

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



DEPÓSITOS SEDIMENTARES PLEISTOCENOS-Holocenos
DA ZONA DE CONFLUÊNCIA DOS RIOS SOLIMÕES E PURUS,
AMAZÔNIA OCIDENTAL

MARCEL SILVA PASSOS

MANAUS

2016

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

MARCEL SILVA PASSOS

DEPÓSITOS SEDIMENTARES PLEISTOCENOS-HOLOCEENOS DA ZONA
DE CONFLUÊNCIA DOS RIOS SOLIMÕES E PURUS, AMAZÔNIA
OCIDENTAL

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

Orientador: Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral Soares
Co-Orientador: Prof. Dr. Ericson Hideki Hayakawa (UNIOESTE)
Co-Orientadora: Prof^a. Dr^a. Sônia Hatsue Tatumi (UNIFESP)

MANAUS

2016

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

P289d	<p>Passos, Marcel Silva</p> <p>Depósitos sedimentares Pleistocenos-Holocenos da zona de confluência dos rios Solimões e Purus, Amazônia Ocidental / Marcel Silva Passos. 2016 136 f.: il. color; 31 cm.</p> <p>Orientador: Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral Soares Coorientador: Prof. Dr. Ericson Hideki Hayakawa Coorientador: Profa. Dra. Sônia Hatsue Tatumi Dissertação (Mestrado em Geociências - Geologia Ambiental) - Universidade Federal do Amazonas.</p> <p>1. Sistema Solimões-Amazonas. 2. Terraços Fluviais Quaternários. 3. Anastomosado-Anabanching. 4. Evolução Pleistoceno-Holoceno. 5. Sensoriamento Remoto. I. Soares, Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral II. Universidade Federal do Amazonas III. Título</p>
-------	--

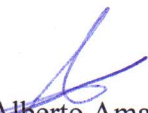
MARCEL SILVA PASSOS

DEPÓSITOS SEDIMENTARES PLEISTOCENOS-HOLOCEENOS DA ZONA DE
CONFLUÊNCIA DOS RIOS SOLIMÕES E PURUS, AMAZÔNIA OCIDENTAL

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,
área de concentração em Geociências.

Aprovado em 15 de abril de 2016.


BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral Soares, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas



Prof. Dr. Stélio Soares Tavares Júnior, Membro.
Universidade Federal de Roraima



Prof.ª Dr.ª Elena Franzinelli, Membro.
Universidade Federal do Amazonas

Ao meu pai Miguel, minha mãe Marilda
e minhas irmãs Mayla e Maely.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por ter me dado forças, sabedoria e discernimento para a realização deste trabalho, pois sem ele nada seria possível.

Agradeço aos órgãos fomentadores da pesquisa *CAPES* e *CNPq*, pelo apoio financeiro e implementação da bolsa de estudos, assim como a *Universidade Federal do Amazonas*, por toda infraestrutura cedida para a realização da pesquisa, pois sem os mesmos este trabalho não poderia ter sido desenvolvido.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. *Emílio Soares*, por todo apoio, sugestões e discussões, que foram de grande importância para meu aprendizado, e a todos os professores do Departamento de Geociências-UFAM, pois de diversas formas contribuíram para meu crescimento pessoal e profissional, destacando os professores *Dr. Ivaldo Trindade*, *Me. Renata Veras*, *Me. Luis Saturnino*, *Dr^a. Keila Aniceto*, *Dr^a. Marta Velasquez* e *Dr. Carlos Alejandro Salazar*, e em especial a Prof^a. *Dr^a. Rielva Nascimento* e família, por sempre me acolherem de braços abertos em sua casa, nas nossas pequenas confraternizações.

Agradeço de todo o coração aos meus pais *Miguel Pereira da Silva* e *Marilda Passos Barros*, e minhas irmãs *Mayla Silva Passos* e *Maely Silva Passos*, por todo amor e afeto dado, acreditando sempre em mim e dando todo apoio necessário.

Agradeço aos meus tios *Sebastião Santos*, *Anatércia Santos* e família, por todo apoio dado durante a graduação e mestrado, pela acolhida em sua casa no período em que morei com eles, e pelos maravilhosos finais de semana no sítio, onde foi possível relaxar e descontraír um pouco, aliviando as tensões semanais na faculdade.

Agradeço aos meus amigos de sala de pós-graduação *Andrés Zárate*, *Holman Rincon*, *Paulo Jerry*, *Johanna Rios*, em especial as minhas grandes amigas *Vanisse Rodrigues* e *Márcia Caroline*, por toda ajuda, apoio, conversas e momentos de descontração em sala, e a todos os outros alunos da pós-graduação que sempre me ajudaram e apoiaram durante esta fase. Sem esquecer, é claro de agradecer a *Pedro Henrique* “Brother” e *Cyntia Beatriz* “Sister”, que embora um pouco mais distantes nesta reta final do mestrado, por diversos motivos, mas que sempre estiveram por perto em todos os momentos que necessitei, e apesar da distância, sempre me apoiaram em todas estas etapas desde a graduação.

Agradeço a todos meus amigos da nossa humilde “República” *Ana Paula*, *Diego Miranda*, *Eduarda Alencar*, *Ellen Bruna* e *Victor Moura*, e também aos que passaram por lá, *Alexandra Dias*, *Gilmar Barbalho*, *Moises Martins* e *Weigle Diego*, por todo companheirismo e parceria de todos estes anos, e ao Sr. *Raimundo*, Sr^a. *Lurdes*, pela casa e todo compreensão e ajuda dada.

Agradeço a todos os servos do *Grupo de Oração Jovem Nossa Senhora de Pentecostes* (GOJNSP), que me ajudaram a reencontrar o caminho de Deus, gerando um grande amadurecimento pessoal e espiritual na minha vida. Em especial, agradeço a todos os integrantes do *Ministério de Artes (Música, Dança e Teatro)*, que estiveram mais próximos a mim, sempre dando todo apoio necessário em diversos momentos, e ao *Ministério de Intercessão* por todas as suas orações. Peço a Deus que fortifique a cada dia mais a fé de cada servo deste grupo, para que sempre possam seguir nos caminhos de Senhor e que Nossa Senhora de Pentecostes interceda por todos vocês e abençoe este grupo de oração, que com certeza ainda irá crescer muito e levará a todos a palavra de Deus, resgatando ainda muitas almas para o Senhor.

