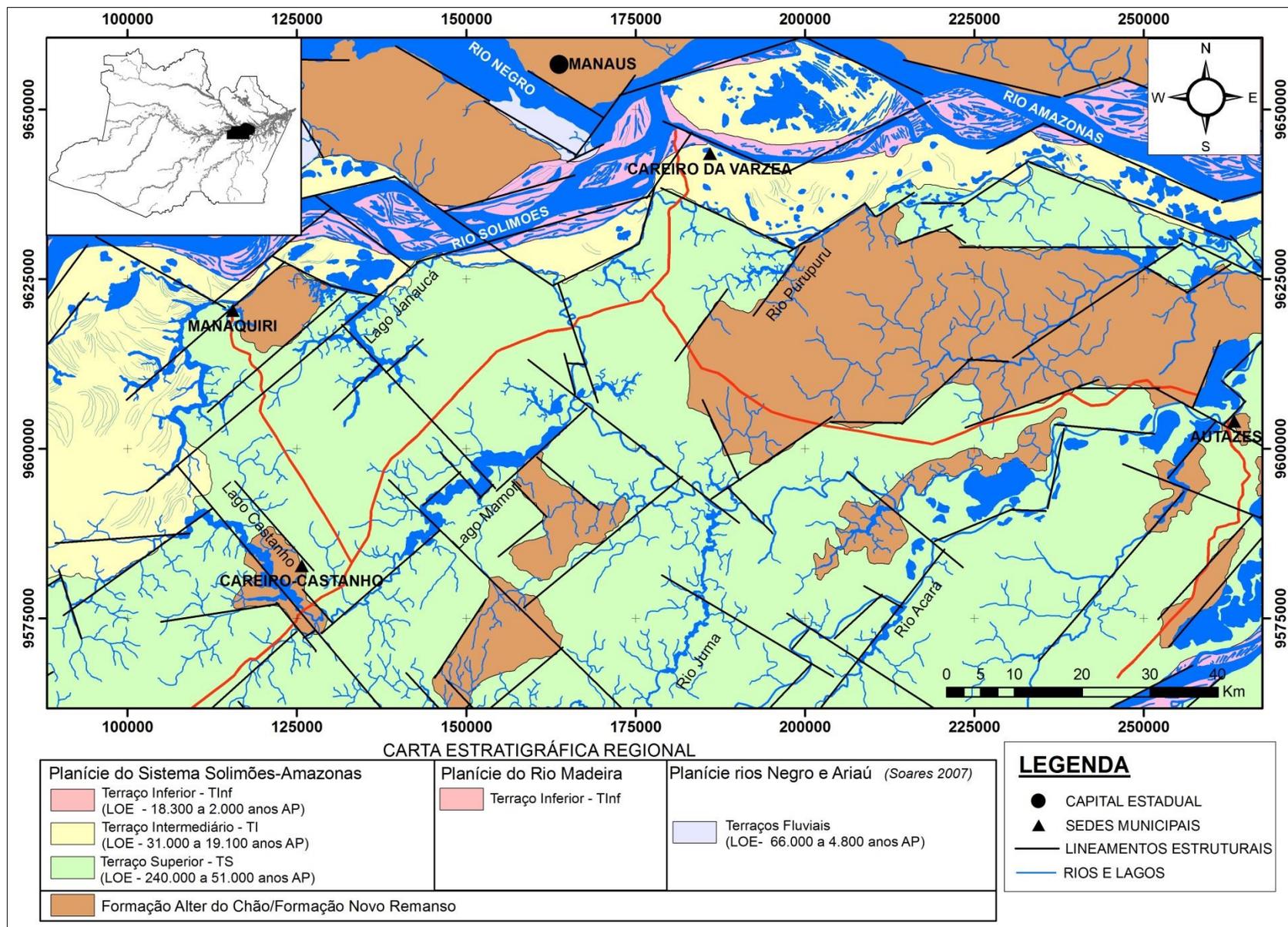


Figura 39 - Mapa geológico contendo os principais lineamentos estruturais observados na área de estudo. Dados obtidos através da análise de imagens SAR e SRTM.

Os rios afogados representam outra feição geomorfológica bastante marcante na área de estudo. Estes corpos d'água lóticos representados principalmente pelos lagos Mamori, Purupuru, Janauacá, Canumã e alguns trechos dos rios Acará e Juma indicam baixo gradiente hídrico local e ocorrem majoritariamente alinhados ao *trend* NE (Figura 39). Uma exceção é o lago Castanho, que desenvolveu um curto trecho alinhado conforme a direção N45E, seguindo a direção principal do rio que o forma, para depois inflexionar 90°, indicando uma captura pelo *trend* NW (Figura 40). O represamento destes cursos fluviais pode estar relacionado a fatores tectônicos, tais como, altos estruturais e captura fluvial, fatores de natureza sedimentológica como, por exemplo, barreiras naturais formadas por sedimentação recente na desembocadura dos tributários e até fatores relacionados à dinâmica fluvial, uma vez que estes corpos hídricos lênticos desaguam em cursos mais potentes que tendem a reduzir a velocidade de suas águas.

O processo de captura fluvial ocorre visivelmente em trechos do lago Castanho, lago Janauacá e rio Madeirinha (Figuras 39, 40 e 41). Em geral, este processo relaciona-se à mudança de direção do fluxo segundo os *trends* NE e NW e ratifica a relação entre o padrão subretangular do sistema de drenagem da área de estudo e o padrão estrutural observado.

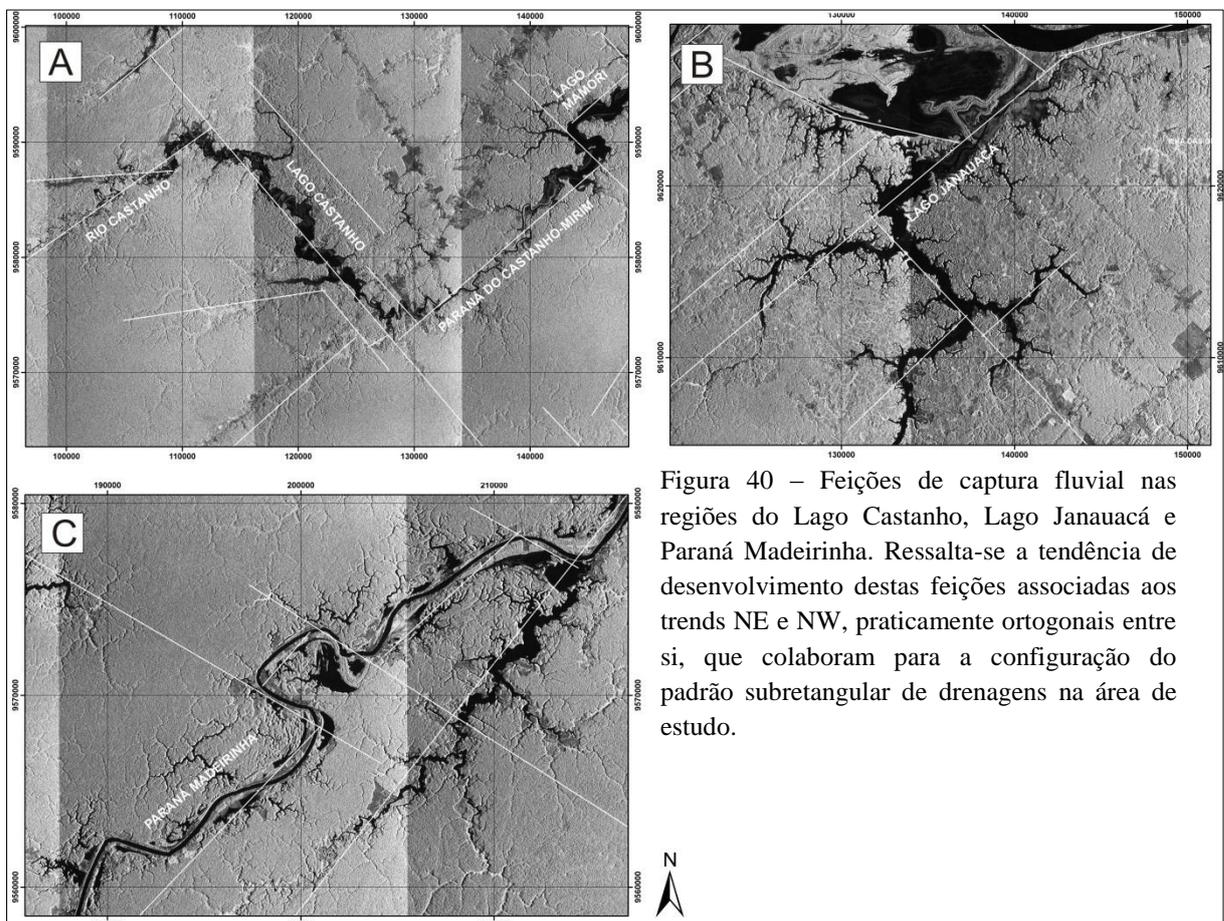


Figura 40 – Feições de captura fluvial nas regiões do Lago Castanho, Lago Janauacá e Parana Madeirinha. Ressalta-se a tendência de desenvolvimento destas feições associadas aos trends NE e NW, praticamente ortogonais entre si, que colaboram para a configuração do padrão subretangular de drenagens na área de estudo.

Uma interpretação prévia para o entendimento da cinemática envolvida neste conjunto de estruturas neotectônicas da área de estudo será baseada principalmente nos padrões de desvio de direção dos cursos fluviais secundários (Figura 41) e no formato sigmoidal de grande parte das ilhas do sistema fluvial Solimões-Amazonas (Figura 42). As ilhas pertencem ao TInf e foram depositadas em espaços gerados por *rombograbens* (Igreja 2012, Franzinelli & Igreja 2011). A partir deste tipo de análise, e utilizando-se como exemplo o sistema de drenagens formada pelo Rio Castanho, o Lago Castanho e o Paraná do Castanho-Mirim na porção central da área de estudo, é possível atribuir uma cinemática predominantemente transcorrente dextral aos lineamentos de direção E-W e N40-45W, conforme observado na Figura 41. Entretanto, com base na descrição na literatura, existe uma predominância de falhamentos normais associados ao *trend* NW (Fernandes Filho 1996, Silva *et al.* 2007, Franzinelli & Igreja 2011, Igreja 2012), presume-se, então, que a estrutura responsável pela captura do Lago Castanho tenha sofrido movimentação direcional associada ao abatimento de blocos relacionado a falhas normais. Os lineamentos orientados conforme NE-SW, situados ao sul do sistema fluvial Solimões-Amazonas também indicam movimentação transcorrente dextral (Costa *et al.* 1996), de maneira que, as zonas de interceptação entre as duas principais direções estruturais observadas geram um efeito de alívio tensional nos vértices dos romboedros, de modo que esta dinâmica pode estar relacionada a um pulso transtensivo na região de Manaus, que teve início no Pleistoceno Médio, de acordo com os dados de Fernandes Filho (1996).

A geometria das ilhas formadas nos *grabens* da Paciência e do Careiro (Franzinelli & Igreja 2011, Igreja 2012), além da ilha das Onças, corroboram a hipótese da predominância da cinemática dextral na área de estudo uma vez que a conformação geométrica destas faixas de depósitos de terraços fluviais sinalizam com movimentos rotacionais dextrais (Figura 42) gerados a partir da movimentação de falhas transcorrentes dextrais de direção N75E que interceptam falhas normais seguindo o *trend* NW.

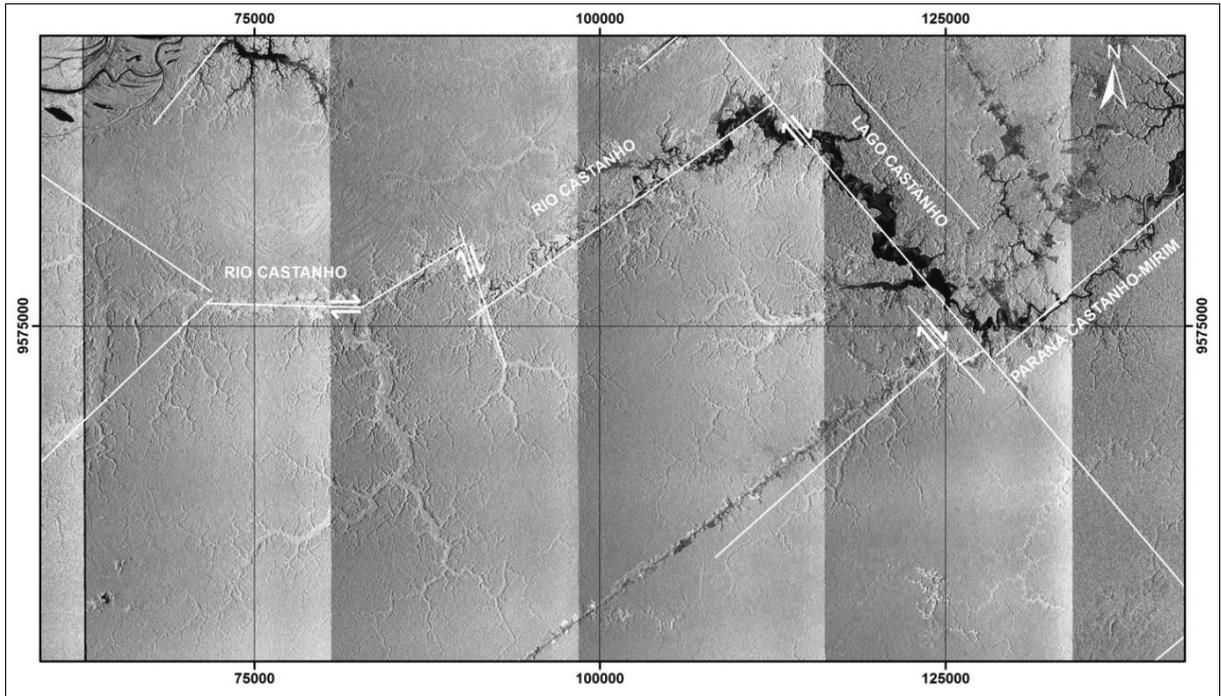


Figura 41 – Conjunto de lineamentos responsáveis pela retificação e captura do sistema fluvial do Rio Castanho. Nota-se que as estruturas N40-45W e E-W provocam deslocamento significativo do curso natural deste rio, através de uma cinemática direcional dextral.

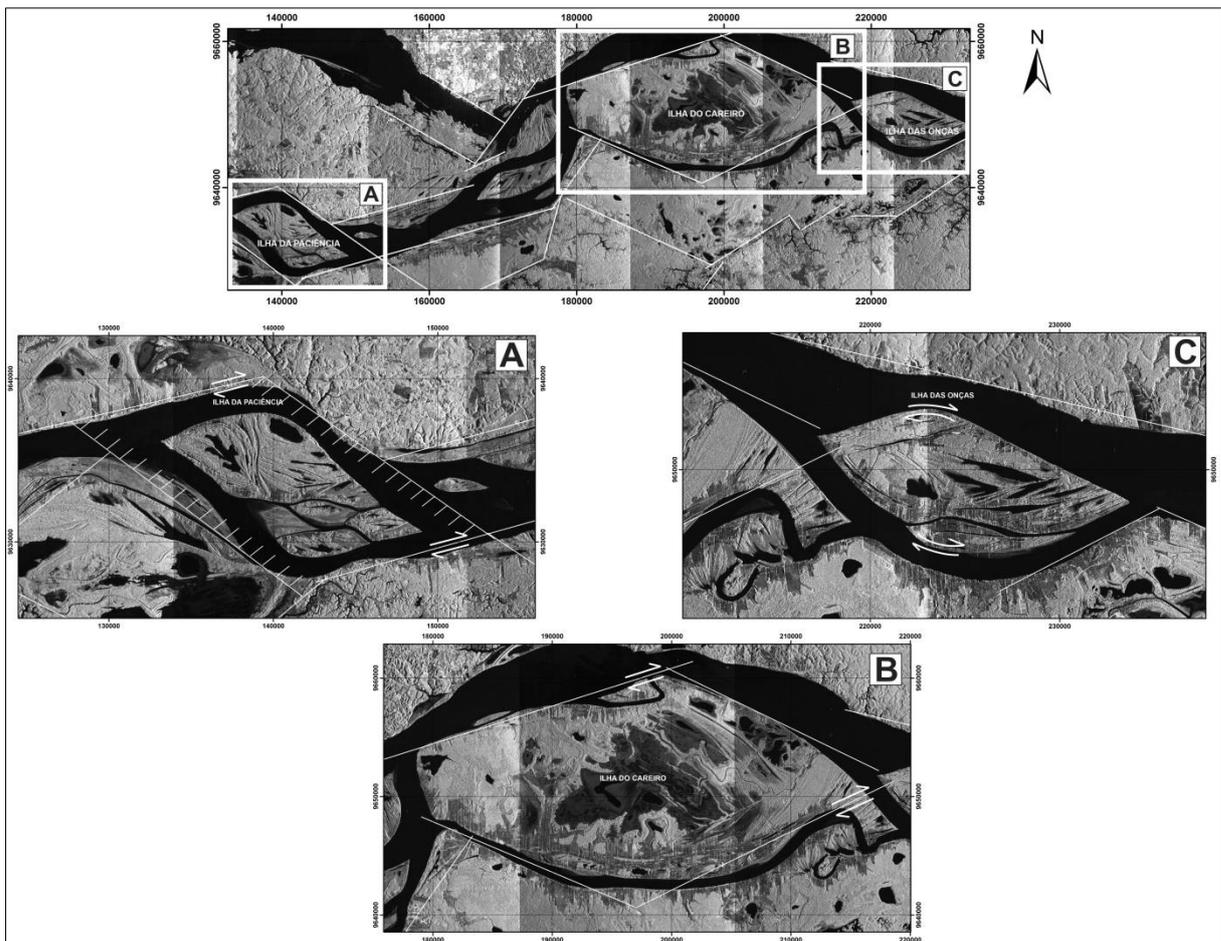


Figura 42 – Feições rotacionais dextrais indicadas pela geometria sigmoideal nas ilhas da Paciência (A), do Careiro (B) e das Onças (C). Note-se a influência de falhas transcorrentes dextrais orientadas segundo NE, descritas por Franzinelli & Igreja (2011) e Igreja (2012) para a região da confluência dos Rios Negro e Solimões.

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1. ORIGEM DAS SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

As três superfícies estratigráficas identificadas na área de estudo, informalmente denominadas de S₁, S₂ e S₃, são representadas por paleossolos lateríticos ferruginosos de morfologia e espessura variadas que recobrem as unidades do embasamento cretáceo-miocênico e sustentam o relevo nesses domínios. Os paleossolos possuem espessuras que variam de 1 a 3 metros e podem apresentar aspecto colunar, cavernoso, botroidal ou poroso.