Agradeço a também a todos que não foram citados, mas que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

“Descobrir consiste em olhar para o que todo mundo está vendo e pensar uma coisa diferente”.

Roger Von Oech

“Não sabendo que era impossível, foi lá e fez”.

Jean Cocteau

RESUMO

O Rio Solimões, na zona de confluência com o Rio Purus (Amazônia Ocidental), apresenta 3 níveis de terraços fluviais pleistocenos-holocenos, denominados informalmente de Superior (TS), Intermediário (TI) e Inferior (TInf), definidos neste estudo com base em dados de sensores remotos, sedimentológicos, estratigráficos e geocronológicos. Em geral, os terraços exibem distribuição simétrica, formam faixas paralelas ao rio e se estendem por dezenas de quilômetros. Localizam entre as cotas de 15 a 75 m, exibem idades entre 750 a 204.000 anos AP e, internamente, são constituídos por intercalações de camadas de areia e lama (silte e argila), que formam os pares da Estratificação Heterolítica Inclinada (EHI). O TS (55.000 a 204.596 anos AP) é caracterizado pelo relevo de cristas e depressões, exhibe padrões de drenagem dendrítico a subdendrítico e vestígios de antigas linhas de acreção lateral. Os terraços TI (28.400 a 37.240 anos AP) e TInf (750 a 9.315 anos AP) fazem parte da planície aluvial ativa deste rio, estando sujeitos às inundações sazonais. O TI apresenta relevo plano com suaves ondulações, exibindo linhas de acreção lateral e dezenas de lagos com formas alongadas, arredondadas e curvadas, enquanto o TInf é a unidade mais próxima aos canais principais, compondo as barras marginais e ilhas e, se destaca pela maior densidade de linhas de acreção e lagos. A simetria dos níveis dos terraços do Rio Solimões, bem como as feições de paleocanais e a presença da EHI, evidenciam o seu pretérito estilo fluvial meandrante que predominou no Pleistoceno Superior, permitindo inferir que o canal migrou por dezenas de quilômetros. Entretanto, os dados atuais mostram que este rio tem um elevado grau de estabilidade, definido principalmente com base na baixa taxa de migração dos canais (em torno de 0,32%/ano), bem como pela presença de ilhas e barras marginais lamosas e fitoestabilizadas que definem o atual estilo anastomosado-*anabanching*. A mudança do estilo fluvial no limite Pleistoceno-Holoceno pode ser relacionada principalmente as variações climáticas, tectônicas e glacioeustáticas. A subida do mar até o nível atual, entre 18.000 e 6.000 anos AP, bloqueou a foz do sistema fluvial Solimões-Amazonas, provocando a diminuição da declividade e maior aporte de sedimentos finos, que em associação com o aumento da umidade (que permitiu a fitoestabilização das ilhas e margens) tornaram este sistema mais estável, e permitiu a instalação do atual estilo anastomosado-*anabanching*. A predominância deste estilo pode ser estendida a leste, até a região de confluência com o rio Madeira.

Palavras-Chave: Rios Solimões e Purus; Terraços Fluviais Quaternários; Anastomosado-*Anabanching*.

ABSTRACT

The Solimões River, at the confluence zone with the Purus River (Western Amazonia) features 3 levels of Pleistocene-Holocene river terraces, informally called Superior (TS), Intermediário (TI) and Inferior (TInf), defined in this study based in remote sensing data, sedimentology, stratigraphy and geochronology. In general, the terraces display symmetrical distribution, form parallel tracks to the river and extend for tens of kilometers. Located between the elevations 15-75 m, display aged 750-204,000 years BP and internally consist of interbedded sand and mud layers (silt and clay) forming pairs of Stratification Heterolytic Leaning (EHI). The TS (55,000 to 204,596 years BP) is characterized by raised ridges and depressions, showing dendritic drainage patterns to subdendritic and traces of old lines of lateral accretion. The terraces TI (28,400 to 37,240 years BP) and TInf (750-9315 years BP) are part of the active floodplain of the river, subject to seasonal flooding. TI provides relief plan with gentle undulations, displaying rows of lateral accretion and dozens of lakes with elongated shapes, rounded and curved, while the TInf is the closest unit to the main channels, making the marginal bars and islands, stands out for most density lines accretion and lakes. The symmetry of the levels of the terraces of the Solimões River, as well as the features of paleochannels and the presence of EHI, show your past meandering fluvial style that prevailed in the Late Pleistocene, leading to the conclusion that the migrated channel for tens of kilometers. However, recent data show that this river has a high degree of stability, defined primarily based on the channel low migration rate (around 0.32% / year), and by the presence of islands and marginal bars and muddy fitoestabilizadas that define the current anastomosing-anabranching style. The change of fluvial style in the Pleistocene-Holocene boundary can be mainly related to climatic variations, tectonics and glaciostatic. The rise in the sea to the current level, between 18,000 and 6,000 and years BP, blocked the mouth of Solimões-Amazonas river system, causing a decrease in slope and greater input of fine sediments, which in combination with the increased humidity (which allowed phytostabilization the islands and margins) made this system more stable and allowed the installation of the current anastomosing-anabranching style. The predominance of this style can be extended to the east, to the confluence region with the Madeira River.

Keywords: Solimões and Purus rivers; Quaternary Fluvial Terraces; Anastomosing-Anabranching.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: A) Mapa da América do Sul, destacando parte da drenagem do sistema fluvial Solimões-Amazonas (Detalhe B) dos seus principais afluentes até o rio Madeira. O detalhe C mostra a rede de drenagem e as vias de acesso da região entre os municípios de Coari e Itacoatiara, destacando o trecho estudado entre Manacapuru e Codajás (retângulo preto)..... 21
- Figura 2: A) Tipos de canais e sua relação com a carga sedimentar, velocidade e energia do fluxo. (A1) Canal retilíneo; (A2) Canal retilíneo com barras migratórias alternadas; (A3a) Canal fortemente meandrante sem barras em pontal; (A3b) Canal moderadamente meandrante com barras em pontal; (A4) Canal transicional entre meandrante e anastomosado, com forma levemente sinuosa e barras arenosas; e (A5) Canal entrelaçado com barras abundantes (Fonte: Hayakawa, 2011, a partir da adaptação de Schumm, 1981). B) Variações de padrões de canal definidos por Schumm (1981, 1985). (B1) Canais com predomínio de carga de fundo; (B2) Canais com predomínio de carga mista; (B3) Canais com predomínio de carga em suspensão. Os três tipos principais de canais são controlados pela carga sedimentar e as diferenças dentro de cada tipo (B1, B2 e B3) refletem o aumento da declividade do vale, da carga sedimentar e da energia do fluxo (Schumm *et al.*, 2000). Fonte: Hayakawa (2011) adaptado de Knighton (1998) e Schumm *et al.* (2000)..... 27
- Figura 3: A) Bloco diagrama do estilo fluvial meandrante mostrando os principais tipos de depósitos associados ao canal e planície aluvial (Modificado de Charlton, 2008). B) Detalhes internos das camadas de areia e lama que compõem os pares de Estratificação Heterolítica Inclinada em uma barra em pontal (Compilação realizada por Thomas *et al.*, 1987)..... 29
- Figura 4: Bloco diagrama esquemático de um segmento típico de rio anastomosado mostrando os canais, geometria das camadas e características texturais, com seus depósitos característicos: 1) Turfeiras; 2) Pântanos; 3) Lagos de Inundação; 4) Diques Marginais; 5) *Crevasse Splay* e 6) Canais Fluviais. Fonte: Modificado de Smith & Smith (1980) por Riccomini & Coimbra (1993)..... 31
- Figura 5: Variações dos tipos e subtipos de estilo fluvial *anabranching*. Tipo 1 - Sistemas de Sedimentos Coesos (A: Orgânicos; B: Organo-Clásticos; C: Dominados por Lama), Tipo 2 - Sistema de formação de Ilhas Dominado por Areia, Tipo 3 - Sistema Lateralmente Ativo de Carga Mista, Tipo 4 - Sistema de Formação de Cume Dominado por Areia, Tipo 5 - Sistema Lateralmente Ativo Dominado por Cascalho e Tipo 6 - Sistema Estável Dominado por Cascalho. Fonte: Modificado de Nanson & Knighton (1996). 32
- Figura 6: Ilustração esquemática de uma barra em pontal hipotética mostrando sete possíveis tendências de mudanças granulométricas: 1) Granodecrescente ascendente. 2) Redução granulométrica lateral (fora do canal, paralela as margens) em uma sequência de transbordamento. 3) Mudança lateral do canal. 4) Mudança ao longo do canal 5) Mudança dentro das unidades inclinadas individuais. 6) Mudança perpendicular as unidades. 7) Mudança perpendicular granodecrescência ascendente. 34
- Figura 7: Representação esquemática de desenvolvimento de barras em pontal, mostrando as duas principais formas do mergulho dos *cosets*, segundo Thomas *et al.* (1987). 1) *Coset* de grande escala, formada por sucessivos episódios de abandono de meandros, com posterior migração lateral do canal, separados por preenchimento dos canais abandonados. 2) *Cosets* de menor escala, formados pelo crescimento episódico de uma única sequência de barra em pontal, separados por superfícies de erosão formadas durante os grandes eventos de inundação. Em ambos os exemplos, as setas de 1 a 4 representam a cronologia do mais antigo para o mais novo, respectivamente. 35
- Figura 8: Localização da Bacia do Amazonas limitada a oeste pelo Arco de Purus, a leste pelo Arco de Gurupá, a norte e sul pelos escudos da Guiana e Brasil Central, respectivamente..... 35
- Figura 9. Estratigrafia da megassequência mesozóica-cenozóica da Bacia do Amazonas (Modificado de Cunha *et al.* 2007)..... 36
- Figura 10: Seção geológica A-A' mostrando a estratigrafia de subsuperfície da região entre Manaus e Itacoatiara, destacando os aspectos litológicos e diagráficos das unidades sedimentares paleozóica, cretácea e

miocena, individualizadas pelas superfícies de descontinuidades S1 e S2. Fonte: Soares <i>et al.</i> (2016).	37
Figura 11: Mapa geológico dos municípios de Manaus e Codajás, mostrando as unidades geológicas aflorantes conforme a legenda do mapa. Fonte: CPRM (2010).	39
Figura 12: Unidades morfo-sedimentológicas da planície aluvial do sistema Solimões-Amazonas. Fonte: Latrubesse & Franzinelli (2002).	40
Figura 13: Delimitação das áreas do embasamento e dos terraços fluviais quaternários na zona de confluência dos rios Negro e Solimões. Fonte: Soares (2007).	42
Figura 14: Mapa geológico integrado com os dados de idades dos terraços fluviais quaternários da região sul de Manaus, abrangendo os municípios de Careiro da Várzea, Manaquiri, Careiro Castanho e Autazes. Fonte: Gonçalves Júnior (2013).	42
Figura 15: Mapa com a delimitação e idades das unidades morfológicas B1 e B2. Fonte: Ferreira (2013).	43
Figura 16: Mapa das unidades estratigráficas no trecho do sistema fluvial Solimões-Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. Fonte: Rozo <i>et al.</i> (2012).	44
Figura 17: A) Região de estudo na confluência entre os rios Purus e Acre. B) Unidades geomorfológicas e litológicas. Fonte: Latrubesse & Kalicki (2002) modificado por Latrubesse (2015).	45
Figura 18: A) Modelo Digital de Elevação gerado com base nos dados SRTM mostrando 4 feições de paleocanais 1, 2 e 3 (linhas tracejadas brancas) na planície aluvial da Amazônia, conforme indicação do estudo de Teixeira & Soares (2010). B) Detalhe da feição de paleocanal na planície do Rio Solimões (Mertes, <i>et al.</i> , 1996; Horbe <i>et al.</i> , 2011).	46
Figura 19: Arcabouço neotectônico da Região Amazônica, mostrando as falhas maiores. Fonte: Costa <i>et al.</i> (1996).	47
Figura 20: Mapa estrutural entre Codajás e a confluência do Rio Solimões com o Negro. Fonte: Labrubesse & Franzinelli (2002).	49
Figura 21: Deslocamento de barco na margem do Rio Solimões (Detalhe A) e em ramais de terra firme (Detalhe B). Amostragens de solo com trado mecanizado (Detalhe C) e vibrotestemunhador (Detalhe D).	50
Figura 22: Mapa de localização de pontos estudados (siglas JR e RG).	52
Figura 23: Etapas da coleta de amostras para datação por Luminescência de Cristas: A a D - Introdução do tubo de alumínio na camada com o auxílio de porrete e marreta, até sua total inserção. Retirada do tubo e vedação das extremidades com parafina (Detalhes E e F).	56
Figura 24: Seção panorâmica do embasamento geológico (Ponto JR-31), constituído de arenitos e pelitos alterados, exibindo no topo nível de paleossolo laterítico.	57
Figura 25: Seção panorâmica e colunar do embasamento geológico (Ponto JR-19), o qual é recoberto sucessivamente por nível de paleossolo laterítico e terraço fluvial. Paleossolo laterítico de espessura métrica (Detalhe A) e aspecto pisolítico (Detalhe B). O detalhe C mostra o contato do paleossolo com o embasamento. O detalhe D ilustra fragmentos de cerâmica indígena no topo do terraço fluvial.	58
Figura 26: Mapa geológico da área de estudo com a delimitação dos 3 níveis de terraços fluviais (Superior, Intermediário e Inferior), cujo relevo é demonstrado no perfil topográfico A-B.	60
Figura 27: Seção panorâmica e colunar do Terraço Superior (Ponto JR-10), mostrando o relevo de cristas de depressões e internamente a estratificação heterolítica inclinada (EHI) representada por linhas brancas na seção. As letras A e B representam os locais de coleta de amostras.	62