O desenvolvimento de couraças lateríticas é um fenômeno comum em regiões submetidas a um clima tropical úmido com prolongada estação seca (Larizzatti & Oliveira 2005) e exige condições de quiescência tectônica e erosiva (Horbe *et al.* 2001), além de comumente relacionar-se a períodos de queda relativa do nível do mar (Rossetti 2001). Quimicamente, este processo ocorre como resultado da acumulação e remobilização de ferro e outros elementos de baixa mobilidade, ao mesmo tempo em que há a remoção dos elementos de mais alta mobilidade (por exemplo, Ca, Mg, K e Na), por meio de soluções geradas pela percolação das águas subterrâneas no perfil de alteração (Taylor & Howard 1999).

Considerando-se as características morfológicas, estruturais e estratigráficas dos três níveis de paleossolos lateríticos observados ao sul de Manaus, foi possível estabelecer uma correlação estratigráfica entre as superfícies S₁, S₂ e S₃, respectivamente, com os níveis de paleossolos lateríticos Sd1, Sd2 e Sd3 descritos por Dino *et al.* (2012), entre Manacapuru Manaus. Similarmente, as superfícies descritas neste trabalho podem ser parcialmente correlacionadas aos dois níveis de paleossolos lateríticos reconhecidos por Rossetti *et al.* (2013) que recobrem, respectivamente, as rochas cretáceas e a Formação Barreiras na margem equatorial brasileira (Tabela 10). Em adição, as superfícies S₁, S₂ e S₃ podem ser parcialmente correlacionadas às superfícies de aplainamento SA1, SA2 e SA3 descritas por Horbe *et al.* (2001) e desenvolvidas entre o Eoceno e o Quaternário nas regiões de Presidente Figueiredo e Balbina, nordeste do Amazonas. Desta maneira, a correlação estratigráfica discutida neste estudo subsidia a afirmação de que o amplo registro destas crostas lateríticas no Amazonas e Pará, marca a existência de pelo menos três superfícies de aplanamento de escala regional.

Segundo Horbe *et al.* (2001), acredita-se que tenha havido ao longo do Cenozóico dois períodos de clima seco, o primeiro no Cretáceo Superior e o segundo no Oligoceno, ambos favorecendo a formação de crostas lateríticas ferruginosas, intercalados a intervalos de clima mais úmidos no Eoceno e no Mioceno, respectivamente, que favoreceram a geração de crostas

mais aluminosas. Desta maneira, é possível atribuir-se a formação da Superfície S₁, que possui composição predominantemente ferruginosa e recobre a Formação Alter do Chão, ao período de clima seco predominante no Neocretáceo/Paleoceno, ao passo que, possivelmente a Superfície S₂, que literalmente separa as porções inferior e superior da Formação Novo Remanso, teria sua gênese ligada ao período úmido registrado no Mioceno. Esta correlação paleoambiental sugere ainda que estas duas superfícies estratigráficas podem ser as correspondentes locais às Superfícies de Aplanamento Sul-Americana (Paleógeno) e Velhas (Neógeno), respectivamente. Esta correlação foi anteriormente sugerida por Horbe *et al.* (2001) na porção norte da bacia do Amazonas. Complementarmente, a existência da Superfície S₃, marcada por um paleossolo laterítico ferruginoso desenvolvido sobre os depósitos da porção superior da Formação Novo Remanso, sugere a predominância de um período seco e tectonicamente quiescente entre o fim do Mioceno e início do Pleistoceno.

Tabela 10 – Carta comparativa ilustrando a coluna estratigráfica proposta para a área de estudo com a estratigrafia do cenozóico adotada por Dino *et al.* (2012) na Bacia Amazônica e Rossetti *et al.* (2013) nas margem equatorial brasileira. Modificada de Dino *et al.* (2012).

PERÍODO	ÉPOCA	IDADE	Bacia do Amazonas		Margem equatorial brasileira
			Área de estudo	Dino <i>et al.</i> 2012 (Soares 2007/ Abinader 2008) Arco de Gurupá	Rossetti <i>et al.</i> (2013)
QUATERNÁRIO	HOLOCENO		Aluviões recentes	Colúvio / Solos antropogênicos	Depósitos pós-Barreiras
	PLEISTOCENO	SUPERIOR	Terraços Fluviais	Terraços fluviais	
		MÉDIO	Superfície S ₃	Paleossolos lateríticos Sd3	
		INFERIOR			
		GELASIANO			
NEÓGENO	PLIOCENO			Paleossolo laterítico (16.45 a 0.97 Ma)	
	MIOCENO		Formação Novo Remanso (Superior)		Formação Novo Remanso (Superior) / Formação Novo Remanso
			Superfície S ₂		Paleossolo laterítico Sd2
			Formação Novo Remanso (Inferior)		Formação Novo Remanso (Inferior) / Formação Iranduba
PALEÓGENO	OLIGOCENO		Superfície S ₁	Paleossolo laterítico Sd1	Paleossolo laterítico
	EOCENO				
	PALEOCENO				
CRETÁCEO	INFERIOR/SUPERIOR	CENOMANIANO APTIANO	Formação Alter do Chão	Formação Alter do Chão	Rochas cretáceas

Dados geoquímicos, baseados nas concentrações de Ce, Co, Cr, Eu, Fe, Hf, La, Lu, Na, Nd, Sc, Sm, Th, U e Yb, obtidas através da Análise por Ativação de Neutrons (AAN) nas amostras dos níveis de paleossolos lateríticos descritos na área de estudo, permitiram a individualização de três grupos distintos aplicando o método estatístico de análise discriminante, conforme ilustrado na Figura 43.

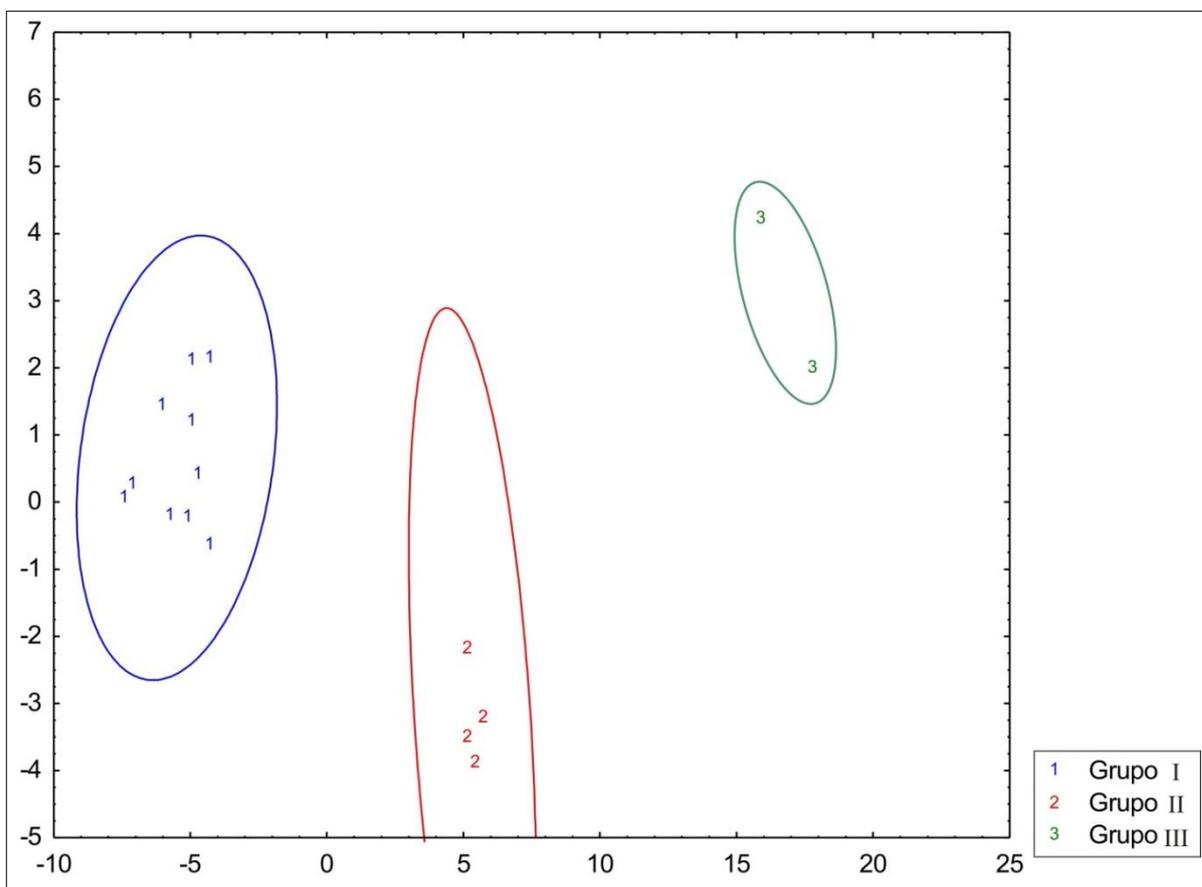


Figura 43 – Diagrama demonstrando o agrupamento geoquímico das amostras de paleossolos lateríticos S1, S2 e S3, tratadas por meio do método de análise discriminante.

Desta maneira, a associação das características geoquímicas com a posição estratigráfica das superfícies (Tabela 10), aliadas à distribuição em área dos paleossolos lateríticos observada na área de estudo (Figura 44) permite deduzir que a Superfície S₂ (Mioceno Inferior/Médio), provavelmente relaciona-se ao Grupo Geoquímico II, ao passo que a Superfície S₃ (Mioceno Superior-Pleistoceno Inferior) corresponde geoquimicamente ao Grupo I. As duas amostras que compõem o Grupo III possivelmente são correspondentes à Superfície S₁, porém, esta correlação é dificultada pela falta de dados estratigráficos de campo mais consistentes.

A diferenciação química sugere que os paleossolos lateríticos S₁, S₂ e S₃ tiveram gênese e evolução diferenciada entre si, corroborando a ideia de possíveis variações no

paleoclima e período de exposição subárea da sequência ao longo do cenozóico, bem como a diferença de disponibilidade dos íons de baixa mobilidade na rocha-mãe a que estas três superfícies foram superimpostas.

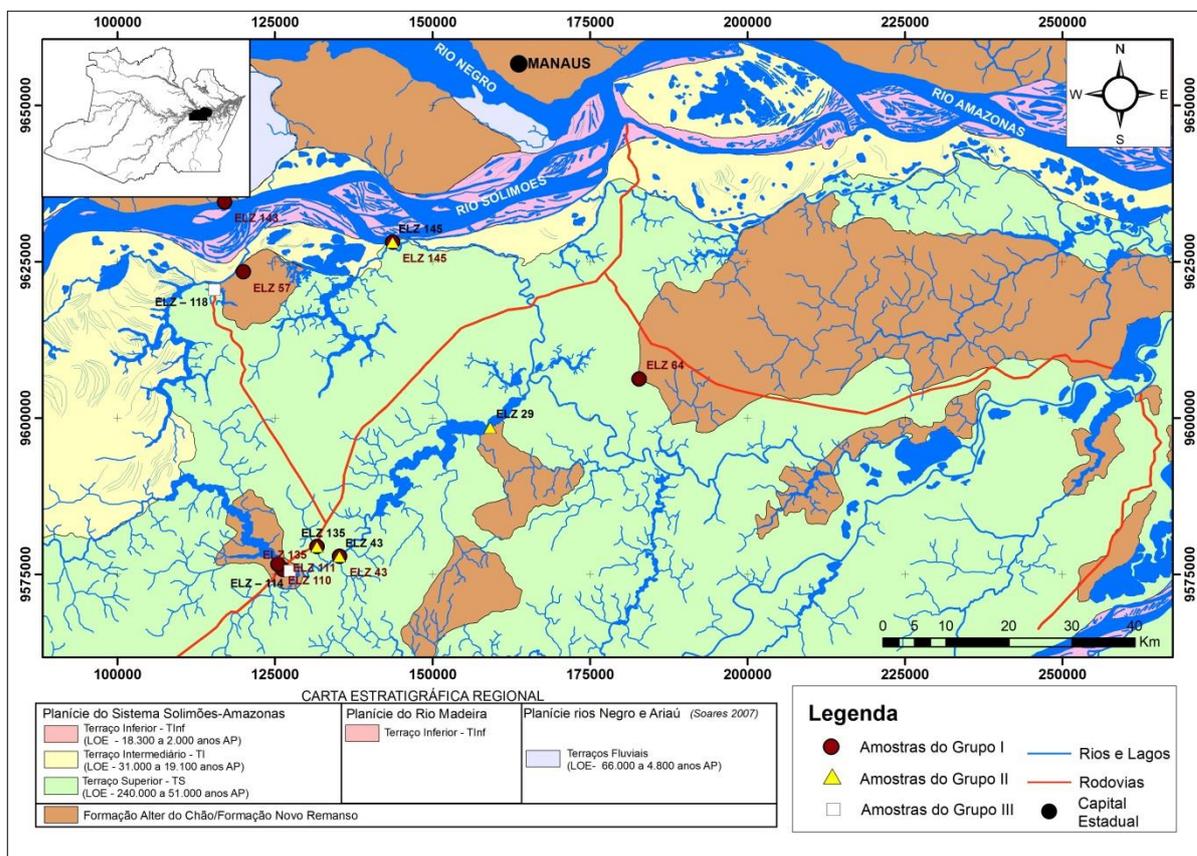


Figura 44 – Mapa geológico com a localização dos afloramentos com os paleossolos lateríticos S₁, S₂ e S₃.

7.2. EVOLUÇÃO DO SISTEMA FLUVIAL SOLIMÕES-AMAZONAS NO QUATERNÁRIO

A planície aluvial do sistema fluvial Solimões-Amazonas, na região entre Manaus e Anori, é constituída por três níveis de terraços fluviais de distribuição assimétrica que se estendem por centenas de quilômetros (Soares *et al.* 2010 a,b). A morfologia deposicional de cristas e depressões das barras em pontal e a estratificação heterolítica inclinada observada nos terraços têm sido atribuídas à predominância de um padrão fluvial meandrante durante o quaternário (Rozo 2004, Soares 2007, Soares *et al.* 2010a,b, Gonçalves Junior & Soares 2011, Ferreira 2013). Esta hipótese vem sendo reforçada pela existência das feições de paleocanais (1, 2, 3 e 4) inseridas na planície aluvial do rio Solimões nas regiões entre Codajás, Anorí e Anamá (Mertes *et al.* 1996, Latrubesse & Franzinelli 2002, Soares & Teixeira 2011, Teixeira & Soares 2011) (Figura 45), evidenciando períodos de avulsão e retomada da sedimentação,

característicos de um estilo fluvial meandrante. Atualmente, o sistema fluvial Solimões-Amazonas exibe estilo anastomosado (Mertes *et al.* 1996, Latrubesse & Franzinelli, 2002, Teixeira & Soares 2011, Rozo *et al.* 2012, Ferreira 2013) ou anastomosado-anabranching (Soares *et al.* 2010a) e trunca os níveis de terraços fluviais intermediário e inferior descritos na área de estudo (Figura 10).

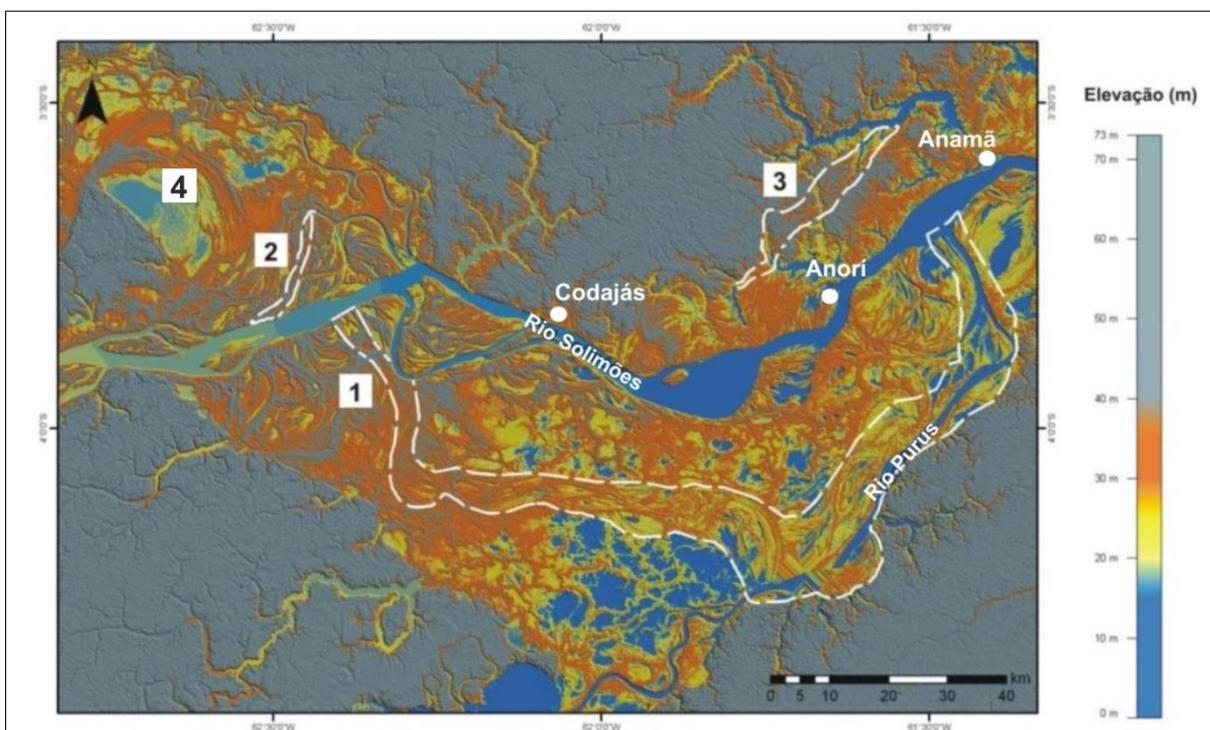


Figura 45 – Feições de paleocanais inseridas em depósitos quaternários na região de confluência entre os rios Solimões e Purus. Modificado de Teixeira & Soares (2011).

O padrão fluvial meandrante é comumente desenvolvido sob um regime climático predominantemente úmido e apresenta um único canal principal (Riccomini *et al.* 2000) com expressiva sinuosidade, que tende a aumentar com a diminuição da declividade e o aumento do aporte sedimentos de finos em suspensão (Suguio 2003). A dinâmica dos processos erosivos e deposicionais neste tipo de sistema fluvial são atribuídas principalmente ao mecanismo de circulação helicoidal (Suguio 2003) de modo que a erosão tende a concentrar-se porção côncava, onde o fluxo é mais intenso, ao passo que na porção convexa predomina a deposição de barras em pontal (Press *et al.* 2006). A migração lateral do canal, característica deste estilo, ocorre a partir de sucessivas avulsões e subsequente desenvolvimento de novos canais, ensejando na mudança do curso fluvial e o abandono dos depósitos de barras em pontal formados na parte convexa (Soares 2007).