- Figura 28: Seção panorâmica e colunar de uma barra em pontal do Terraço Superior (Ponto JR-11) com pares de estratificação heterolítica inclinada (EHI), formada pelas intercalações de areia e lama, delimitadas pelas linhas pretas (Detalhes A e B), com solo no topo. Os detalhes C e D mostram no topo da barra a presença de sítio arqueológico com fragmentos de cerâmica pré e pós-colonial..... 63
- Figura 29: Seção panorâmica (JR-17) mostrando o relevo de cristas e depressões dos depósitos de barra em pontal do Terraço Superior. A seção panorâmica mostra as intercalações de camadas e areia e lama que definem os pares da EHI. O detalhe B ilustra um plano de falha (F) que secciona a unidade. 64
- Figura 30: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-14) de depósitos lamosos do Terraço Superior do Rio Solimões mostrando os planos da EHI. O detalhe A mostra camada de arenito deslocada por falha normal. O detalhe B mostra laminação plano-paralela na camada lamosa. Sementes de vegetais na camada lamosa (Detalhe C). 65
- Figura 31: Seção panorâmica e colunar composta (2 e 1) de uma barra em pontal com EHI do Terraço Superior (Ponto JR-18), intensamente ferruginizada, mostrando os planos de EHI. A) Zona de cisalhamento ferruginizada seccionando a barra (fraturas verticalizadas marcadas pelas linhas tracejadas). B) Detalhes da ferruginização sobre a barra fluvial..... 66
- Figura 32: Seção panorâmica e colunar (Ponto JR-16) mostrando paleossolo laterítico (Detalhes A e A') no topo do embasamento cretáceo-neógeno, sobreposto por depósitos lamosos maciços do Terraço Superior. O detalhe B mostra fragmentos de cerâmicas pré e pós-colonial no sítio arqueológico do topo do terraço. 67
- Figura 33: Seção panorâmica e colunar (Ponto JR-09) mostrando o relevo de cristas e depressões do Terraço Superior (Seção A). A seção B ilustra as camadas de areia e lama que definem a EHI. Os detalhes C e D mostram o local de coleta para datação por luminescência de cristais e o aspecto mosqueado da unidade, respectivamente..... 68
- Figura 34: A) Imagem do Terraço Superior (Ponto RG-33), destacando a coloração avermelhada e a predominância de lama sobre a areia, que definem a EHI. B) Local de coleta de amostra para datação por luminescência de cristais. As setas brancas indicam os locais com moldes de troco (detalhe C1 - visão frontal, detalhe C2 – visão em planta), que define o nível de paleossolo desta unidade. 69
- Figura 35: A) Afloramento no ponto RG-28 mostrando o contato entre os terraços Superior e Intermediário (linha pontilhada branca). O detalhe B mostra o local de coleta de amostra na camada arenosa para datação por termoluminescência de cristais..... 70
- Figura 36: Seção panorâmica e colunar de barra fluvial do Terraço Superior (Ponto JR-34), mostrando internamente as camadas inclinadas da EHI. A seção colunar e os detalhes A, C e D mostram os planos da EHI. O detalhe B indica o local de coleta da amostra para datação por termoluminescência de cristais. 71
- Figura 37: Seção panorâmica e colunar (Ponto JR-38) mostrando contato entre os terraços Superior e Intermediário (linha amarela pontilhada). O detalhe A mostra o local de coleta de amostra para luminescência de cristais e o Detalhe B as camadas de areia com estratificações plano-paralela e cruzada tabular..... 72
- Figura 38: Mosaico SRTM mostrando o desnível topográfico entre as duas unidades (1 e 2) do Terraço Superior, demonstrado no Perfil transversal (A - B). Sobre as unidades ocorrem lagos afogados (*Rias Lakes*), arredondados e alongados..... 73
- Figura 39: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-08) mostrando o contato (linha tracejada preta) entre os terraços Intermediário e Inferior. Os detalhes A e B mostram os locais de coleta de amostras para a datação por Luminescência de Cristais. 75
- Figura 40: Seção panorâmica do afloramento (Ponto JR-39) do Terraço Intermediário mostrando nível centimétrico de turfa (Detalhe A), intercalações milimétricas de areia fina (coloração bege) na unidade

lamosa (coloração cinza) (Detalhe B) que definem a laminação plano-paralela. O detalhe C mostra mesclas avermelhadas irregulares que define o aspecto mosqueado.....	75
Figura 41: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-07) do Terraço Intermediário, destacando 2 níveis de turfeiras (linhas tracejadas), com troncos em posição de vida (autóctones) (Detalhes A, B e C).....	76
Figura 42: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-06) mostrando as camadas inclinadas de areia e lama que compõem a EHI, em destaque para a camada descontínua de turfa com troncos retrabalhados (alóctones) (Detalhe A).	77
Figura 43: A) Seção panorâmica do Terraço Inferior no Rio Purus (Ponto JR-41.3) mostrando o relevo plano da planície de inundação ativa. B) Limite entre os terraços Superior e Inferior. C) Fragmentos de cerâmica indígena sobre o TInf.	79
Figura 44: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-13) do Terraço Inferior no Rio Purus, destacando níveis de turfeiras pouco compactos, delimitados por linha tracejada branca (detalhes A e B). O detalhe C mostra a coloração acinzentada desta unidade, com fragmentos de folhas dispersos (seta branca).	79
Figura 45: Seção colunar e panorâmica do afloramento (Ponto JR-15) de barra em pontal do Terraço Inferior nas margens do Rio Purus, destacando a camada de turfa (linha tracejada branca e Detalhe A). Feições de bioturbação tubulares (Detalhe B) e laminação plano-paralela (Detalhe C) na camada lamosa cinza.	80
Figura 46: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-12) do Terraço Inferior nas margens do Rio Solimões, destacando as delgadas intercalações das camadas de areia (branca) na lama (silte e argila) cinza que compõem a EHI (Detalhe A). O detalhe B mostra o local de coleta de amostra para a datação por luminescência de cristais, enquanto o C ilustra a laminação plano-paralela na lama, definida por intercalações milimétricas de areia fina.	81
Figura 47: Afloramento (Ponto RG-36) do Terraço Inferior destacando as intercalações de areia (coloração esbranquiçada a amarelada) e lama (coloração cinza) na parte superior do afloramento que definem a estratificação plano-paralela. Na base do afloramento ocorrem <i>sets</i> arenosos de estratificação cruzada.	82
Figura 48: Afloramento (Ponto RG-35) do Terraço Inferior mostrando a predominância das camadas de lama (silte a argila) sobre as de areia, que definem os pares da estratificação heterolítica inclinada.....	82
Figura 49: A) Seção panorâmica mostrando as barras arenosas recentes depositadas no Rio Purus (Ponto JR-21). Barras arenosas com planos da estratificação plano-paralela (detalhe B) e cristas sinuosas (setas no detalhe C).	83
Figura 50: Gráfico de Frequência Acumulada das amostras dos depósitos estudados: Depósito Recente (JR-21A; JR-23.1A), Terraço Inferior (JR-04A; JR-05A), Terraço Intermediário (JR-38B), Terraço Superior (JR-22C; JR-22D; JR-29A; JR-41A) e Embasamento (JR-13.1).	85
Figura 51: Histogramas obtidos no aplicativo SysGran 3.0 por meio dos dados granulométricos das amostras estudadas nos depósitos recentes (JR-21A; JR-23.1A), terraço Inferior (JR-04A; JR-05A), terraço intermediário (JR-38B), terraço superior (JR-22C; JR-22D; JR-29A; JR-41A) e embasamento (JR-13.1).....	85
Figura 52: Mosaico Landsat das principais feições de paleocanais da Amazônia Ocidental (linhas pontilhadas branca e amarela), descritos na literatura geológica e neste estudo. Os paleocanais 1, 2 e 3 foram definidos no presente estudo com base em dados morfológicos obtidos nas imagens Landsat-8, ALOS-PALSAR e SRTM. Os demais foram identificados nos estudos de Latrubesse & Franzinelli (2002) (paleocanal 4), Teixeira & Soares (2011) (paleocanais 4, 5 e 6) e Mertens <i>et al.</i> (1996) e Horbe <i>et al.</i> (2011) (paleocanal 7).....	86

- Figura 53: Seção transversal NW-SE (A) e NE-SW (B) do Paleocanal 4 da Figura 52 (indicação por seta vermelha) na margem direita do rio Solimões. A diferença de vegetação marca o limite da geoforma sobre o terraço fluvial circundante. No paleocanal predomina vegetação gramínea e sedimentação arenosa (Detalhes C e D), que contrasta com a vegetação de maior porte do terraço. O detalhe E mostra os depósitos arenosos com estratificação cruzada tabular do paleocanal. O detalhe F indica o local de coleta de amostra para datação por termoluminescência de cristais..... 88
- Figura 54: Seção panorâmica do Terraço Inferior (Ponto JR-23) nas margens do Rio Purus, destacando a feição de paleocanal preenchido por sedimento areno-siltico-argiloso e fragmentos de cerâmica indígena (pré-colonial). As linhas tracejadas indicam os limites externos do paleocanal, detalhado em B. 89
- Figura 55: Gráficos das idades de algumas amostras estudadas por termoluminescência de cristais (amostras com a sigla JR). 90
- Figura 56: Mapa com dados de idades dos terraços fluviais quaternários da área de estudo. A maioria dos dados geocronológicos foram obtidos por meio dos projetos: *CPRM (2010b), uma parceria CPRM e UFAM, e **FAPEAM/MCT/CNPQ-INFRA N° 012/2009, que resultou no estudo de Fiore *et al.* (2014). As demais idades foram obtidas dos trabalhos de Latrubesse & Franzinelli (2002) e Horbe *et al.* (2011). 92
- Figura 57: MDE obtido pelos dados SRTM mostrando o deslocamento do TS (blocos A e B) por um plano de falha de direção geral SW-NE (demonstrado por linha branca) e seu critério cinemático (setas brancas). As setas brancas indicam as “quebras em cotovelo” observadas na rede de drenagem. 94
- Figura 58: Mapa de lineamentos estruturais obtido neste estudo, sobreposto ao relevo sombreado gerado pelos dados SRTM, compilados aos dados estruturais de Costa *et al.* (1996) e Latrubesse & Franzinelli (2002). 95
- Figura 59: A) Modelo de Riedel (1929), sendo: T- fratura de partição (fratura de extensão ou distensão), R- fratura de cisalhamento de RIEDEL (sintética), R'- fratura de cisalhamento conjugada de RIEDEL (antitética), P e X- fraturas de cisalhamento (sintéticas secundárias), Y ou D - fratura de cisalhamento, que se forma paralelamente ao binário em casos extremos. B) Modelo de Riedel associado aos dois lineamentos principais encontrados na área de estudo (linhas vermelhas), sendo σ_1 - N65°W, σ_3 - N25°E, X- N05°W, P- N55°E, R'- N35°W, R- N85°E e Y ou D- N70°E..... 96
- Figura 60: Zonas de acúmulo de material vegetal nos depósitos aluviais do sistema Solimões-Amazonas, destacando a zona de confluência entre dois tributários de segunda e terceira ordem (Ponto JR-27), conforme ilustrado no detalhe A. Os detalhes B e C mostram o acúmulo de material orgânico (incluindo principalmente trocos, galhos e folhas) acamados, que podem evoluir para o desenvolvimento das turfas. 99
- Figura 61: Artigo submetido no dia 14 de setembro de 2015, aceito com correções no dia 01 de junho de 2016 e submissão corrigida enviada no dia 22 de junho de 2016, aguardando o segundo parecer. 100
- Figura 62: A) Mapa da América do Sul, destacando parte da rede de drenagem do sistema fluvial Solimões-Amazonas (Detalhe B), dos seus principais afluentes até a confluência com o Rio Madeira, onde foram realizados os principais estudos de análise multitemporal descritos na literatura. O detalhe C mostra a rede de drenagem e as vias de acesso da região entre Coari e Itacoatiara, destacando os trechos estudados (áreas 1, 2 e 3) entre os tributários Purus e Negro e retângulo pontilhado, entre o Negro e o Madeira, referente aos estudos de Roza (2004) e Roza *et al.* (2005, 2012)..... 103
- Figura 63: Principais lineamentos estruturais no trecho do sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre os tributários Purus e Negro. Fonte: Latrubesse e Franzinelli (2002). 105
- Figura 64: Dados batimétricos na região de confluência do rio Negro com o sistema Solimões-Amazonas, em destaque os perfis 1, 8, 9 e 15, que mostram a estabilidade dos canais e das ilhas da Xiborena e do Careiro, entre 1978 e 1998. (Modificado de Franzinelli, 2011). 106