De acordo com Mertes *et al.* (1996), o processo de desenvolvimento dos complexos de barras de acreção lateral (*scroll-bars*) inicia-se com a migração do canal principal de um rio

meandrante, abandonando séries de depósitos de barras de acreção com dimensões e curvaturas compatíveis ao tamanho daquele canal (Figura 46 A). Com o passar do tempo, o meandro principal afasta-se de sua posição original levando à conseqüente migração de sua planície de inundação, que por sua vez, através dos canais secundários retrabalha os depósitos abandonados e geram barras de acreção menores, condizentes com as suas curvaturas (Figura 46 B). Eventualmente, devido a processos de avulsão, o antigo meandro passa a ser assoreado gradativamente e o fluxo no canal principal é interrompido, de maneira que o rio passa a fluir em um canal menos sinuoso. Apesar da interrupção do fluxo na antiga calha principal, a água continua a fluir pelos canais secundários da planície de inundação, desta vez em sentido inverso ao fluxo anterior, retrabalhando os antigos depósitos, desenvolvendo novas barras e conseqüentemente gerando uma configuração de truncamento entre as barras de acreção devido às diversas mudanças nas direções dos fluxos (Figura 46 C e D). Com o passar do tempo, a maior parte das características morfológicas dos depósitos gerados pelo meandro principal podem ser apagadas ao passo que a morfologia deposicional dos canais secundários tenderá a predominar na superfície da planície de inundação (Figura 46 E), resultando na formação de complexos de barras de acreção lateral de tamanhos e direções variadas, com curvaturas exteriores do tamanho do canal principal e curvaturas interiores na escala dos canais secundários da planície de inundação.

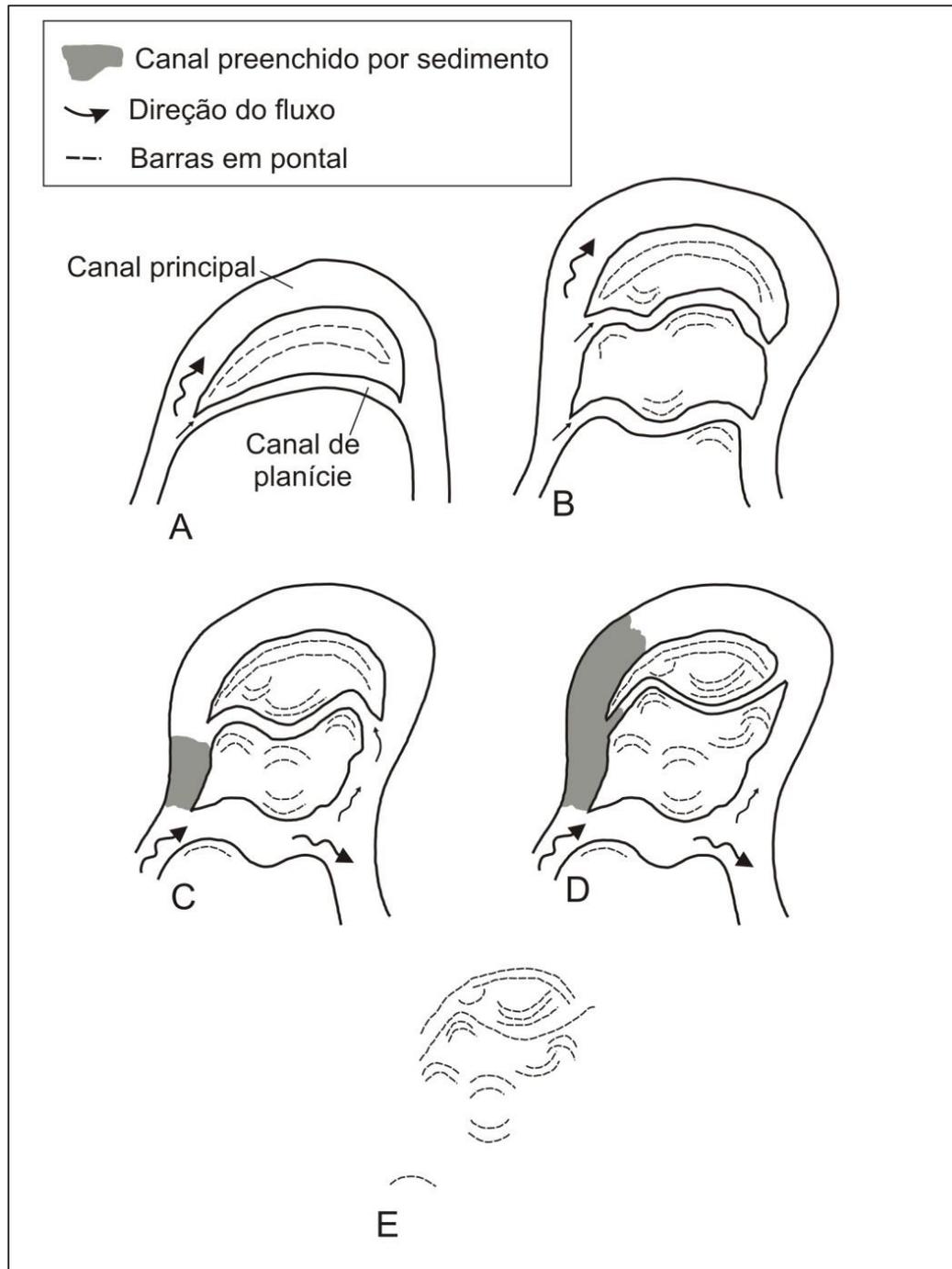


Figura 46 - Esquema representativo da evolução do processo de migração de canais (principais e secundários) e o desenvolvimento de barras em pontal com vários graus de curvatura em um sistema fluvial meandrante. Fonte: Mertes *et al.* (1996).

Internamente, os depósitos de barras em pontal desenvolvidos nas margens convexas dos meandros exibem camadas de areia e lama (silte e argila) que compõem pares de EHI, conforme a concepção de Thomas *et al.* (1987), que formalizaram os conceitos sobre este tipo de estrutura. Estes autores atribuem comumente o desenvolvimento de EHI a ambientes fluviais influenciados por maré, que promovem, devido sua natureza cíclica, variações na intensidade do fluxo e no tipo de transporte dos sedimentos, tendo em vista que esta estrutura

consiste em unidades inclinadas formadas por membros intercalados com granulação ora grosseira e ora fina, que são separados entre si por superfícies inclinadas produzidas por processos erosivos.

Thomas *et al.* (1987) assumem que em um sistema fluvial meandrante dois processos possíveis são responsáveis pelo desenvolvimento de EHI, conforme a escala das barras em pontal geradas na porção convexa (Figura 47). O primeiro processo, relacionado à geração de barras em pontal de grande escala (Figura 47 A), ocorre devido a sucessivos episódios de abandono do meandro levando à subsequente migração lateral do novo canal dominante. Neste processo, depósitos de canais abandonados, separam as unidades com EHI. Por sua vez, o segundo processo ocorre durante a formação de barras em pontal de pequena escala (Figura 47 B) e consiste no crescimento episódico de uma única barra. Neste caso, os pares de EHI são separados por superfícies erosivas formadas durante os eventos de inundação da planície aluvial.

Os depósitos de barras em pontal observados na área de estudo são compostos por pares de EHI que correspondem a intercalações em escalas variadas de camadas arenosas de granulometria fina a muito fina (membro basal) e camadas de lama silto-argilosas (membro superior). Soares (2007) justifica a ocorrência destas estruturas em um ambiente exclusivamente fluvial em função das variações da intensidade do fluxo relacionadas a ciclos climáticos sazonais que possibilitam a intercalação de períodos de enchentes e vazantes. Neste contexto, este autor ressalta que o membro basal é produto da deposição de carga de fundo e/ou mista durante o período de maior energia, ao passo que o membro superior, relacionado à deposição dos finos transportados por suspensão, é resposta à desaceleração do fluxo nos períodos de cheia, quando o nível de base local aumenta e provoca o bloqueio da descarga do canal.

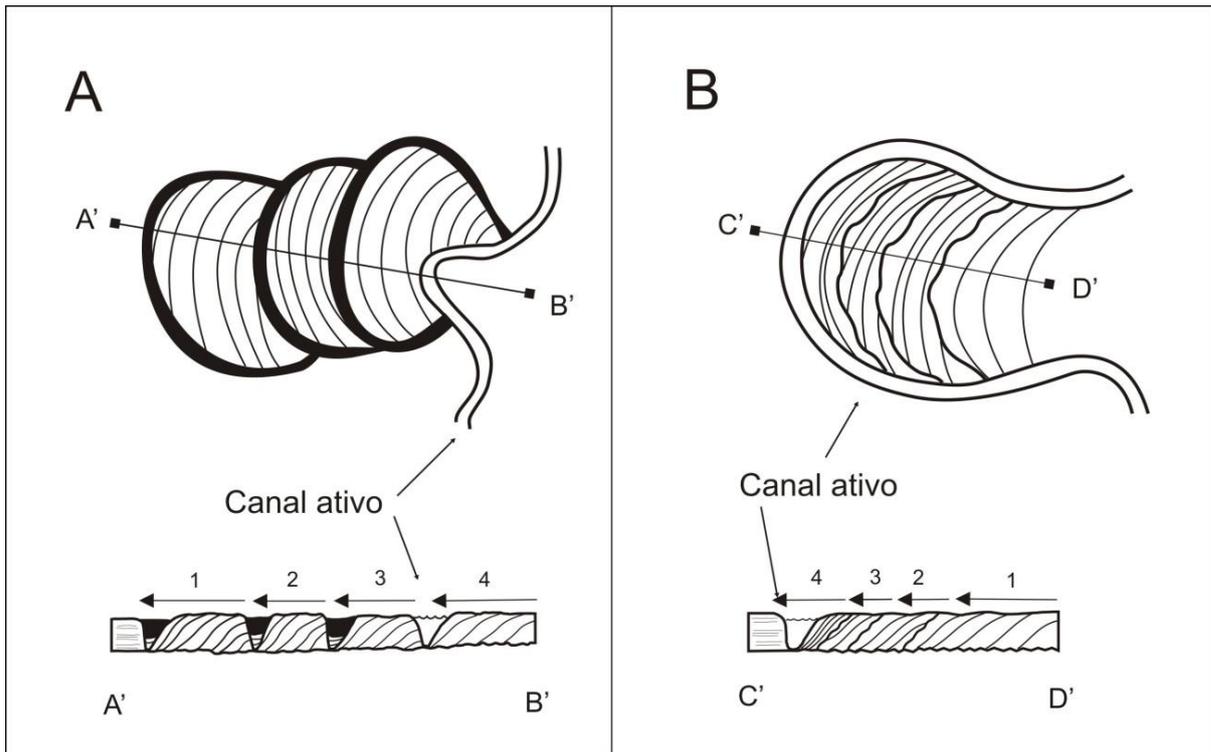


Figura 47 – Representação esquemática demonstrando as duas principais formas de desenvolvimento de pares de EHI em um sistema fluvial meandrante. (A) Formação de EHI em grandes escalas a partir do sucessivo abandono de meandros e migrações do canal dominante. (B) Formação de EHI em pequena escala formado pelo crescimento episódico de uma única barra em pontal. As sequencias de EHI são separadas por superfícies erosivas geradas em grandes eventos de inundação. Fonte: Thomas *et. al.* (1987).

A tendência bimodal, relacionada à intercalação entre camadas de areia e lama nas EHI e nas laminações cruzadas cavalgantes estudadas foi demonstrada por meio de análises granulométricas (Figuras 22, 28 e 34). O bom grau de seleção dos sedimentos arenosos estudados sugere uma tendência de contínuo retrabalhamento por correntes de intensidade moderada, onde predominaram os transportes por saltação e arrasto. A predominância destes tipos de transportes é enfatizada pela presença de grãos subarredondados com microestruturas superficiais indicativas de abrasão e choque, conforme sugere Suguio (1973). Em contraposição, o baixo grau de selecionamento apresentado pelas lamas indica a tendência de breves episódios de transporte de massas em suspensão, conforme teorizam Pettijohn *et al.* (1987).

Neste contexto, a morfologia deposicional dominada por cristas e depressões das barras em pontal com EHI dos terraços TS, TI e TInf, bem como as feições de paleocanais (Latrubesse & Franzinelli 2002, Soares & Teixeira 2011, Teixeira & Soares 2011) indicam a predominância de um paleoambiente fluvial meandrante, que migrou de sul para norte na bacia entre o Pleistoceno Médio e o Holoceno (240.000 a 2.000 anos AP).

Apesar das evidências que indicam a predominância do estilo fluvial meandrante do Pleistoceno Médio ao Holoceno Tardio, a definição temporal da mudança para o atual estilo anastomosado-*anabranching* vem sendo discutida em alguns estudos. Nesse contexto, Latrubesse & Franzinelli (2002) indicam o predomínio do estilo fluvial meandrante no Pleistoceno Tardio responsável pela deposição dos depósitos de barras de acreção mais afastados do canal atual, ao sul de Manacapuru. Contudo, estes autores atribuem a formação das barras de acreção lateral mais recentes da planície aluvial (1.030 a 310 anos AP) ao atual estilo anastomosado do sistema Solimões-Amazonas. Entretanto, estas idades são mais novas que as obtidas para o correlato Tinf deste estudo, provavelmente em função de corresponderem às idades das barras acrescionárias a este nível de terraço. No trecho estudado, estas barras recentes ocorrem nas margens dos canais e ilhas e estendem-se por até 8 km (Passos 2012).

Em estudo recente, Rozo *et al.* (2012) definem o estilo fluvial do rio Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira como anastomosado e atribuem o desenvolvimento dos complexos de ilhas alongadas ao canal principal ao passo que a morfologia das barras de acreção (*scroll bars*) foi desenvolvida pela ação dos canais secundários meandranes (furos e paranás) que recortam a planície aluvial. Segundo os autores este sistema já havia se estabelecido na região em torno de 7.500 e 3.400 anos AP. Em contraposição, Ferreira (2013) atribui o desenvolvimento destas barras fluviais a um estilo meandrante, que predominou entre 11.900 e 1.300 anos AP, e que atualmente são truncadas pelo atual canal anastomosado. Baseados em dados de idade dos três níveis de terraços entre Manaus e Manacapuru, Soares *et al.* (2010a) suportam a hipótese de predominância do estilo fluvial meandrante no Rio Solimões de 65.000 a 7.500 anos AP.

Na área de estudo deste trabalho, considera-se que o estilo meandrante predominou entre 240.000 a 6.000 anos AP, desenvolvendo os terraços TS, TI e Tinf, de distribuição assimétrica (Figura 48). A partir desta época, este sistema gradativamente iniciou a mudança para a atual conformação anastomosada-*anabranching* com canais secundários meandranes. O processo de avulsão relacionada à atividade destes canais secundários é evidente pela presença de um paleocanal na Ilha do Careiro, desenvolvido a cerca de 540 anos AP (Figura 33). A mudança de estilo fluvial do sistema Solimões-Amazonas pode estar associada ao barramento da foz, relacionado à ascensão do nível do mar entre 18.300 e 6.000 anos AP (Figura 48) (Vieira 1981, Irion *et al.* 1997). Em adição, diversos autores (Baker *et al.* 2001, Rossetti *et al.* 2005, Behling *et al.* 2010, Behling 2011) registram o aumento da umidade na

Bacia Amazônica durante o Holoceno Tardio, em torno de 6.000 a 4.000 anos AP (Latrubesse & Franzinelli 1993), que contribuiu para a fitoestabilização das margens e maior aporte de sedimentos finos coesivos que colaboraram com a estabilização do sistema. Desta maneira, considera-se que as barras fluviais mais recentes do que 6.000 anos estão relacionadas ao novo estilo fluvial anastomosado-*anabranching*, que contém canais secundários meandantes, conforme sugerido por Rozo *et al.* (2012).

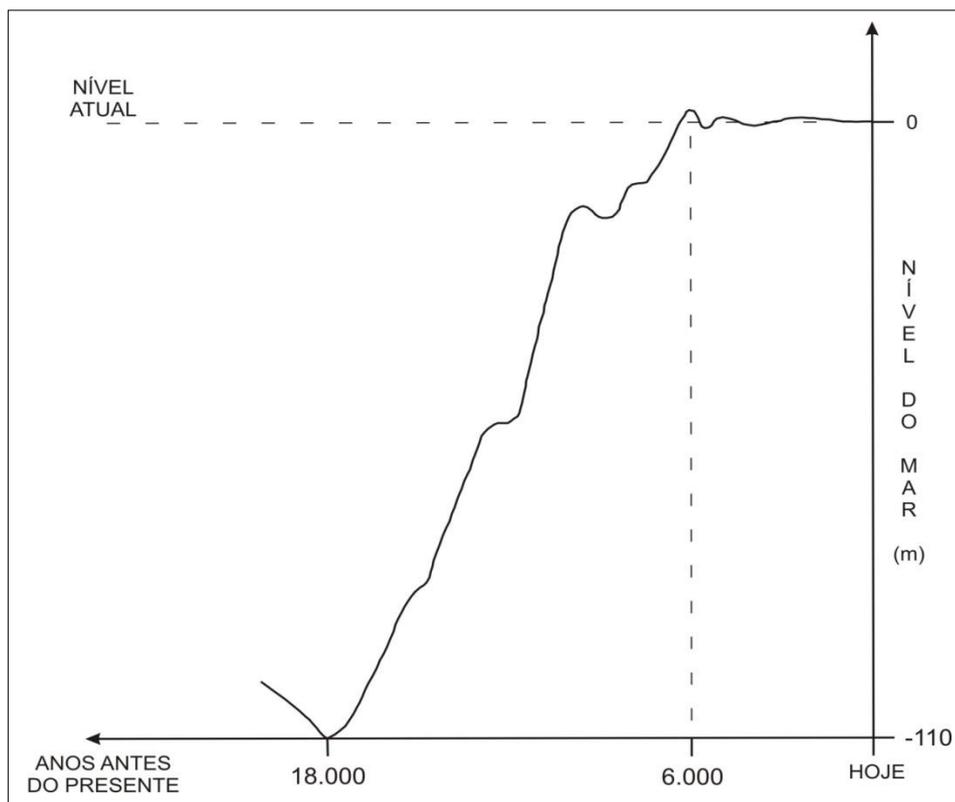


Figura 48 - Curva de oscilação do nível do mar nos últimos 20.000 anos. Destaca-se que não houve grandes variações desde o pico máximo em 6.000 anos AP até o presente. Modificado de Fairbridge (1960) apud Vieira (1981).

Um problema na classificação do padrão fluvial atual do Sistema Solimões-Amazonas relaciona-se ao uso habitual isolado do termo anastomosado, segundo a concepção de Smith & Smith (1980) e Smith & Putman (1980). Conforme enfatizam Nanson & Knighton (1996), rios anastomosados são limitados a características específicas de um subconjunto de sistemas de canais ramificados (*anabranching system*) de baixa energia associados majoritariamente a deposição de sedimentos de granulação fina e matéria orgânica. Desta maneira, deve-se considerar que a abrangência de um sistema *anabranching* é muito mais ampla (Nanson & Gibling 2003), visto que este termo remete, em linhas gerais, a um sistema de múltiplos canais separados por ilhas vegetadas ou qualquer outra barreira aluvial estável que divida o fluxo a descargas próximas ao limite de extravasamento (Nanson & Knighton 1996).

Portanto, considerando a existência de ambas as características no Sistema Fluvial Solimões-Amazonas atual, o uso do termo anastomosado-*anabranching* pode ser adequado para a classificação deste sistema no trecho analisado.

Rozo *et al.* (2012) destacam que o Rio Amazonas, com seus canais secundários predominantemente meandrantés, fogem das características de outros rios anastomosados do mundo, que são lateralmente estáveis e sem canais meandrantés. Entretanto, Nanson & Knighton (1996) mencionam que canais meandrantés e entrelaçados podem compor partes de sistemas de rios anastomosados e *anabranching*, reforçando a adequação do uso do termo anastomosado-*anabranching* para o trecho fluvial estudado.

Os principais mecanismos atribuídos por Rozo *et al.* (2012) à formação de anastomose dos canais principal e secundários do sistema Solimões-Amazonas são a formação de barras centrais de canal e os atalhos em corredeiras (*chute cut-offs*). Estes autores explicam ainda que o processo de avulsão desempenha um papel diminuto no processo de anastomosamento do sistema, influenciando principalmente no desenvolvimento de paranás e furos e no entalhamento da planície de inundação.

A elevada estabilidade do atual sistema fluvial Solimões-Amazonas, no trecho entre Manacapuru e a confluência do rio Amazonas e Madeira é considerada uma característica particular do estilo fluvial anastomosado predominante (Passos 2012, Rozo *et al.* 2012). Esta estabilidade é denotada em estudos de análise bitemporal (Mertes *et al.* 1996, Rozo 2003, Rozo *et al.* 2005a,b, Passos 2012, Rozo *et al.* 2012) que utilizaram cartas de navegação e produtos de sensoriamento remoto de diferentes datas. Em estudo detalhado Rozo *et al.* (2012) definiram uma taxa de migração de 0,6% ao ano para o rio Amazonas nos últimos 31 anos, no trecho entre a confluência com os rios Negro e Madeira.

7.3. AVALIAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA E CORRELAÇÃO DAS UNIDADES SEDIMENTARES QUATERNÁRIAS DA AMAZÔNIA CENTRAL

A evolução geológica da Bacia do Amazonas ao longo do cenozóico esteve intrinsecamente relacionada ao soergimento andino que perdura desde o final do Cretáceo Superior (Pardo-Casas & Molnar 1987), influenciando a movimentação tectônica no interior das bacias amazônicas (Igreja *et al.* 1999). O Arco de Purus, um antigo alto topográfico de direção NW-SE relacionado à reativação de falhas no *Graben* do Cachimbo (Wanderley Filho & Costa 1991), limitou a sedimentação entre as bacias do Solimões e Amazonas desde o

Paleozóico e atuou como divisor de águas do sistema fluvial paleo-amazônico até o início do Cenozóico. A partir desse período iniciou-se na região um processo de atenuação do relevo permitindo que o fluxo do desenvolve-se gradativamente em direção ao Oceano Atlântico (Rossetti *et al.* 2004). Soares (2007), por sua vez, ressalta que a integração dos sistemas fluviais da Bacia Amazônica em uma única rede de drenagem direcionada para leste foi promovida em resposta a um intenso pico de atividade tectônica entre as placas de Nazca e Sul-Americana registrado no Eoceno (Pardo-Casas & Molnar 1987).

Dino *et al.* (2012) atribuíram a deposição da Formação Novo Remanso a um paleoambiente fluvial meandrante a entrelaçado predominante entre o fim do Oligoceno e o Mioceno Superior. Esta unidade recobriu discordantemente a Formação Alter do Chão (Rozo 2003, Dino *et al.* 2006, Abinader 2008, Dino *et al.* 2012). A significativa exposição subaérea a que este sistema foi submetido denota pulsos alternados de subsidência e soerguimento na bacia, proporcionando o desenvolvimento de três níveis de perfis lateríticos ferruginosos que delimitam o topo da Formação Alter do Chão e subdivide a Formação Novo Remanso em duas porções (inferior e superior) (Soares 2007, Abinader 2008, Dino *et al.* 2012). Ressalta-se que estas evidências não condizem com a existência de um alto geográfico na região de Manaus proposto por Rossetti *et al.* (2005) entre o Mioceno Inferior e o Pleistoceno.

A sedimentação quaternária na Bacia do Amazonas é relativamente pouco estudada, dificultando a formalização da subdivisão de unidades litoestratigráficas desenvolvidas nesse período. Neste contexto, Latrubesse & Franzinelli (2002) propuseram a existência de três unidades morfológicas associadas aos depósitos quaternários do Rio Solimões entre Manacapuru e a ilha do Careiro (Figura 49). A unidade mais antiga, denominada “*Older scroll-dominated plain*” descrita como um terraço rebaixado composto por argila e silte, no qual a morfologia de barras em pontal é bastante desenvolvida, teve sua formação atribuída à dinâmica fluvial meandrante do canal principal e seus paranás. Em planta esta unidade corresponde a porções do TI descrito no presente trabalho nas quais as feições deposicionais de barras fluviais permanecem preservadas. Assim como a unidade mais antiga, os depósitos denominados “*Impeded floodplain*” também correspondem a partes do TI. Entretanto, diferentemente da unidade citada anteriormente, os autores fazem menção às porções deste terraço dominada por pequenos lagos de forma irregular que ocorrem ligados entre si por delgados canais secundários da planície de inundação ou isolados de demais corpos d’água. Finalmente os depósitos chamados “*Channel-dominated floodplain*” representados por elementos como barras arenosas ativas, ilhas, diques marginais, planícies dominadas por

barras de acreção e canais abandonados, são correlatos em planta aos domínios do Tinf e em menor escala aos depósitos aluvionares recentes descritos neste trabalho de mestrado. Contudo, Latrubesse & Franzinelli (2002) atribuem o desenvolvimento destes depósitos ao atual padrão anastomosado do Rio Solimões, enquanto, na concepção abordada no presente trabalho, os depósitos do Tinf tiveram sua deposição sob influência de um regime fluvial meandrante até aproximadamente 6.000 anos AP, que evoluiu gradativamente para o estilo fluvial anastomosado-*anabranching* dominante atualmente.

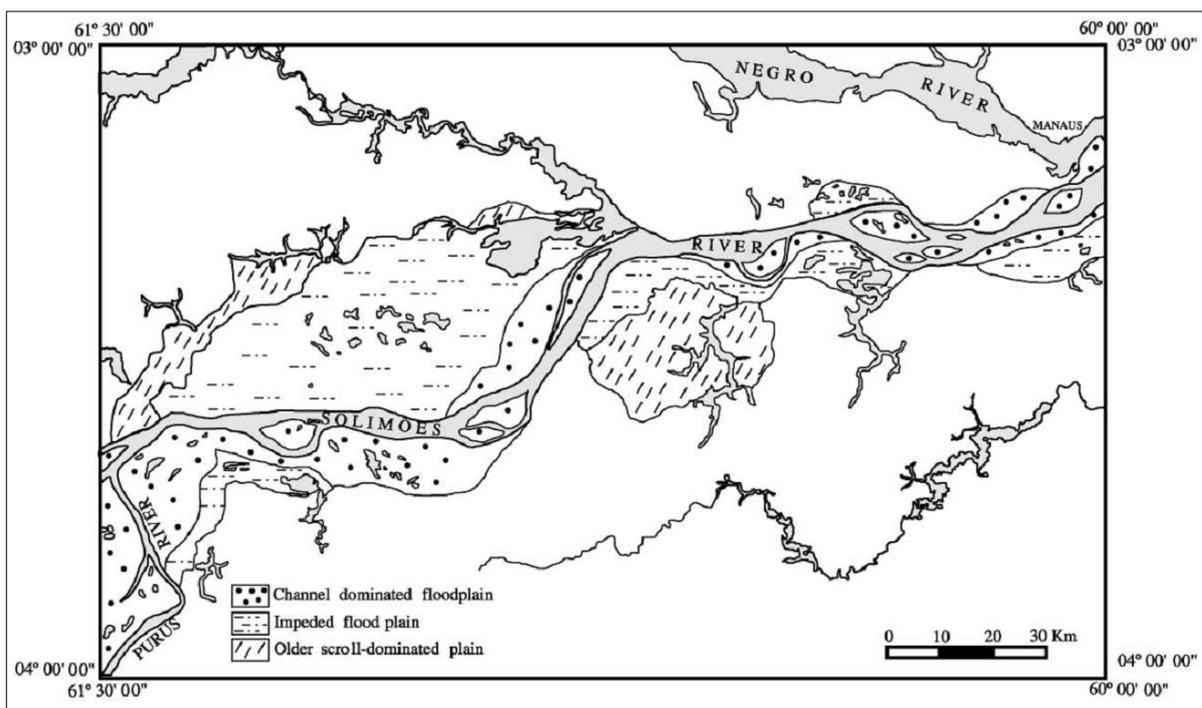


Figura 49 - Mapa das unidades morfológicas proposto por Latrubesse & Franzinelli (2002) no trecho entre as confluências do Rio Solimões com os rios Purus e Negro.

No mapa geológico proposto por Rossetti *et al.* (2005) para a região entre Tabatinga (Alto Solimões) e a foz do Rio Amazonas (Figura 50) foram identificados quatro tipos distintos de depósitos pleistocênicos e holocênicos (Q1, Q2, Q3 e Q4) com idades ^{14}C que variam de 43.700 e 130 anos AP, característicos de um ambiente fluvio-lacustre, os quais podem ser parcialmente associados aos depósitos quaternários definidos neste projeto de mestrado. Com base nos dados geocronológicos, o intervalo de idade das unidades Q1 e Q2 pode ser associado ao do TI (31.000 a 19.100 anos AP), enquanto as idades das unidades Q3 e Q4 podem ser associadas ao Tinf e as barras aluvionares recentes, respectivamente. Entretanto, quando considerados a distribuição espacial em área e os paleoambientes deposicionais das unidades Q1 a Q4, não foi possível o estabelecimento de correlação com os depósitos quaternários estudados no presente trabalho e em outros estudos regionais

(Latrubesse & Franzinelli 2002, Soares 2007, Soares et al. 2010a, Rozo *et al.* 2012 e Ferreira 2013).

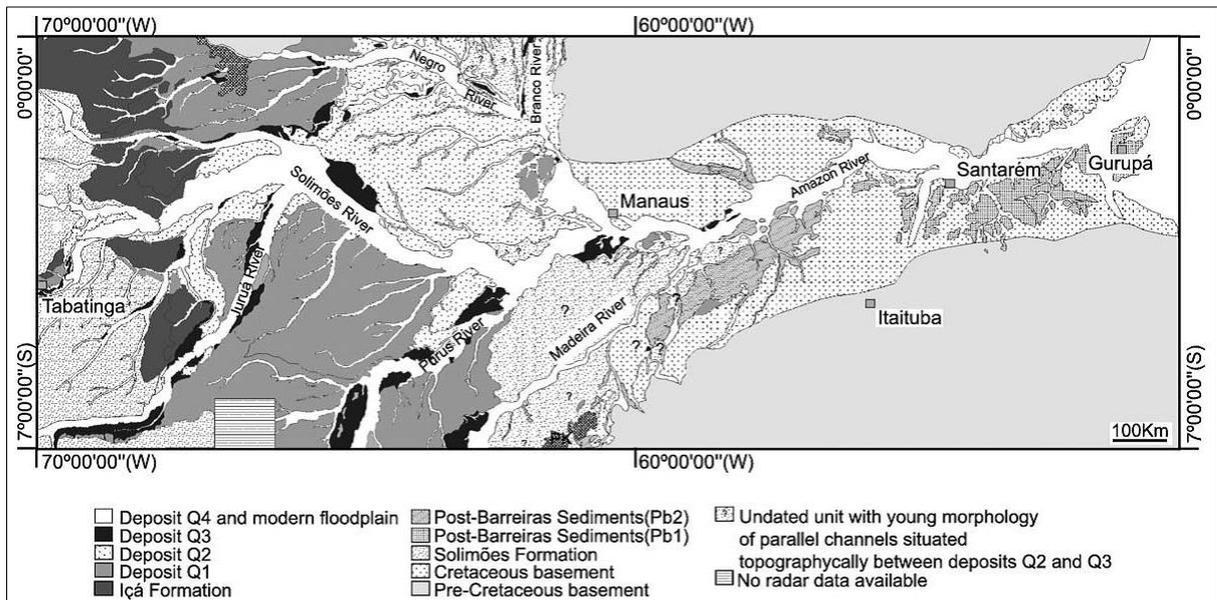


Figura 50 - Mapa geológico apresentado por Rossetti *et al.* (2005) para o trecho do sistema Solimões-Amazonas entre Tabatinga e Gurupá.

Os estudo de Soares (2007) e Soares *et al.* (2010a) na área de confluência dos rios Negro e Solimões, permitiu a definição de três níveis de terraços fluviais quaternários de distribuição assimétrica, dispostos paralelamente às margens esquerda e direita do atual canal do rio Solimões (Figura 51). Os terraços são constituídos principalmente por depósitos de barras em pontal com EHI que indicam a predominância de um sistema fluvial meandrante entre aproximadamente 65.000 e 7.500 anos AP. Esses níveis de terraços fluviais puderam ser estendidos para oeste, na área de confluência dos rios Solimões e Purus, e correlacionados aos três terraços descritos por Soares *et al.* (2010b), na região de Anori e Codajás (Amazônia Central). Dados de datação por LOE efetuados por Fiore *et al.* (2014) indicaram idades entre aproximadamente 205.000 e 5.500 anos AP para esses terraços. Em particular, idades mais antigas foram obtidas para o terraço superior desta região, com valores entre 205.000 e 83.000 anos AP sendo, portanto, mais antigos que o TS definido por Soares *et al.* (2010a) na zona de confluência dos rios Negro e Solimões. O aumento nos valores de idade pode ser relacionado ao local de coleta, já que as amostras da área de confluência entre os rios Solimões e Purus foram coletadas em depósitos mais afastados do canal atual e, portanto, são estratigraficamente mais antigas. Os dados sedimentológicos e geocronológicos apresentados nestas áreas contíguas são absolutamente compatíveis com as informações obtidas neste

trabalho de mestrado, onde idades entre 240.000 e 2.000 anos AP foram obtidas para os três níveis de terraços fluviais da margem direita do rio Solimões, ao sul de Manaus.

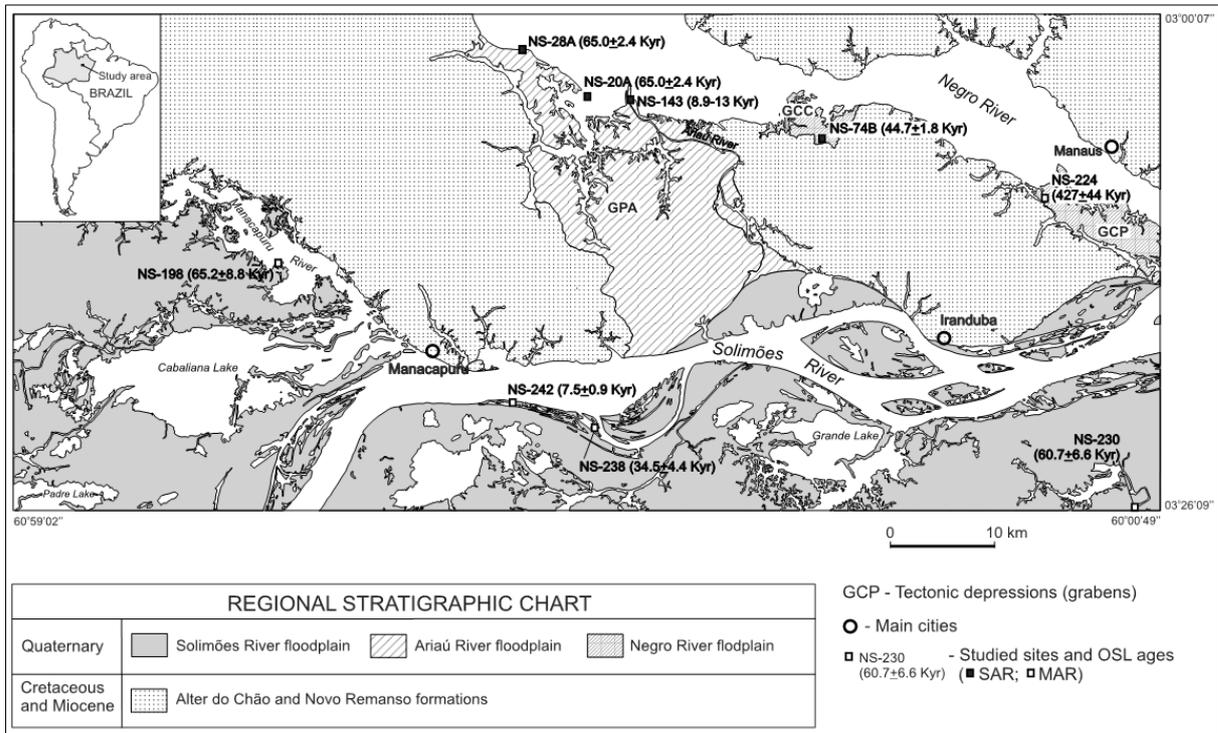


Figura 51 - Mapa geológico/geocronológico e carta estratigráfica regional apresentada por Soares *et al.* (2010a) destacando as idades dos terraços fluviais quaternários entre Manacapuru e Manaus.

O mapa geológico apresentado pela CPRM (2008) (Figura 52), considerado o mais detalhado da Amazônia Central, utiliza outras classificações litoestratigráficas e distribuição espacial em área para as unidades quaternárias desta região. No domínio do Médio Rio Amazonas, entre Manaus e Urucará, foram identificadas extensas unidades quaternárias, posicionadas paralelamente ao atual curso deste rio, denominadas informalmente de terraços aluvionares (N3ta), depósitos aluvionares de planícies aluviais (N4apa) e depósitos aluvionares (N4a). Apesar dos limites em área destas unidades serem parcialmente correlacionáveis, respectivamente, aos três níveis de terraços fluviais (TS, TI e TInf) e barras atuais observados no presente trabalho, as relações crono-estratigráficas e paleoambientais entre estas unidades não foram bem elucidadas.