- Figura 65: Imagens Landsat-5/TM do sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre Manaus e Codajás, apresentando as áreas de erosão (vermelho) e deposição (amarelo), destacando as modificações ocorridas em determinados trechos das áreas 3 (Detalhe A), 2 (Detalhe B) e 1 (Detalhe C). As indicações das áreas de deposição (Detalhe D) e erosão (Detalhes E e F) são demonstradas na Figura 65..... 108
- Figura 66: A) Área de deposição na porção leste da Ilha da Xiborena (Detalhe D da Figura 65). B e C) Áreas de erosão na margem do rio Solimões, próximo a Iranduba (Detalhe E da Figura 65) e no trecho entre Manacapuru e Anori (Detalhe F da Figura 65)..... 109
- Figura 67: Modificações morfológicas na região de confluência do rio Negro com o sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre 1991 (Detalhe A) e 2009 (Detalhe B) demonstrado pelas áreas de deposição (linha pontilhada vermelha) e erosão (linha pontilhada branca) no detalhe C. 110
- Figura 68: Curva de variação do nível do mar dos últimos 250 mil anos, obtida por meio da compilação de dados de isótopos de ¹⁸O em terraços de corais do Oceano Atlântico, localizados no Caribe. Fonte: Thompson & Goldstein (2006). As faixas de tonalidade cinza mostram os intervalos temporais entre os terraços Superior (204.596 a 55.000 anos AP), Intermediário (37.240 a 28.400 anos AP) e Inferior (9.315 a 750 anos AP), e sua relação com a curva de variação do nível do mar. 121
- Figura 71: Blocos diagramas esquemáticos ilustrando os estágios de evolução tectonossedimentar do sistema Solimões-Amazonas, entre os tributários Purus e Negro, desde o Mioceno Superior até o recente. **Etapa 1:** Estabilidade do relevo e reativação de falhas do embasamento Mioceno dando início a implantação do sistema fluvial Solimões-Amazonas. **Etapa 2:** Instalação do sistema, predominando o estilo meandrante e deposição do Terraço Superior (TS). **Etapa 3:** Encaixe do sistema fluvial em falhas normais NW-SE e NE-SW, truncando o TS. **Etapa 4:** Elevação do nível de base regional, gerando a inundação do TS. **Etapa 5:** Desenvolvimento do Terraço Intermediário (TI) sobrepondo por acreção vertical o TS. **Etapa 6:** Nova elevação do nível de base regional, que ocasionou o barramento da foz deste sistema, recobrando a planície aluvial. **Etapa 7:** Mudança do estilo fluvial, de meandrante para anastomosado-*anabanching*, em função da subida do nível do mar, aumento do aporte sedimentar, fitoestabilização das ilhas e margens dos canais, aumento da umidade e diminuição da declividade do sistema. 122

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Características das bandas espectrais do Landsat-8. Fonte: USGS (2014).	22
Tabela 2: Principais características do imageamento do sensor PALSAR. Fonte: IBGE (2008).	23
Tabela 3: Tabela de pontos visitados nas etapas de campo (siglas RG e JR).	51
Tabela 4: Parâmetros estatísticos obtidos (segundo Folk & Ward 1957) nas amostras arenosas analisadas por meio do <i>software</i> Sysgran 3.0.	84
Tabela 5: Tabela com a classificação simplificada de Folk & Ward (1957) baseada nos parâmetros estatísticos por meio do <i>software</i> Sysgran 3.0 realizadas nas amostras arenosas.	84
Tabela 6: Dados de idade por luminescência de cristais obtidas em diversas amostras dos terraços fluviais descritos na área de estudo. Os dados geocronológicos foram obtidos por meio dos projetos: *CPRM (2010b), uma parceria CPRM e UFAM, e **FAPEAM/MCT/CNPQ-INFRA N° 012/2009, que resultou no estudo de Fiore <i>et al.</i> (2014).	91
Tabela 7: Áreas de erosão e deposição obtidas nas margens.	107
Tabela 8: Áreas de erosão e deposição obtidas nas ilhas.	107
Tabela 9: Áreas de erosão e deposição obtidas nos canais.	107
Tabela 10: Taxas de migração anuais médias obtidas.	108
Tabela 11: Dados de vazão do sistema Solimões-Amazonas, entre os tributários Manacapuru e Negro. Fonte: Agencia Nacional de Águas (ANA).	111
Tabela 12: Integração dos dados de taxa de migração do sistema fluvial Solimões-Amazonas nas últimas décadas.	112

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAN – Análises por Ativação de Nêutrons
ACTLABS – *Activation Laboratories Ltd.*
AVNIR-2 – *Advanced Visible and Near Infrared Radiometer-type 2*
ALOS – *Advanced Land Observing System*
a.m – *Ante Meridiem* (Antes do meio-dia)
AP – Antes do Presente
DA – Dose Acumulada
DGI – Divisão de Geração de Imagens
EMBRAPA – Embrapa Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EHI – Estratificação Heterolítica Inclinada
ETRL – Elemento Terra Rara Leve
ETRP – Elemento Terra Rara Pesado
FAPEAM – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas
GPS – *Global Positioning System*
HH – Horizontal-Horizontal
HV – Horizontal-Vertical
I – Idade
ICP-AES – Espectroscopia de emissão atômica com plasma acoplado indutivamente
ICP-MS – Espectroscopia de massa com plasma acoplado indutivamente
IGc – Instituto de Geociências
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPEN-CNEN-SP – Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares-Comissão Nacional de Energia Nuclear da Universidade de São Paulo.
JAXA – *Japan Aerospace Exploration Agency*
JCPDS – *Joint Committee on Power Diffraction Standards*
m - Metros
MDE – Modelo Digital de Elevação
NASA – *National Aeronautics and Space Administration*
NIMA – *National Imagery and Mapping Agency*
PALSAR – *Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*
PRISM – *Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping*
RGB – *Red Green Blue*
SAR – *Single-Aliquot Regeneration*
SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission Global Coverage*
TI – Terraço Intermediário
TInf – Terraço Inferior
TS – Terraço Superior
UFAM – Universidade Federal do Amazonas
UGM – Último Glacial Máximo
UNIFESP – Universidade Federal de São Paulo
UNIOESTE – Universidade do Oeste do Paraná
USP – Universidade de São Paulo
VH – Vertical-Horizontal
VV – Vertical-Vertical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	20
2	OBJETIVOS.....	21
3	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	21
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	22
4.1	Dados de sensoriamento remoto.....	22
4.1.1	Landsat-8 OLI/TIRS.....	22
4.1.2	Dados SRTM.....	22
4.1.3	ALOS PALSAR	23
4.2	Uso do Sensoriamento Remoto para estudos geomorfológicos e de reconstituição paleoambiental	24
4.3	Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)	24
4.4	Morfologia Fluvial.....	25
4.4.1	Meandrante	28
4.4.2	Anastomosado	30
4.4.3	Anabanching.....	31
4.5	Estratificação Heterolítica Inclinação (EHI)	32
5	GEOLOGIA REGIONAL	35
5.1	Formação Alter do Chão.....	37
5.2	Formação Novo Remanso.....	38
5.3	Depósitos Quaternários.....	38
5.4	Contexto Geotectônico	47
6	MATERIAIS E MÉTODOS.....	50
6.1	Trabalho de Campo.....	50
6.2	Dados dos Sensores Remotos utilizados.....	53
6.2.1	Landsat-8 OLI	53

6.2.2	Dados SRTM	54
6.2.3	ALOS PALSAR	54
6.3	Ensaio Granulométrico	55
6.4	Geocronologia.....	55
6.4.1	Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).....	56
7	RESULTADOS	57
7.1	Geologia da área de estudo	57
7.1.1	Embasamento Cretáceo-Neógeno.....	57
7.1.2	Terraços Fluviais	58
7.1.2.1	Terraço Superior - TS	59
7.1.2.2	Terraço Intermediário - TI.....	73
7.1.2.3	Terraço Inferior - TInf	77
7.1.3	Depósitos Aluvionares Recentes	83
7.1.4	Análises Granulométricas.....	83
7.1.5	Evidências de Paleocanais	86
7.1.6	Idades das Unidades Quaternárias.....	89
7.1.7	Contexto tectônico da área de estudo	93
8	DISCUSSÕES	97
8.1	Correlação das Unidades Quaternárias	97
8.1.1	Gênese das Turfas.....	97
8.2	Dinâmica Fluvial Holocênica do Sistema Solimões-Amazonas (Artigo Submetido)	100
8.3	Evolução do sistema fluvial Solimões-Amazonas no Pleistoceno Superior - Holoceno.....	119
9	CONCLUSÕES	123
10	REFERÊNCIAS	125

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas representa cerca de 20% de sedimentos aflorantes de idade quaternária e, sem dúvida, corresponde a uma parte significativa da história do Quaternário do Brasil. Estes depósitos ainda são pouco conhecidos do ponto de vista geológico, devido principalmente à escassez de estudos sedimentológicos, estratigráficos e geocronológicos de detalhe, que tem dificultado as correlações inter e intrabaciais, bem como entendimento dos principais eventos que influenciaram a dinâmica do sistema fluvial Solimões-Amazonas. Entretanto, os dados disponíveis são pontuais e insuficientes para cobrir a extensão total da planície aluvial da Bacia do Amazonas, induzindo a individualizações litoestratigráficas, morfoestratigráficas e geocronológicas distintas, conforme observado nos estudos regionais (Latrubesse & Franzinelli, 2002; Rossetti *et al.*, 2005; Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010; Rozo *et al.*, 2012; Ferreira, 2013; Gonçalves Júnior, 2013; Fiore *et al.*, 2014).

Na última década, com o aumento nas resoluções (espacial, espectral, radiométrica e temporal) dos produtos de sensores remotos e no número de dados de datação por radiocarbono e luminescência de cristais principalmente nas unidades fluviais mais antigas, uma nova padronização lito e morfoestratigráfica está em fase de desenvolvimento para as unidades quaternárias do sistema Solimões-Amazonas, com a individualização de 3 níveis de terraços fluviais no trecho entre os tributários Purus e Madeira (Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010; Rozo *et al.*, 2012; Ferreira, 2013; Gonçalves Júnior, 2013; Fiore *et al.*, 2014). Parte destes estudos utilizam dados paleoclimáticos, tectônicos e glacioeustáticos para contar a história de evolução deste sistema fluvial nos últimos 200.000 anos AP.

Portanto, no intuito de contribuir para o entendimento da dinâmica fluvial pleistocena-holocena dos rios Solimões e Purus, na sua zona de confluência, é proposto nesta dissertação de mestrado à caracterização sedimentológica, geomorfológica, morfoestratigráfica e geocronológica dos depósitos fluviais formados neste período, visando reconstituir a última fase de sedimentação desta região, relacionando-a também aos eventos tectônicos e paleoclimáticos regionais, bem como as variações da curva eustática mundial.

2 OBJETIVOS

- Caracterização sedimentológica, geomorfologia e morfoestratigráfica dos depósitos pleistocenos-holocenos aflorantes na zona de confluência dos rios Solimões e Purus.
- Estabelecer uma correlação espaço-temporal das unidades sedimentares pleistocenas-holocenas estudadas, com base em dados de Sensores Remotos e datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e Radiocarbono (^{14}C).
- Propor um modelo deposicional para os depósitos pleistocenos-holocenos da região de estudo, com base na integração de dados morfoestratigráficos, sedimentológicos e geocronológicos obtidos, relacionando-os com informações climáticas, tectônicas e glacioeustáticas disponíveis.

3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área do referido estudo situa-se as margens dos rios Solimões e Purus, abrangendo os municípios de Manacapuru, Anori, Beruri, Anamá e Codajás (Figura 1). O acesso é feito em grande parte por via fluvial e algumas rodovias e ramais.