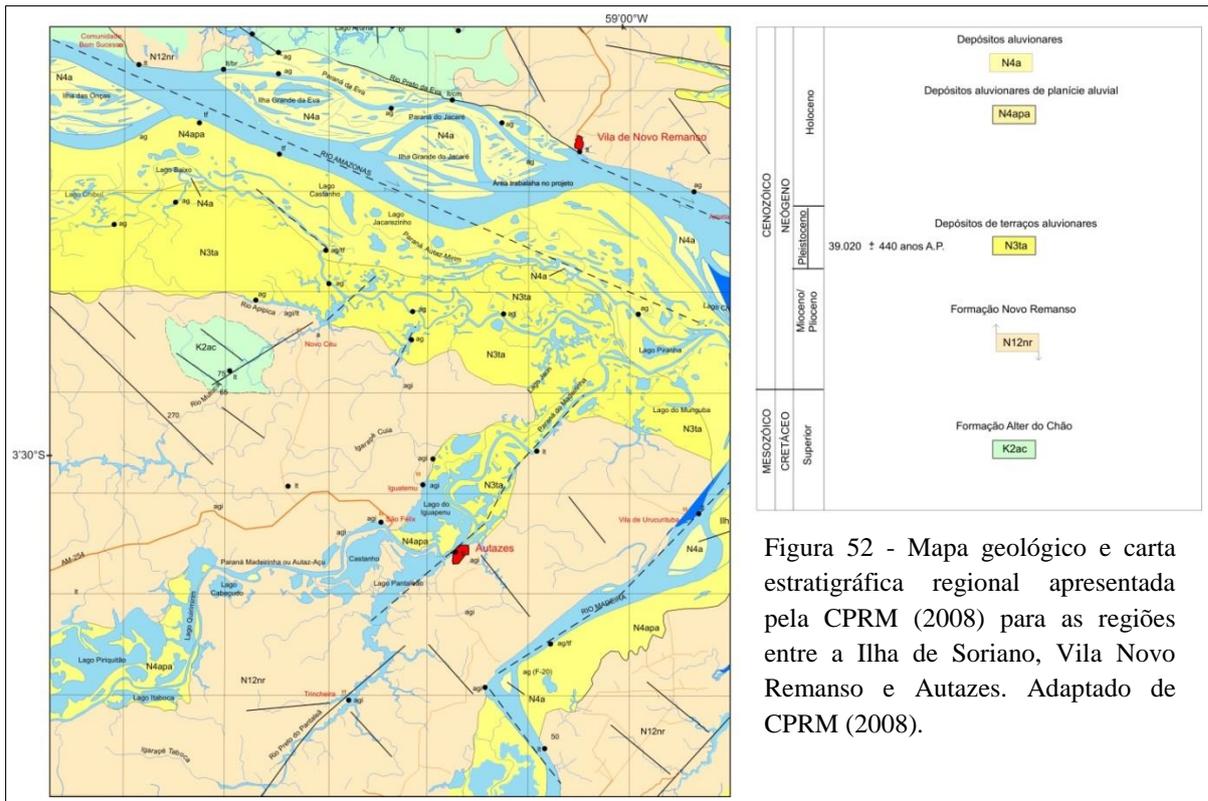


Figura 52 - Mapa geológico e carta estratigráfica regional apresentada pela CPRM (2008) para as regiões entre a Ilha de Soriano, Vila Novo Remanso e Autazes. Adaptado de CPRM (2008).

Para a unidade N3ta, representada por depósitos oxidados de areia e lama que definem barras em pontal com EHI, foi definida a idade ^{14}C de 39.000 ± 440 anos AP para depósitos do Paraná do Ramos, a leste da área do presente trabalho. Entretanto, esta idade não coincide com o intervalo de 240.000 a 51.000 anos AP definido para o TS em diversos estudos (Soares *et al.* 2010a, Fiore *et al.* 2014) na Amazônia Central, estando portanto, mais relacionado ao intervalo de 31.000 a 19.100 anos AP definido para o TI. Por outro lado, o material analisado para datação ^{14}C pode ter sido coletado dos depósitos acrescionários sobrepostos aos terraços mais antigos, que definiram uma idade mais nova.

Os depósitos aluviais N4apa correspondem a faixas contínuas e sinuosas ao longo da calha do Rio Amazonas, atingindo quilômetros de largura. Consistem de areia argilosa fina e silte argiloso, acinzentados, associados a depósitos de canais, barras de meandros e planícies de inundação, cujas idades obtidas por ^{14}C variam de 3.300 a 2.080 anos AP. Apesar da delimitação em área deste depósito ser coerente com a distribuição espacial do TI (31.000 a 19.100 anos AP) definido neste estudo, as idade obtidas pelos autores permite a correlação desta unidade com o TInf. Por outro lado, a idade mais baixa pode estar associada à datação de depósitos recentes relacionados à atuação de canais secundários desenvolvidos sobre o TI.

Os depósitos N4a são constituídos de areias finas cinzentadas e siltes cremes das barras em crescente que compõem as ilhas nas calhas dos rios Amazonas e Madeira. Esta

unidade não apresenta dados de datação, mas pela disposição em área pode ser correlacionada aos depósitos do Tinf (18.300 a 2.000 anos AP) e depósitos aluvionares recentes (< 2.000 anos AP) descrito neste trabalho de mestrado.

Em estudo recente, Rozo *et al.* (2012) definiram quatro unidades morfoestratigráficas distintas para o entorno do canal do Rio Amazonas, entre Manaus e a confluência com o rio Madeira (Figura 53). Os depósitos de terraços (*terraced deposits*), atribuídos às formações Alter do Chão e Novo Remanso, correspondem às áreas de “terras firmes” situadas em cotas mais elevadas e que não sofrem inundações periódicas. Na margem direita do Rio Amazonas (região entre os municípios de Careiro-da-Várzea e Careiro-Castanho) os autores desconsideraram a existência de terraços fluviais antigos e mais distantes do canal atual, com idades entre 240.000 e 51.000 anos AP, datados por LOE neste projeto de mestrado e em outros trabalhos (Soares *et al.* 2010a, Fiore *et al.* 2014) e generalizaram os limites dos depósitos de terraços a qualquer trecho de terra livre das inundações periódicas anuais. Os depósitos de planície de inundação (*floodplain deposits*) se caracterizam morfologicamente pela existência de lagos arredondados e de meandro (*oxbow lakes*), geralmente isolados dos canais secundários ou eventualmente conectados ao sistema de drenagem por pequenos canais (furos) que secam nos períodos de seca. A esta unidade foi atribuída idade ^{14}C em torno de 1.000 anos AP, fornecidos por Sternberg (1950) e Latrubesse & Franzinelli (2002), referentes à datação de cerâmica indígena e barras fluviais desta unidade, respectivamente. Devido às características morfológicas e distribuição espacial em área, esta unidade pode ser associada ao TI, entretanto, a idade é bem inferior ao intervalo de 31.000 a 19.100 anos AP proposto para o TI neste estudo. As idades obtidas pelos autores devem corresponder à deposição mais recente por acreção vertical ou por canais secundários sobre o TI. Os depósitos de barras de acreção (*scroll bar deposits*) são constituídos de sucessões de camadas de silte, argila e areia fina, acinzentados, que compõem os pares de EHI. Formam a maior parte das ilhas aluviais e as porções da margem direita do Rio Amazonas, exibindo idades LOE com valores entre 7.500 e 3.400 anos AP. Os dados morfológicos, sedimentológicos, geocronológicos e de distribuição em área permitem sua correlação com os depósitos do TInf, com idade entre 18.300 e 2.000 anos, descrito neste estudo. A idade máxima de 18.300 anos AP é indicativa de que os processos que levaram ao seu desenvolvimento iniciaram-se no final do Pleistoceno Superior, diferentemente do desenvolvimento no Holoceno sugerido por Rozo *et al.* (2012). Os depósitos de barras de canal recentes (*Channel bars deposits*) são compostos por areias finas moderadamente selecionadas que emergem da superfície do Rio Amazonas durante o

período de vazante. Estes depósitos são correlacionáveis aos depósitos aluvionares recentes observados no presente trabalho e enfatizados por outros autores (Latrubesse & Franzinelli 2002, Passos 2012, Passos *et al.* 2012) como formadores atuais de ilhas e barras marginais.

Uma nova subdivisão geomorfológica foi proposta por Ferreira (2013) para a região de confluência dos rios Negro e Solimões, identificadas informalmente de unidades A e B. A “unidade A” corresponde a sítios dissecados localizados em cotas variando entre 50 e 100 metros e pode ser associada principalmente a área do embasamento cretáceo-miocênico, que engloba também porções do TS, descritos neste estudo. A “unidade B” foi subdividida em 2 partes: a B1 correspondente às áreas inundáveis localizadas na margem direita do canal atual do sistema fluvial Solimões-Amazonas, apresentando relevo muito plano e sendo recobertas por lagos arredondados e a B2 é relacionada às barras fluviais sedimentadas no canal contendo pares de EHI e cujas idades que variam de 10.900 e 1.300 anos AP. Os dados de distribuição em área e geocronológicos permitem correlacionar a unidade B1 e B2, respectivamente, com as unidades TI e Tinf descritas neste estudo.

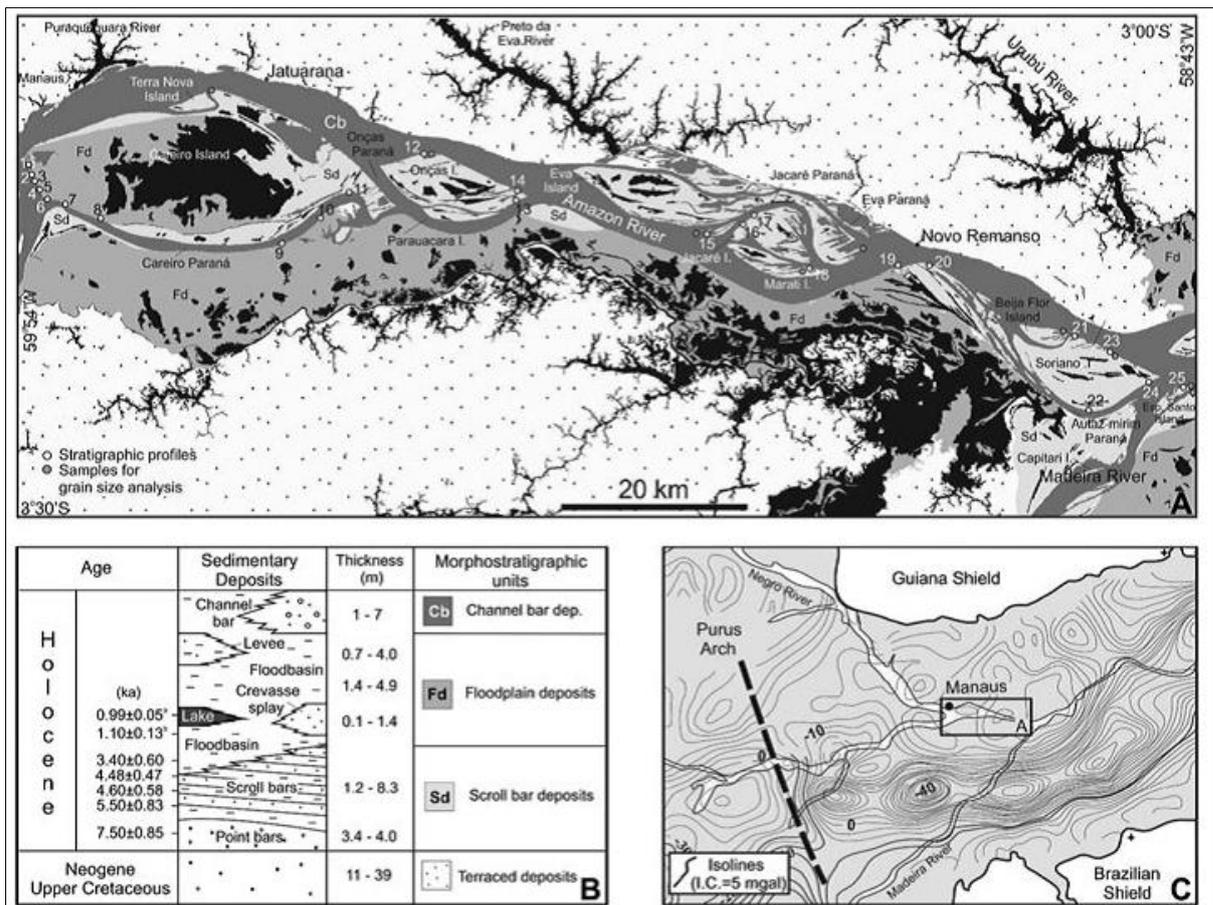


Figura 53 - Mapa e carta estratigráfica das unidades morfológicas propostas por Rozo *et al.* (2012) para a região entre a ilha do Careiro e confluência dos rios Amazonas e Madeira

7.4. EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL DOS TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS DO SISTEMA SOLIMÕES-AMAZONAS

A evolução geológica proposta neste trabalho, para as regiões do Careiro-da-Várzea, Careiro-Castanho, Manaquiri e Autazes, corresponde ao intervalo de tempo compreendido entre o Cretáceo e o Quaternário. A deposição da Formação Alter do Chão, no Cretáceo (Aptiano-Cenomaniano), foi possibilitada pela reativação de falhas NW-SE (CPRM 2008), seguida de subsidência e implantação de um sistema fluvial interpretado como entrelaçado (Rozo, 2003, Soares 2007) ou meandrante (CPRM 2006, Mendes *et al.* 2012). Este sistema, cujo curso corria para W em direção ao proto-oceano pacífico, foi desenvolvido em condições ambientais de baixa umidade (Soares 2007). Após a deposição desta unidade se estabeleceu um período de queda do nível de base, quiescência tectônica e exposição subárea que permitiu o desenvolvimento do paleossolo ferruginoso S₁ durante o Paleoceno-Eoceno.

A atuação de forças distensivas NE-SW durante o Mioceno Inferior induziram a subsidência da bacia permitindo a instalação de um sistema fluvial meandrante, que migrava para E-SE, correspondente aos depósitos fluviais da Formação Novo Remanso (porção inferior) (Dino *et al.* 2012). Posteriormente, seguiu-se novo pulso compressivo na bacia, resultando em exposição subaérea e nova queda do nível de base ainda no Mioceno Inferior, que proporcionou o desenvolvimento do paleossolo laterítico S₂. No Mioceno Médio, provavelmente em função de movimentos de subsidência e subida do nível de base regional houve a retomada da sedimentação do sistema fluvial meandrante que proporcionou a deposição a Formação Novo Remanso (porção superior). Provavelmente, no Mioceno Superior-Plioceno, novo período de quiescência tectônica e exposição subárea permitiu o desenvolvimento da Superfície S₃ (Figura 54 A), denotando um último pulso de soerguimento regional nesta porção da bacia. Dados de furos de sondagem analisados por Andrade & Soares (2009) revelam que a capa sedimentar miocênica estende-se por cerca de 200 km, entre Manaus e Itacoatira, com espessura que varia entre 20 e 80 metros. Por sua vez, Caputo (2009) afirma que a capa miocênica se estende por toda a bacia.

No Pleistoceno Médio, a reativação de antigos conjuntos de falhas transcorrentes dextrais NE-SW e E-W cuja interação resultou em falhas normais com trend NW-SE (Fernandes Filho, 1996), culminou no desenvolvimento de um sistema de *grabens* e *horsts* (Figura 54 B), com basculamentos associados, que proporcionou a implantação inicial de um sistema fluvial meandrante (Proto-Solimões) a centenas de quilômetros ao sul da atual calha

dos rios Solimões e Amazonas. Idades obtidas por LOE nestes depósitos apontam o início da sedimentação do TS a cerca de 240.000 anos AP, estendendo-se até aproximadamente 51.000 anos AP (figura 54 C). Idades correlatas obtidas por Fiore *et al.* (2014) entre Codajás e Anamã, mostram que este terraço se estende por centenas de quilômetros na porção oeste da Bacia do Amazonas. Posteriormente, o basculamento da borda sul da bacia para norte-nordeste e a queda do nível de base regional proporcionou a continua migração do sistema fluvial rumo a norte, depositando os níveis de terraços TI e TInf, respectivamente, entre 31.000-19.100 e 18.300-2.000 anos AP (Figura 54 D e E).

O avanço deste sistema fluvial meandrante rumo a norte foi interrompido ao alcançar um anteparo elevado e resistente à erosão, correspondente às falésias das formações Alter do Chão e Novo Remanso entre as localidades de Manacapuru e Novo Remanso. A interrupção na migração dos canais, associado também ao progressivo barramento na foz deste rio em decorrência da subida relativa do nível do mar que atingiu seu máximo em aproximadamente de 6.000 anos AP (Vieira 1981, Irion *et al.* 1997) proporcionou a diminuição gradativa da sinuosidade do canal principal (Figura 54 E). O aumento progressivo do nível eustático resultou na diminuição do gradiente fluvial provocando o afogamento de canais tributários, maior aporte de finos e redução da carga sedimentar de fundo. Em contrapartida o aumento da umidade na região amazônica durante o Holoceno Tardio registrado por diversos autores (Baker *et al.* 2001, Rossetti *et al.* 2005, Behling *et al.* 2010, Behling 2011) proporcionou a expansão da floresta tropical (Mayle *et al.* 2000) que contribuiu para a fitoestabilização das margens dos canais.

O somatório dos fatores descritos acima influenciou na gradativa mudança do sistema fluvial Solimões-Amazonas, de meandrante para o atual anastomosado-*anabanching*, entre 6.000 e 2.000 anos AP (Figura 54 F). Neste intervalo de tempo, a planície aluvial ativa do sistema anastomosado-*anabanching* permaneceu desenvolvendo depósitos de barras de acreção lateral associados a trechos meandrantés dos canais principais e secundários que caracterizam este estilo fluvial, segundo as concepções de Nanson & Knighthon (1996) e Rozo *et al.* (2012).

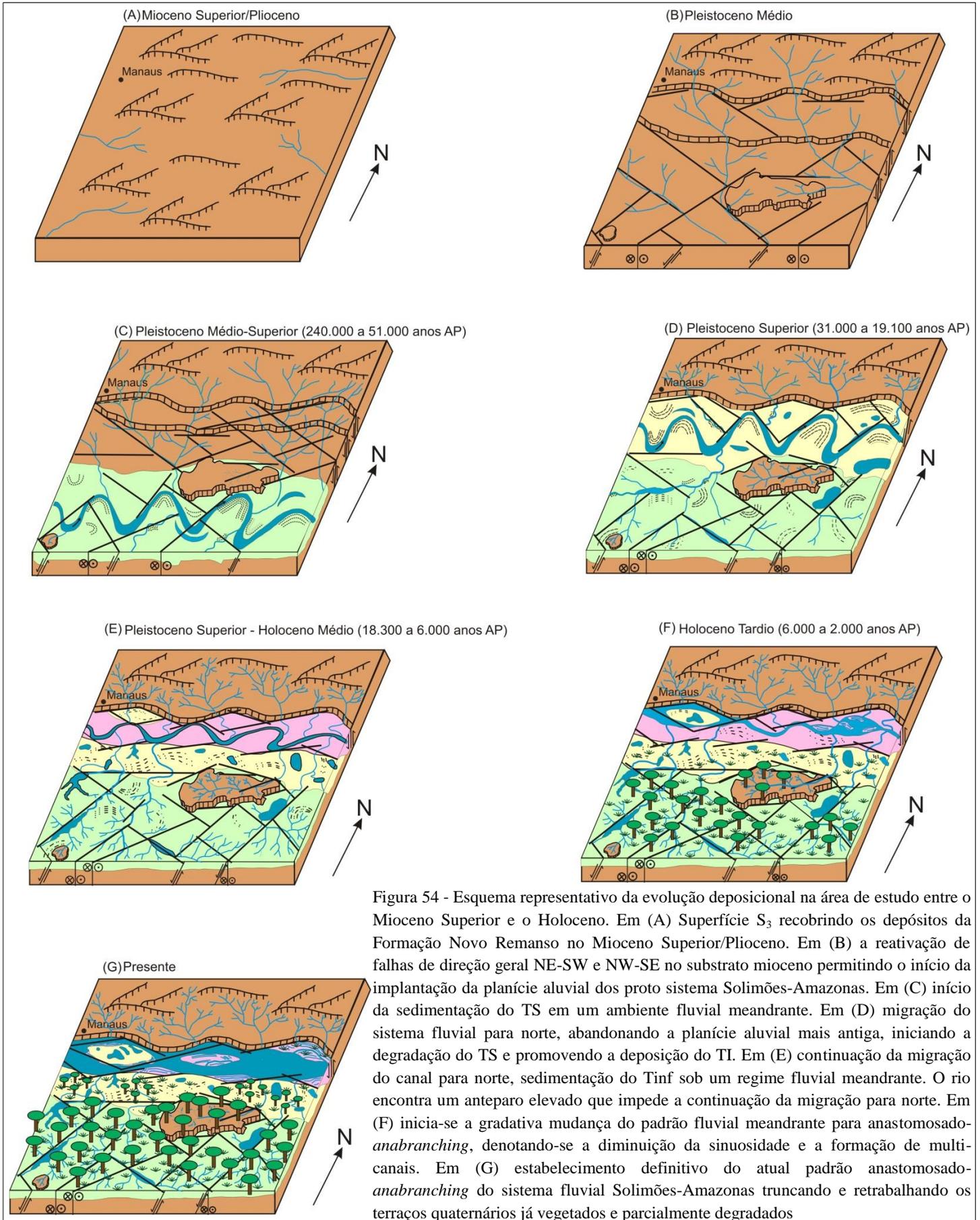


Figura 54 - Esquema representativo da evolução deposicional na área de estudo entre o Mioceno Superior e o Holoceno. Em (A) Superfície S_3 recobrindo os depósitos da Formação Novo Remanso no Mioceno Superior/Plioceno. Em (B) a reativação de falhas de direção geral NE-SW e NW-SE no substrato mioceno permitindo o início da implantação da planície aluvial dos proto sistema Solimões-Amazonas. Em (C) início da sedimentação do TS em um ambiente fluvial meandrante. Em (D) migração do sistema fluvial para norte, abandonando a planície aluvial mais antiga, iniciando a degradação do TS e promovendo a deposição do TI. Em (E) continuação da migração do canal para norte, sedimentação do Tinf sob um regime fluvial meandrante. O rio encontra um anteparo elevado que impede a continuação da migração para norte. Em (F) inicia-se a gradativa mudança do padrão fluvial meandrante para anastomosado-anabranching, denotando-se a diminuição da sinuosidade e a formação de multi-canais. Em (G) estabelecimento definitivo do atual padrão anastomosado-anabranching do sistema fluvial Solimões-Amazonas truncando e retrabalhando os terraços quaternários já vegetados e parcialmente degradados

Nos últimos 2.000, anos o sistema Solimões-Amazonas, no trecho entre a confluência dos rios Negro e Madeira, exhibe padrão anastomosado-*anabranching* relativamente estável, conforme descrito em diversos estudos, exibindo baixa taxa migração do canal (Mertes et al. 1996, Rozo *et al.* 2005a, Passos *et al.* 2012, Rozo *et al.* 2012). A estabilidade do topo das barras fluviais é corroborada pela idade ^{14}C , de até 2.840 ± 80 anos AP, obtida a partir de cerâmica indígena (Sternberg 1960) e matéria orgânica (Absy 1979). Nesta região, os canais fluviais atuais truncam e retrabalham os terraços TI e TInf (Figura 54 G), favorecendo a formação de extensas barras arenosas no interior do canal, formando ilhas alongadas com até 8 km de comprimento. Durante as enchentes sazonais, quando o nível dos rios se eleva até cerca de 10 metros (Sippel *et al.* 1994, Hess *et al.* 1995, Chauveal *et al.* 1996, Alsdorf 2003), a planície ativa deste sistema é recoberta por finos de suspensão.

7.5. GEOQUÍMICA DOS TERRAÇOS FLUVIAIS DO SISTEMA SOLIMÕES-AMAZONAS

Foram realizadas análises geoquímicas pelo método de ativação de neutrôns para a detecção das concentrações de Co, Cr, Cs, Eu, Fe, Hf, La, Lu, Na, Sc, Sm, Th, U e Yb em 34 amostras coletadas nos perfis indicados na Figura 55. Os resultados foram inicialmente analisados por *clusters*, que forneceram um dendograma contendo amostras do TS, TI e Tinf (Figura 56). A análise de *clusters* é bastante eficiente para o agrupamento de amostras de características similares (Nunes *et al.* 2009), entretanto, sua eficiência cai quando há necessidade de ilustração de diferenças entre grupos distintos (Soares *et al.* 2012). Neste contexto, os *clusters* com as amostras do TI e Tinf mostraram superposição sugerindo uma composição química aproximada para estas duas unidades, justificando a aglomeração das amostras pertencentes ao TI e Tinf em um único grupo. Ao passo que as amostras pertencentes ao TS apresentam composição química bastante diferenciada, de maneira que esse grupo de amostras corresponde por si só a um *cluster* próprio.

O refinamento da interpretação proveniente da análise por *clusters* foi feita a partir da análise discriminante, que possibilitou a discriminação de objetos na população previamente definida nos dendogramas. O gráfico obtido a partir da função discriminante canônica demonstra claramente a diferenciação das amostras em três grupos distintos correspondentes ao TS, TI e Tinf, respectivamente (Figura 57). Pode-se observar que a plotagem indica que as

amostras de cada terraço forma um grupo relativamente homogêneo, demonstrando um alto grau de semelhança geoquímica entre elas.

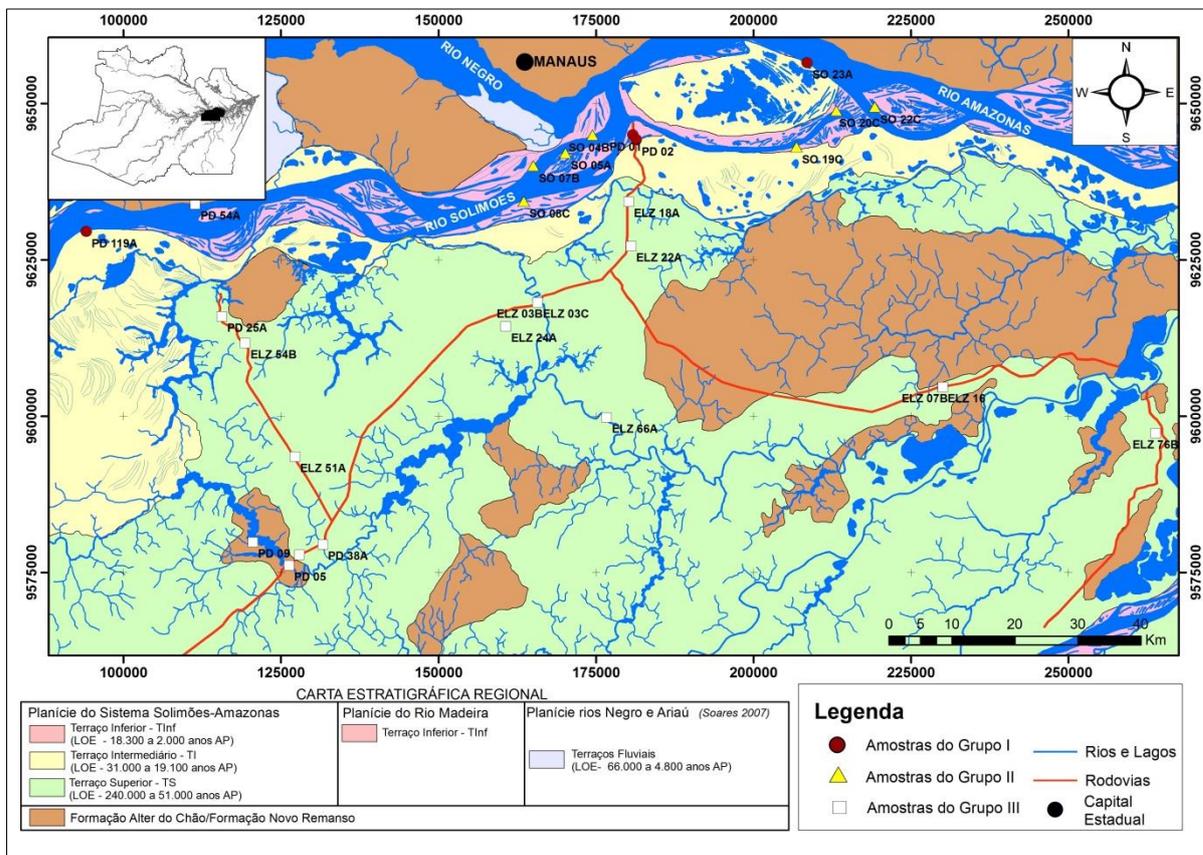


Figura 55 - Mapa geológico com indicação dos locais de coletas das amostras analisadas por ativação de nêutrons.

Apesar de ter sido identificada uma sobreposição entre amostras do TI e do Tinf na análise por *cluster*, a utilização da função discriminante demonstrou que quando os dados foram analisados sob a ótica de uma metodologia baseada na estrutura de correlação entre os elementos químicos, foi possível a diferenciação de três grupos distintos de amostras.

A diferença geoquímica observada na Figura 57, sobretudo entre o TS em relação ao TI e Tinf, é relacionada à maior influência dos processos de exposição subárea, alteração e pedogênese que atuaram sobre o terraço mais antigo durante o seu desenvolvimento e abandono ainda no Pleistoceno. Estes processos refletem a sua coloração avermelhada e aspecto mosqueado devido às transformações mineralógicas (oxidação) e químicas. Por outro lado, os depósitos do TI e do Tinf apresentam maior afinidade geoquímica entre si, refletindo a compatibilidade na preservação do conteúdo orgânico (cor acinzentada) e a ausência de pedogênese e de alteração mineralógica.

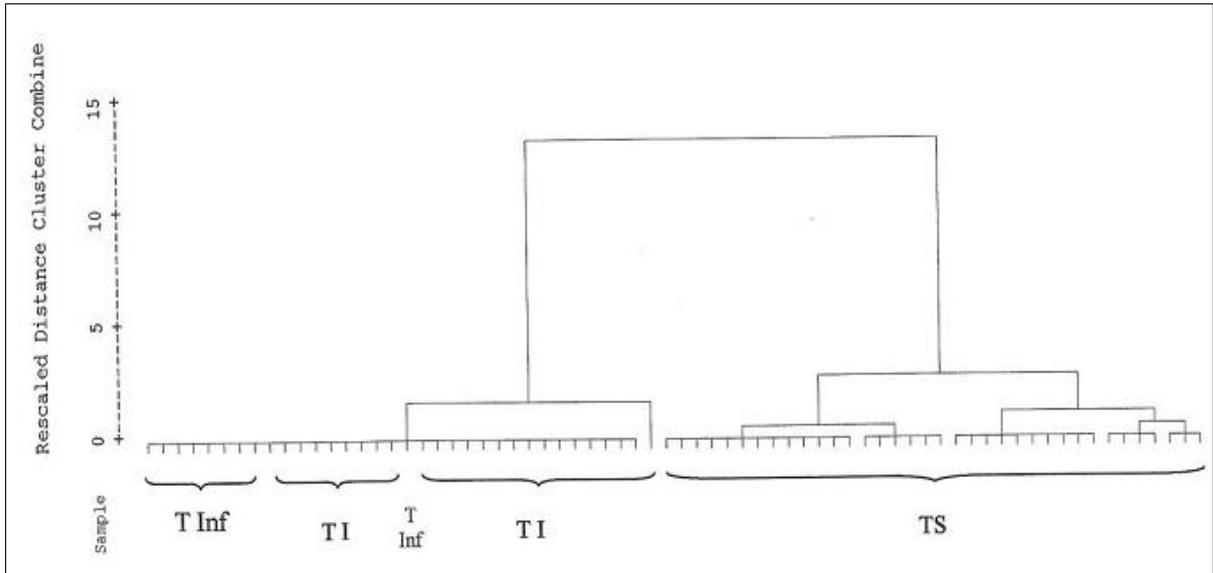


Figura 56 - Dendrograma das amostras agrupadas através da análise por *clusters*.

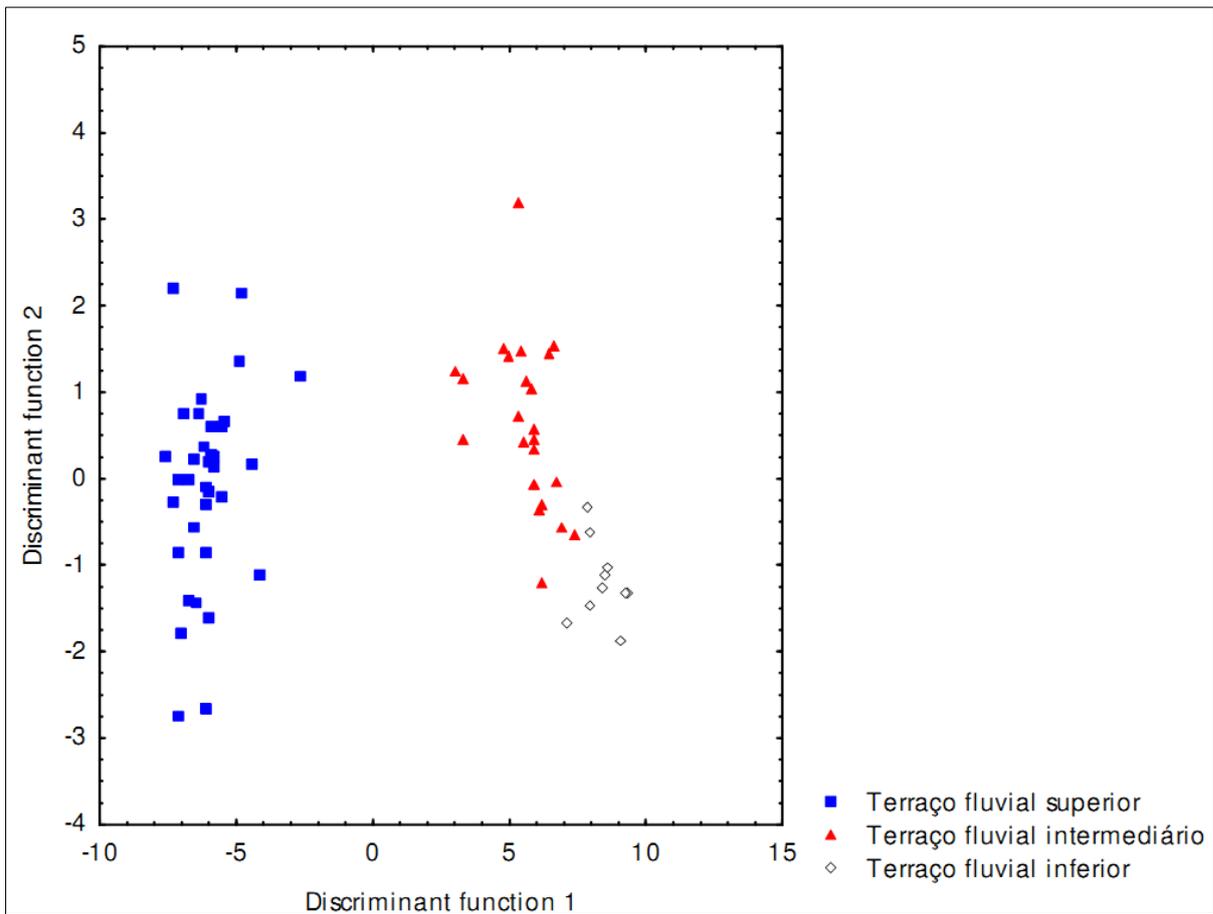


Figura 57 – Discriminação de grupos através da função discriminante 1 versus a função discriminante 2.

7.6. ASPECTOS ECONÔMICOS E TECNOLÓGICOS DOS TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS DO SISTEMA SOLIMÕES-AMAZONAS

Os extensos depósitos argilosos mosqueados do TS são frequentemente utilizados e explorados para o emprego na indústria de cerâmica vermelha nos municípios de Careiro-Castanho, Autazes e Manaquiri. No trabalho desenvolvido pela CPRM (2008) foram realizados ensaios mecânicos específicos para tijolos e telhas em amostras provenientes das unidades N3ta, N4apa e N4a, parcialmente correlacionáveis aos três níveis de terraços fluviais observados na área de estudo. Todas as amostras apresentaram resultados satisfatórios, sugerindo que os depósitos argilosos da área de estudo são apropriados para a indústria de cerâmica vermelha. A CPRM (2008), através de dados de sondagem a trado, inferiu uma reserva de argila de aproximadamente 4.750.000 m³ entre as regiões de Careiro-da-Várzea e Autazes.

Constatou-se em campo a existência de dois pequenos areais em terra firme, relacionados aos membros arenosos das EHI das barras de pontal do TS, explorados na região de Manaquiri. Estes depósitos consistem em camadas decamétricas de areias quartzosas, possuindo granulção predominantemente média com seleção variando de moderada a boa.

Uma alternativa à substituição de rochas duras utilizadas na pavimentação asfáltica no Amazonas é o agregado sintético de argila calcinada - ASAC (Sarges *et al.* 2010), tendo em vista a escassez de materiais adequados para esses fins nos diversos municípios do estado. Neste contexto, foram coletadas seis amostras de afloramentos argilosos do TS para a realização de ensaios de granulometria, limite de liquidez e limite de plasticidade visando à avaliação inicial deste material para o emprego na produção de ASAC. Para que sejam consideradas adequadas, as amostras utilizadas no fabrico de ASAC devem atender no mínimo às seguintes recomendações: 1) granulometria fina o suficiente para permitir que mais do que 85% do material passe na peneira de 0,075 mm (ABNT – NBR 6205), e 2) índice de plasticidade (IP) maior que 15%, denotando um material altamente plástico conforme a classificação de Jenkins (Ministério dos Transportes 2006, Frota *et al.* 2006).

Foram realizados ensaios granulométricos por peneiramento e sedimentação em provetas (ABNT – NBR 6205). As amostras do TS apresentaram granulometria com percentuais de finos variando entre 90,20% e 90,88% (Tabela 11 e Figura 58), portanto, dentro dos padrões recomendados pela ABNT.

Tabela 11– Quadro dos ensaios granulométricos por peneiramento e decantação (ABNT - NBR 6205).

Amostra ELZ 18C			Amostra ELZ 49A			Amostra ELZ 49B		
	Abertura das Peneiras (mm)	Porcentagem que passa (%)		Abertura das Peneiras (mm)	Porcentagem que passa (%)		Abertura das Peneiras (mm)	Porcentagem que passa (%)
Pen. Grosso	50	100.00	Pen. Grosso	50	100.00	Pen. Grosso	50	100.00
	38	100.00		38	100.00		38	100.00
	25	100.00		25	100.00		25	100.00
	19	100.00		19	100.00		19	100.00
	9.5	100.00		9.5	100.00		9.5	100.00
	4.8	100.00		4.8	100.00		4.8	100.00
Pen. Fino	2	99.96	Pen. Fino	2	99.94	Pen. Fino	2	99.96
	1.18	99.81		1.18	99.75		1.18	99.52
	0.59	99.05		0.59	98.96		0.59	99.13
	0.42	97.35		0.42	96.81		0.42	97.75
	0.212	93.31		0.212	92.82		0.212	93.20
	0.15	91.93		0.15	91.26		0.15	91.91
Sedimentação	0.075	90.67	Sedimentação	0.075	90.20	Sedimentação	0.075	90.54
	0.0547	85.63		0.0539	84.19		0.0539	81.95
	0.0387	85.15		0.0381	83.70		0.0381	81.47
	0.0274	84.67		0.0270	83.46		0.0270	81.23
	0.0193	84.43		0.0191	82.98		0.0191	80.75
	0.0137	84.16		0.0135	82.74		0.0135	80.51
	0.0100	83.92		0.0098	82.50		0.0098	80.27
	0.0071	83.68		0.0070	82.26		0.0070	80.03
	0.0050	83.20		0.0049	81.77		0.0049	79.54
	0.0035	82.24		0.0035	81.05		0.0035	78.82
	0.0025	81.03		0.0025	80.14		0.0025	78.10
	0.0017	80.61		0.0017	79.78		0.0017	77.86
	0.0010	78.49		0.0010	78.76		0.0010	76.84

Amostra ELZ 54A			Amostra ELZ 73A			Amostra ELZ 76A		
	Abertura das Peneiras (mm)	Porcentagem que passa (%)		Abertura das Peneiras (mm)	Porcentagem que passa (%)		Abertura das Peneiras (mm)	Porcentagem que passa (%)
Pen. Grosso	50	100.00	Pen. Grosso	50	100.00	Pen. Grosso	50	100.00
	38	100.00		38	100.00		38	100.00
	25	100.00		25	100.00		25	100.00
	19	100.00		19	100.00		19	100.00
	9.5	100.00		9.5	100.00		9.5	100.00
	4.8	100.00		4.8	100.00		4.8	100.00
Pen. Fino	2	99.94	Pen. Fino	2	99.95	Pen. Fino	2	99.95
	1.18	99.72		1.18	99.78		1.18	99.78
	0.59	98.94		0.59	99.02		0.59	99.00
	0.42	98.15		0.42	97.36		0.42	97.29
	0.212	93.53		0.212	96.29		0.212	93.22
	0.15	92.61		0.15	93.47		0.15	91.82
Sedimentação	0.075	90.88	Sedimentação	0.075	90.81	Sedimentação	0.075	90.56
	0.0540	80.28		0.0539	80.77		0.0544	83.47
	0.0382	79.80		0.0381	80.30		0.0384	82.87
	0.0270	79.56		0.0270	80.07		0.0271	82.63
	0.0191	78.95		0.0191	79.60		0.0192	82.15
	0.0135	78.71		0.0135	79.36		0.0135	81.72
	0.0098	78.47		0.0098	79.13		0.0099	81.48
	0.0070	78.23		0.0070	78.90		0.0070	81.24
	0.0049	77.75		0.0049	78.66		0.0049	80.76
	0.0035	76.84		0.0035	77.96		0.0035	79.85
	0.0025	76.12		0.0025	77.26		0.0025	79.13
	0.0017	75.76		0.0017	77.02		0.0017	78.89
	0.0010	74.73		0.0010	76.32		0.0010	78.04

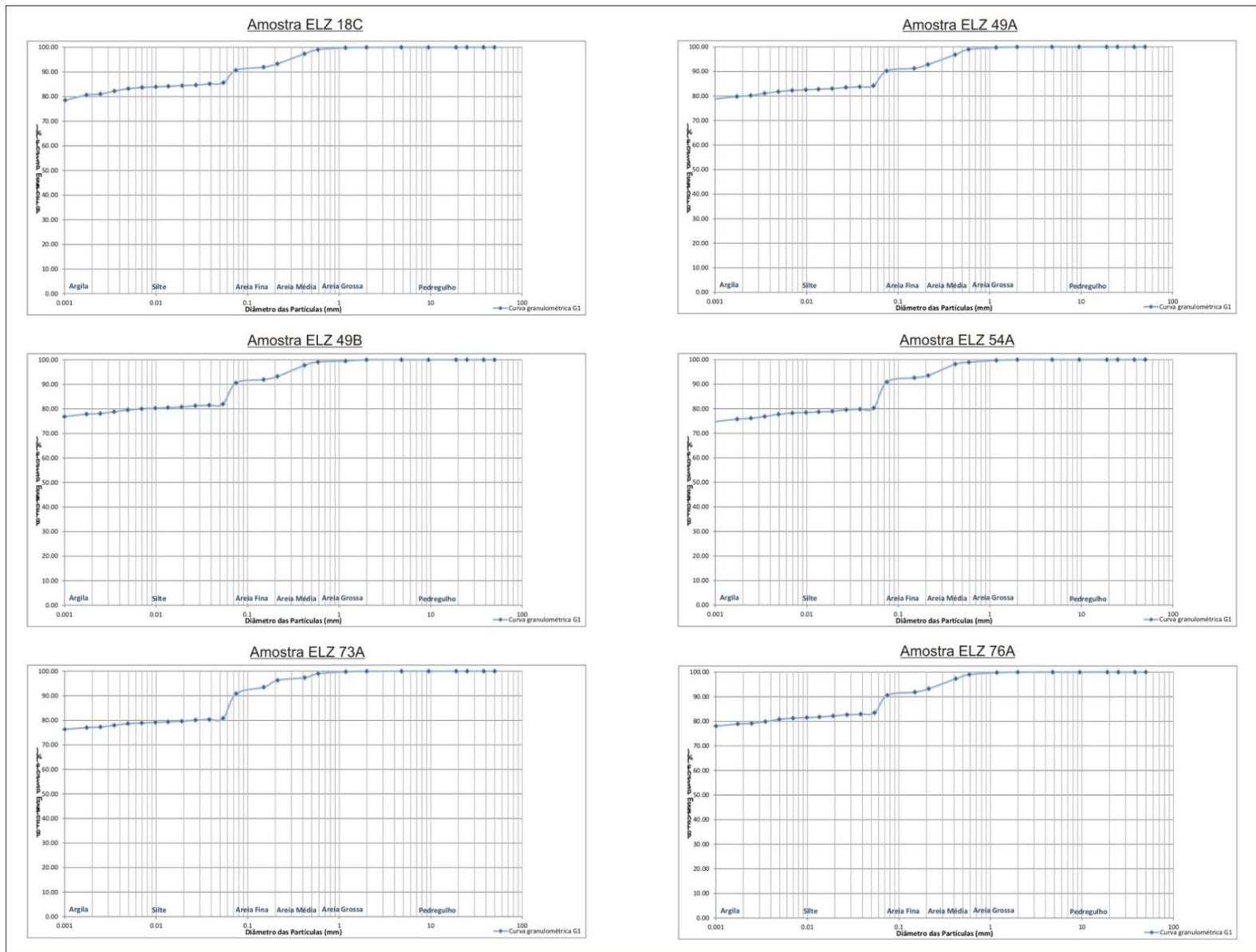


Figura 58 - Curvas de frequências granulométricas acumuladas das amostras analisadas.

O índice de plasticidade (IP) é definido a partir da subtração entre os valores obtidos nos ensaios de limite de plasticidade (LP) e limite de liquidez (LL) de cada amostra, conforme a equação abaixo:

$$IP = LL - LP,$$

Onde IP é índice de plasticidade, LL o limite de liquidez e LP o limite de plasticidade.

O limite de liquidez é obtido a partir do golpeamento mecânico das amostras em um aparelho de Casagrande. Por sua vez, o limite de plasticidade é medido através da ruptura por distensão de um cilindro moldado com o material umedecido.

Os resultados dos ensaios de LL, LP e o IP obtido para cada amostra constam da Tabela 12.

Tabela 12 - Quadro resumo dos ensaios de LL, LP e resultados de IP obtidos

Amostra	Limite de Liquidez	Limite de Plasticidade	Índice de Plasticidade
ELZ 18C	78,1%	49,16%	28,94%
ELZ 49A	56,4%	36,55%	19,85%
ELZ 49B	54,6%	37,62%	16,98%
ELZ 54A	55,7%	39,28%	16,42%
ELZ 73A	51,3%	35,38%	19,92%
ELZ 76A	59,50%	37,59%	21,91%

Conforme observado na Tabela 12, as amostras analisadas apresentaram IP superior a 15%, podendo ser classificadas como altamente plásticas e atendendo as recomendações mínimas para emprego em ASAC. Conclui-se, então, com base nos resultados granulométricos e os IPs obtidos que a fácies pelítica do TS constitui um material adequado ao fabrico de ASAC. Entretanto, ressalta-se, que ensaios mecânicos específicos devem ser realizados em corpos de prova para a confirmação da qualidade dos agregados sintéticos oriundos deste material.

8. CONCLUSÕES

O estudo da área da região entre o Careiro-Castanho e Autazes foi baseado em dados obtidos por levantamento em campo, análises sedimentológicas, químicas, geocronológicas e de produtos de sensores remotos que possibilitaram as seguintes conclusões:

1º) O embasamento geológico Cretáceo/Neógeno das regiões do Careiro-Castanho, Autazes, Careiro-da-Várzea e Manaquiri consiste nas rochas siliciclásticas das formações Alter do Chão e Novo Remanso. Estas unidades são limitadas por três níveis de paleossolos lateríticos (S_1 , S_2 e S_3) quimicamente distintos entre si. A Superfície S_1 marca o topo da Formação Alter do Chão e consiste em uma espessa crosta laterítica ferruginosa com estruturação colunar e denota um período de exposição subaérea entre o Paleoceno e o Oligoceno. A Superfície S_2 divide os depósitos da Formação Novo Remanso em duas partes (unidade inferior e unidade superior), e consiste em uma crosta laterítica ferruginosa imatura com sinais de retrabalhamento que indica um período de soerguimento e exposição subaérea no Mioceno Inferior. Por fim, a Superfície S_3 recobre a Formação Novo Remanso e consiste em um paleossolo laterítico relativamente bem desenvolvido com estruturação cavernosa e colunar, denotando um terceiro período de soerguimento e exposição subaérea durante o Plioceno e parte do Pleistoceno. Estas superfícies de descontinuidades abrem a possibilidade de correlações estratigráficas regionais dos depósitos cenozóicos com outros depósitos da mesma idade nas bacias sedimentares do norte do Brasil.

2º) Na região entre o Careiro-Castanho e Autazes ocorrem três níveis de terraços fluviais (TS, TI e TInf) desenvolvidos entre 240.000 e 2.000 anos AP que recobrem e, por vezes, circundam o embasamento geológico cretáceo/mioceno. Os níveis dispõem-se em faixas alongadas assimétricas e são truncados pelo atual Sistema Fluvial Solimões-Amazonas. O TS com relevo levemente dissecado, exibe idades variando entre 240.000 e 51.000 anos AP. Esta unidade consiste em depósitos de barras em pontal ferruginizados contendo pares de EHI, que se estendem por centenas de quilômetros da área de estudo e compõe a planície inativa do Sistema Fluvial Solimões-Amazonas. O TI, cujas idades obtidas são da ordem de 31.000 a 19.100 anos AP, corresponde a um terraço predominantemente lamoso e pouco oxidado (coloração cinza) que apresenta morfologia incipiente de linhas de acreção lateral, onde se implantaram lagos arredondados interligados por furos e paranás. O TInf, por sua vez, apresenta idades variando entre 18.300 e 2.000 anos e compõe juntamente com o TI a planície ativa do sistema fluvial Solimões-Amazonas. Esta unidade forma grande parte das ilhas nas calhas dos rios Solimões,

Amazonas e Madeira. Idade ^{14}C de 540 anos AP obtida em um paleocanal na Ilha do Careiro indica que esses depósitos tem sido truncados e retrabalhados principalmente por canais secundários.

3º) A morfologia de cristas e depressões associadas a barras em pontal com EHI nos terraços fluviais quaternários estudados, juntamente com evidências de paleocanais inseridos nos terraços fluviais nas proximidades da desembocadura do rio Purus (Figura 45) , levam a crer que o sistema fluvial Solimões-Amazonas possuía entre 240.000 e 6.000 anos AP um estilo fluvial meandrante que migrou de sul para norte por centenas de quilômetros devido a movimentação tectônica. O atual estilo anastomosado-*anabranching* deste sistema fluvial iniciou sua instalação no Holoceno Tardio (6.000 anos AP) como consequência do aumento do nível do mar devido o início do atual período interglacial e do aumento da umidade na região amazônica, propiciando o desenvolvimento da vegetação que fitoestabilizou as margens dos rios e dificultou a continuidade dos processos de avulsão e geração de novos canais.

4º) Os terraços fluviais quaternários são quimicamente diferenciados com base nos elementos-traço. O TS se diferencia em relação aos TI e TInf da área, em função do maior tempo de exposição subaérea e pedogênese ao qual foi submetido desde o Pleistoceno Superior. Esta exposição induziu uma série de mudanças mineralógicas e químicas que culminaram na oxidação dos depósitos do TS atribuindo a eles a coloração avermelhada e o aspecto mosqueado, enquanto o TI e TInf, devido ao menor tempo de exposição, exibem coloração acinzentada e pedogênese incipiente.

5º) Os depósitos silticos-argilosos do TS mostraram-se adequados para o aproveitamento na fabricação de cerâmica vermelha e ASAC's, conforme atestam os ensaios tecnológicos realizados neste projeto de mestrado, possibilitando a abertura de novas perspectivas para o investimento do setor mineral na área de estudo.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abinader, H.D., 2008. Depósitos cenozoicos da porção oeste da Bacia do Amazonas. Tese (Mestrado), Departamento de Geociências - Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 83 pp.
- Absy, M. L. 1979. A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin. 100 f. Thesis (PhD). University of Amsterdam, Amsterdam.
- Albuquerque, O.R. 1922. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. Rio de Janeiro: DNPM (Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 3), Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil 19:15-56.
- Alsdorf, D. E. 2003. Water storage of the Central Amazon Floodplain measured with GIS and Remote Sensing Imagery. *Annals of the Association of American Geographers*, v.93, n. 1, p 55-66.
- Andrade, L.S. & Soares, E.A.A. 2009. Estratigrafia de subsuperfície da sequênciasedimentar cretácea e neógena na cidade de Manaus. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus, Resumos Expandidos, (CD-ROM).
- Associação Brasileira de Normas Técnicas – ABNT. NBR 6459. Solo - Determinação do limite de liquidez. Rio de Janeiro, 1984.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas – ABNT. NBR 7180, Solo - Determinação do limite de plasticidade. Rio de Janeiro, 1988.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas – ABNT. NBR 7181. Solo – Análise granulométrica. Rio de Janeiro, 1988.
- Baker, P. A., Seltzer, G. O., Fritz, S.C., Dunbar, R. B, Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, L.S., Rowe, H.D., Broda, J. P. 2001. The history of South America precipitation for the past 25,000 years. *Science*, v. 291, p. 640-643.
- Bateman, M. D., Frederick, C. D., Jaiswal M. K., Singhiv, A. K. 2003. Investigations into the potential effects of pedoturbation on luminescence dating. *Quaternary Science Reviews*. V.22, p. 1169-1176.
- Blum, M.D., Törnqvist, T. 2000. Fluvial response to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, v. 47, p.2-48.

Camargo, M. G., 2006. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. Ver. Bras. Geoc., 36(2):371-378.

Campos, P. A. C. G. 2009. Análise sedimentológica e estratigráfica de terraços fluviais quaternários do Rio Solimões, região do Careiro-da-Várzea, sul de Manaus. Programa institucional de iniciação científica – PIBIC. Relatório Final. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, AM.

Campos, P. A. C. G. & Soares, E. A. 2009. Análise sedimentológica e estratigráfica de terraços fluviais quaternários do Rio Solimões na região do Careiro da Várzea, sul de Manaus. *In: SBG. Simp. Geol. da Amazônia*, 11, Manaus, AM.

Caputo, M.V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Relatório interno, PETROBRÁS. (641-A): p 99.

Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Tese de Doutorado. Universidade da Califórnia, Santa Bárbara, CA. 583 p.

Caputo, H. P. 1998. Mecânica dos solos e suas aplicações – Fundamentos. Rio de Janeiro, livros técnicos e científicos Editora. v. 01. 6º edição.

Caputo, M.V. 2009. Discussão sobre a Formação Alter do Chão o Alto de Monte Alegre. *In: Contribuições à geologia da Amazonia*, Vol. 7, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 2011 Belém, Pará, p. 7-23.

Chauveal, A., Walker, I, Lucas, Y. 1996. Sedimentation and pedogenesis in a Central Amazonian black water basin. *Biogeochemistry*, v. 33, n. 2, p. 77-95.

Costa, J. B. S., Bemerguy, R. L., Hasui, Y., Borges, M. S., Ferreira Junior, C. R. P., Bezerra, P. E. L., Costa, M. L., Fernandes, J. M. G, 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, V. 4, p. 23-44.

CPRM. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas, Programa Geologia do Brasil. Brasília: Ministério de Minas e Energia/CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

CPRM. Informe de Recursos Minerais, Série Rochas e Minerais Industriais nº 03 - Projeto de materiais de construção no domínio Médio Amazonas. 2008. Serviço Geológico do Brasil, Manaus-AM, 168 p.

Cunha, P. R. C.; Melo, J. H. G.; Silva, O.B., 2007. Bacia do Amazonas. *In: Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 227-251.

Daemon, R. F. & Contreiras, J. A., 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, São Paulo, Anais, 3:79-88.

Daemon, R. F., 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, p. 78-84.

Dino, R.; Silva, O.B.; Abrahão, D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *In: Simpósio sobre o cretáceo do Brasil*, 5. 1999, Rio Claro. Boletim de resumos expandido...Rio claro: SBG, p. 557 – 565.

Dino, R., Silva, O. B, Abrahão. 2000. Palynostratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. *In: SBG, INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro, Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, (CD ROM).

Dino, R.; Soares, E. A.; Riccomini, C.; Antonioli, L.; Nogueira, A.C.R. 2006. Caracterização palinoestratigráfica de depósitos miocênicos da bacia do Amazonas, região de Manacapuru, AM. *In: Simp. cretáceo do Brasil, 7.; Simp. do terciário do Brasil, 1*. 2006, Serra Negra. Boletim de resumos. Serra negra: IGCE/UNESP, p. 43.

Dino, R.; Soares, E. A.; Antonioli, L.; Riccomini, C.; Nogueira, A. C. Palynostratigraphy and sedimentary facies of miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. 2012. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 34 (2012), p. 61-80.

Dumont, J. F. 1993. Types of lakes as related neotectonism Western Amazonia. *In: PINCH/INQUA, Simpósio Internacional do Quaternário da Amazônia, 1, Resumos e contribuições científicas*, p. 99-102.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Brasil em Relevo. Disponível em <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em 05/12/2011.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Brasil em Relevo. Disponível em <<http://www.sat.cnpm.embrapa.br/conteudo/landsat.htm>>. Acesso em 09/12/2011.

Fernandes Filho, L. A., Costa, J. B. S., Costa, M. L. 1995. Bacia de Manaus: Uma estrutura Pull-Apart do Quaternário. *In: V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Gramado/RS. Anais, v. 1, p. 425-426.

Fernandes Filho, L. A. 1996. Geologia, Mineralogia e Geoquímica dos Lateritos de Manaus. Tese (mestrado). Universidade Federal do Pará.

Ferreira, M. P. 2013 – Geocronologia e proveniência dos sedimentos holocênicos da confluência dos rios Negro e Solimões, AM. Tese (mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP.

Fiore, M., Soares, E. A. A., Mittani, J. C. R., Yee, M., Tatum, S. H. 2014. OSL dating of sediments from Negro and Solimões rivers – Amazon, Brazil. *Radiation physics and chemistry*. v.95, p.113-115.

Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos river bar: a study of significant of grain size parameters. J. Sediment. Petrol. 27 : 3-26

Franzinelli, E. & Ori, G.G. 1988. Mecanismos de preenchimento dos paleovales quaternários da Amazônia. In: Congr. latino americano de geologia, 7. 1988, Belém. Anais... São Paulo: SBG, p. 399-407. V. 1

Franzinelli, E. & Igreja, H. L. S., 1990. Utilização do Sensoriamento Remoto na investigação da área do baixo Rio Negro e grande Manaus. In: VI Simp. Bras. Sens. Remoto. Anais, 3 , p. 641 – 648.

Franzinelli, E., Igreja, H., Repolho, T. 1999. Fragmentation of Ecosystem Owing to neotectonics in the Amazon Basin. Science Reports of Tohoku University, 7th (Geography). Vol 49, nº 2 (Special Issue on GLOCOPH'98). Japão.

Franzinelli, E., Igreja, H. L. S., 2011. Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM - A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara In: Winge, M., Schobbenhaus, C., Souza, C.R.G., Fernandes, A.C.S., Berbert-Born, M., Sallun Filho, W., Queiroz, E.T. (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 29/11/2011 no endereço <http://sigep.cprm.gov.br/sitio054/sitio054.pdf>

Frota, C. A., Silva, C.L., Nunes, F.R.G., 2006. Estudo da exploração de argila para fins de calcinação, visando a construção de pavimentos na província petrolífera de Urucu-AM-Brasil. In: V Jornadas Luso-Brasileiras de pavimentos: Políticas e Tecnologias...anais...Recife/PE.

Gonçalves Junior, E. S. & Soares, E. A. A. 2011. Depósitos Cretáceos-Cenozóicos das regiões do Careiro Castanho e Autazes, Amazônia Central. In: Simp. Geol. da Amazônia, 12. 2011. Boa Vista...Anais...Boa Vista: SBG (CD-ROM).

Hess, L.L., Melack, J. M., Filoso, S., Wang, Y. 1995. Delineation of inundated area and vegetation along Amazon floodplain with the SIR-C Synthetic Aperture Radas. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 33, n. 4, p.896-904.

Horbe, A. M.C., Nogueira, A. C. R., Horbe, M. A., Costa, M. L., Suguio, K., 2001 – A laterização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo, nordeste do Amazonas. Contribuições à Geologia da Amazonia v. 2., SBG, In: Reis, N. J., Soares, M. A., Manaus, 463 p.

Horbe, A.M.C., Vieira, L. C., Nogueira, A.C.R. 2006. Geoquímica de camadas vermelhas bioturbadas da Formação Alter do Chão, Cretáceo da Bacia do Amazonas. Revista Brasileira de Geociências, 36(3):396-402.

Igreja, H. L. S., Franzinelli, E., Repolho, T. 1999. Neotectonic influence on fluvial capture in the Amazon Basin, state of Amazonas, Brazil. GLOCOPH '98 Abstract of conference papers, p. 85-86.

Igreja, H. L. S., 2012. A neotectônica e as mudanças hidrogeológicas do sistema fluvial Solimões-Amazonas: “Encontro das águas de Manaus – EAM” – Amazonas, Brasil. Revista Geonorte, Edição Especial, V.2, n° 4, p.20-32 (2012).

Irion, G. Junk, W. J., Nunes de Mello, J. A. S. 1997. The large central Amazonian rivers floodplain near Manaus: geological, climatological, hydrological and geomorphological aspects. *In*: Junk, W. J. (Ed.). The central Amazon floodplains: ecology of a pulsing system. Berlin: Spring Verlag, p. 23-46. (Ecological studies, 126).

Kehl, M., Frechenb, M., Skowroneka, A., 2005. Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the Basin of Persepolis, Southern Iran. *Quaternary International*, v.140–141 (2005) p.135–149.

Kistler, P. 1954. Historical resume of the Amazon Basin. PETROBRAS/RENOR, Belém, Rel. Interno (inédito).

Larizzatti, J. H. & Oliveira, S. M. B., 2005, Evolução geoquímica e balanço de massa na formação e degradação de perfis lateríticos encouraçados na área da fazenda Pison, vale do Rio Tapajós, Amazônia Central. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35(2), p.273-284.

Latrubesse E. M. & Franzinelli, E. 1993. Reconstrução das condições hidrogeológicas do passado. *Ciências Hoje*, v. 16, n. 93, p. 40-43.

Latrubesse, E. M. & Franzinelli, E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle amazon river, brazil. *Geomorphology*, v44, p.241-257.

Lepper, K., Reneau, S. L., Thorstad, J., Denton, A. 2009. OSL dating of a lacustrine to fluvial transitional sediment sequence in Valle Toledo, Valles Caldera, New Mexico. *New Mexico Geology*. v. 29, n. 4. P.112-116.

Lomax, J., Hilgers, A., Twidale, C. R., Bourne, J. A., Radtke, U. 2007. Treatment of broad paleodose distributions in OSL dating of dune sands from the western Murray Basin, South Australia. *Quaternary Geochronology* v. 2, p. 51-56.

Mayle, F. E., Burbridge, R., Kileen T. J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rainforests. *Science*, v. 290, p.2291-2294.

Mendes, A. C., Truckenbrod, W., Nogueira, A.C.R., 2012 – Análise faciológicas da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.42(1), p. 39-57.

Mertes, L. A. K, Dunne, T., Martinelli, L.A., 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazonas River, Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, v. 108, p. 1089-1107.

Ministério dos Transportes, 2006. Relatório de avaliação final – Realização de pesquisas sobre agregados de argila calcinada. Frota, C. A. (coord.) Manaus, AM.

Mozzi, P., Azevedo, M. T., Nunes, E., Raposo, L., 2000. Middle terrace deposits of the Tagus River in Alpiarça, Portugal, in relation to early human occupation. *Quaternary Research* v. 54, p. 359-371.

Nanson, G. C. & Knighton, A. D., 1996. Anabranching Rivers: Their cause, character and classification. *Earth surface process and landforms*, v. 21, p.217-239.

Nanson, G. C. & Gibling, M. R., 2003. Anabranching rivers. *In: Middleton, G. V., (Ed.) Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks*. Dordrecht: Kluwer Academy Press, p. 9-11.

Nanson, G. C., Jones, B. G., Price, D. M., Pietsch, T. J., 2005. Rivers turned to rock: Late Quaternary alluvial induration influencing the behavior and morphology of an anabranching river in the Australian monsoon tropics. *Geomorphology* v. 70, p. 398-420.

Nunes, K. P., Munita, C. S., Oliveira, P. T. M. S, Neves, E. G., Kazuo, E. T., Soares, E. A. A. 2009. Determination of the raw material source used in the production of ceramics of the Hatahara archaeological site, AM. *In: International Nuclear Atlantic Conference; Meeting on Nuclear Applications, 9th; Meeting on Reactor Physics and Thermal Hydraulics, 16th; Meeting on Nuclear Industry, 1st, September 27 - October 2, 2009, Rio de Janeiro, RJ. Proceedings...* São Paulo: ABEN, 2009.

Pardo-Casas, F. & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Fallaron) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*. v. 6, n. 3, p. 233-248.

Passos, M. S., 2012. Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Manaus (Amazônia Central) por meio de imagens Landsat-5/TM. Programa institucional de iniciação científica – PIB-E. Relatório Final. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, AM.

Passos, M.S., Soares, E.A.A., Salazar, C.A., 2012. Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Manaus (Amazonia Central) por meio de imagens Landsat-5/TM. *In: 43º Congresso Brasileiro de Geologia, ...anais...(cd-rom)*. Santos/SP.

Pope, R., Wilkinson, K., Skourtsos, E., Triantaphyllou, M., Ferrier, G. 2008. Clarifying stages of alluvial fan evolution along the Skafian Piedmont, Southern Crete: New evidence from analysis of post-incisive soil and OSL dating. *Geomorphology* v. 94, p.206-225.

Press, F.; Siever R.; Grotzinger, J.; JORDAN, T. H.; 2006. Para entender a terra. Tradução: Menegat, R., 4ªed. Porto Alegre. Ed. Bookman, 656 p.

Riccomini, C., Gianinni, P. C. F., Mancini, F., 2000. Rios e Processos Aluviais. *In: Teixeira, W., Toledo, M. C. M. de, Fairchild, T. R., Taioli, F. (Orgs.), 2000. Decifrando a Terra*. São Paulo, Ed. Oficina de Textos, 568 p.

Rittenour, T. M. 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, paleoseismic and archeological research. *Boreas*. v. 37, p. 613-635.

Rossetti, D.F., 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeast Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 77-89.

Rossetti, D. F., Góes, A. M., Toledo, P. M., Santos Junior, A. E. A., Paz, J. D. S. 2004. Evolução de paisagens no Néogeno da Amazônia: Implicações na origem e distribuição da biodiversidade. Belém: IBAMA. 26 p.

Rossetti, D.F.; Toledo, P.M.; Góes, A.M. 2005. New geological framework for western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary research*, v. 63, n. 1, p. 78-89.

Rossetti, D.F., Netto, R.G. 2006. First evidence of marine influence in the cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, 27:513-528.

Rossetti D. F., Bezerra, F. H. R., Dominguez, J.M.L. 2013. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth Science Reviews*. v. 123. p. 87-112.

Rovere, J., Correa, C. A., Grassi, V. G., Pizzo, M. F., 2008. Caracterização morfológica do Poliestireno de alto impacto (HIPS). *Polímeros: Ciência e Tecnologia*, v.18, n.1, p.12-19.

Rozo, J.M.G.; Carvalho, A.S.; Nogueira, A.C.R. 2003. Análise morfológica de depósitos holocênicos do Rio Amazonas, setor ilha do Careiro- Ilha grande do Soriano. *In: Simp. Geol. da Amazônia*, 8. 2003, Manaus... anais... Manaus: SBG (cd-rom).

Rozo, J.M.G. 2004. Evolução holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira. Tese (mestrado) – Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, AM.

Rozo, J.M.G., Nogueira, A.C.R, Carvalho, A. S., 2005a. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira. *In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia...anais...INPE*, p.1875-1882.

Rozo, J.M.G., Nogueira, A.C.R., Horbe, A.M.C., Carvalho A.S., 2005b. Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas. *In: SBG, A.M.C. Horbe & V.S. Souza (Coord.) Contribuições à Geologia da Amazônia*, 4:201-207.

Rozo, M. G., Nogueira, A .C. R., Truckenbrodt ,W. 2012. Earth surfasse processes and landforms. v. 37. p. 1471-1488.

Sallun, A. E. M., Suguio, K. 2007. Datação absoluta por luminescência do alugrupo alto rio Paraná (SP, PR e MS). *Revista do Instituto Geológico*. V.27/28. p. 13-29. São Paulo

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. *Revista Brasileira de Geociências*. 37(2):402-413.

Santos, G. M., Gomes, P. R. S., Yokoyama, Y., Tada, M. L., Creswell, R. G., Fifield, L. K., 1999. Datação por ^{14}C utilizando espectrometria de massa com acelerador de partículas. *Rev. Física Aplicada e Instrumentação*, V. 14, n° 01, p. 18-26.

Sarges, R. R., Nogueira, A.C.R, Frota, C.A., Silva, C.L., 2010. Depósitos argilosos cenozóicos do estado do Amazonas: utilização como agregados de argilas calcinadas para pavimentações na região da Amazônia. *Brazilian geographical journal: Geosciences and humanities research médium*, v.1., p.33-49.

Schaetzl, R. J., & Forman, S. L., 2008. OSL ages glaciofluvial sediment in north lower Michigan constrain expansion of the Laurentide ice sheet. *Quaternary Research* v. 70, p. 81-90.

Schneider, C. L., Souza, A. S., 2004. Tecnologia em metalurgia e materiais, v.1 n.2, p.13-17, São Paulo.

Silva, C. L., Morales, N., Crósta, A. P., Costa, S. S., Jiménez-Rueda, J. R. 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentar processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da academia brasileira de ciências* (2007) 79(4): 693-711

SIPAM – Sistema de Proteção da Amazônia. Disponível em <<http://www.sipam.gov.br/content/view/40/53/>>. Acesso em 09/12/2011.

Sippel, Z. J., Hamilton, S. K., Melack, J. M., Choudhury, B. J. 1994. Determination of inundation area in the Amazon river floodplain using SMMR 37 Ghz polarization difference. *Remote Sensing Enviromental*, v. 48, n. 1, p. 48-70.

Soares, E. A. A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios negro e solimões, porção oeste da bacia do amazonas. Tese (doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 205 p.

Soares, E. A. A.; Tatumi, S. H.; Riccomini, C. 2010a. OSL age determinations of pleistocene fluvial deposits in central Amazonia. *Academia Brasileira de Ciências*, v.82, n.3 p.14-9.

Soares, E. A. A., Silva, J. H. A., Teixeira, S .G, Riker, S., R. L. 2010b. Sedimentação quaternária nas regiões de Caapiranga, Anamá, Anorí e Berurí, Amazônia Ocidental. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*. 45. 2010. Belém/PA. Anais (cd-rom).

Soares, E. A. A. & Teixeira, S. G., 2011. Fusão de imagens SAR-R99B e Landsat-7 para a identificação de paleocanais na planície aluvial do Rio Solimões, Amazonia Ocidental. *In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA*. 2011. Anais. Búzios-RJ (cd-rom).

Soares, E. A. A., Marks, R. H., Verceze, R. C., Munita, C. J. A. S., Gonçalves Junior, E. S. 2012. Chemical analyses of the Quaternary fluvial terraces at Careiro-Castanho and Autazes, Central Amazonia. *In: International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials, Geoanalysis 2012. Búzios/RJ*, p. 1-10.

Smith, D. G. & Putnam, P. E., 1980. Anastomosed fluvial deposits: modern and ancient examples from Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 17, p. 1396-1406.

Smith, D. G. & Smith, N. D., 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 157-164.

Sternberg, H. O'R., 1960. Radiocarbon dating as applied to a problem of Amazonian morphology. *In: Congress de Géographie*, 18, 1960, *Proceedings*, v. 2, p. 399-424.

Suguio, K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo. Ed. Edgard Blücher, 317p.

Suguio, K., 1988. *Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro, Ed. Bertand Brasil, 1.222 p.

Suguio, K., 2003. *Geologia Sedimentar*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 400p.

Tatumi H.S.; Silva L. L.; Pires E. L.; Rossetti, D. F.; Góes, A. M.; Munita, C. S. 2008. Datação de sedimentos pós-barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Rev. Bras. Geociênc.* [online] vol.38, n.3, pp. 514-524. Issn 0375-7536.

Taylor, R. G. & Howard, K. W. F., 1999, Lithological evidence of the evolution of weathered mantel in Uganda by tectonically controlled cycles of deep weathering and stripping. *Catena*, v. 35, p.65-94.

Teixeira, S. G., & Soares, E. A. A. 2011. Uso de imagens multi-sensores na identificação de paleocanais na planície aluvial do Rio Solimões, Amazônia Ocidental. *In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA*. 2011. Anais. Búzios-RJ (cd-rom).

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*, v. 53, p. 123-179.

Thomas, M. F., Nott, J., Price, D. M., 2001. Late Quaternary stream sedimentation in the humid tropics: a review with new data from NE Queensland, Australia. *Geomorphology* v. 39, p. 53-68.

Vega, A.M.L. 2006. Reconstituição paleoambiental dos depósitos miocenos da região centro-oriental da Bacia do Solimões. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus: 92p.

Vega, A.M.L., Nogueira, A.C.R., Mapes, R.W., Coleman, D. 2006. A late-miocene delta-lacustrine system in the eastern Solimões basin: prelude to the modern Amazon river. *In:*

Philadelphia Annual Meeting, 2006, Philadelphia. Abstract Philadelphia: The Geological Society of América.

Vieira, P. C. 1981. Variações no nível marinho: Alterações eustáticas no Quaternário. Revista Instituto de Geociências (IG). São Paulo. Vol. 2(1), p. 39-58.

Wanderley Filho, J. R. & Costa, J. B. S. 1991. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, SBG-Núcleo Norte, Belém, Anais, p. 244-259.

Wisevich, M. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *In*: Mial A.D., Tyler, N. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in sedimentology and paleontology, Vol. 3: 22-24. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. SEPM, Society for Sedimentary Geology.