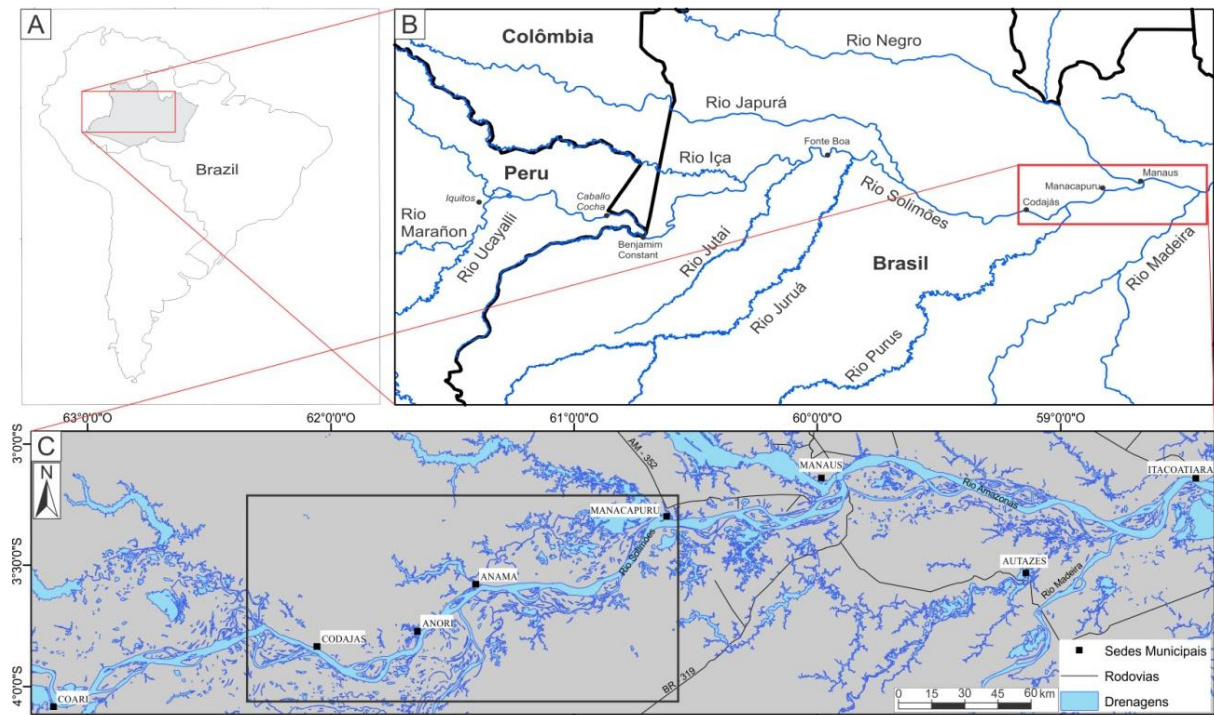


Figura 1: A) Mapa da América do Sul, destacando parte da drenagem do sistema fluvial Solimões-Amazonas (Detalhe B) dos seus principais afluentes até o rio Madeira. O detalhe C mostra a rede de drenagem e as vias de acesso da região entre os municípios de Coari e Itacoatiara, destacando o trecho estudado entre Manacapuru e Codajás (retângulo preto).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 Dados de sensoriamento remoto

4.1.1 Landsat-8 OLI/TIRS

De acordo com a USGS (2014), o satélite Landsat-8 possui uma órbita sol-síncrona a uma altitude de 705 km e uma inclinação de 98,2°, realizando imageamentos às 10:00 a.m (± 15 min), cobrindo área (por cena) de aproximadamente 170 km na direção Norte-Sul e por 185 km na direção Leste-Oeste. Apresenta resolução radiométrica de 16 bits, resolução espectral em 11 bandas (Tabela 1), com resoluções espaciais variadas: 30 m (bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9), 15 m (banda 8) e 100 m (bandas 10 e 11), além de resolução temporal de 16 dias. As principais características espectrais dos imageadores presentes na plataforma Landsat são *Operational Terra Imager - OLI* e *Thermal Infrared Sensor - TIRS* (Kalaf *et al.*, 2013; NASA, 2013; USGS, 2014).

Tabela 1: Características das bandas espectrais do Landsat-8. Fonte: USGS (2014).

Bandas do Landsat-8	Comprimento de Onda (μm)	Resolução Espacial (m)
Banda 1 - <i>Coastal aerosol</i>	0.43 – 0.45	30
Banda 2 - <i>Blue</i>	0.45 – 0.51	30
Banda 3 - <i>Green</i>	0.53 – 0.59	30
Banda 4 - <i>Red</i>	0.64 – 0.67	30
Banda 5 - <i>Near Infrared (NIR)</i>	0.85 – 0.88	30
Banda 6 - <i>SWIR 1</i>	1.57 – 1.65	30
Banda 7 - <i>SWIR 2</i>	2.11 – 2.29	30
Banda 8 - <i>Panchromatic</i>	0.50 – 0.68	15
Banda 9 - <i>Cirrus</i>	1.36 – 1.38	30
Banda 10 - <i>Thermal Infrared (TIRS) 1</i>	10.60 – 11.19	100
Banda 11 - <i>Thermal Infrared (TIRS) 2</i>	11.50 – 12.51	100

4.1.2 Dados SRTM

O uso de sensores remotos tem grande capacidade de inferir aspectos geológicos e geomorfológicos ou, pelo menos, uma parte deles (Ibanez *et al.*, 2014b), principalmente com o uso de dados topográficos, como no caso do MDE.

Segundo a USGS (2008), o SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission Global Coverage*) teve como objetivo a produção de dados topográficos digitais de cerca de 80% da superfície terrestre entre 60° Norte e 56° Sul por meio da técnica de interferometria de radar nas bandas C e X, que consiste na obtenção de duas imagens do mesmo local, mas com

ângulos de incidência diferentes, onde a partir da diferença destas imagens é possível obter a elevação da superfície. Para a obtenção das imagens, o SRTM contém duas antenas, uma antena de radar no compartimento de carga de transporte e uma segunda antena ligada à extremidade de um mastro estendido acerca de 60 m da aeronave. Segundo informação da NASA (2014), os dados SRTM foram disponibilizados em 1 arco de segundo (30 m) para os EUA e de 3 arcos de segundo (90 m) para o resto do mundo.

Na Amazônia devido à densa cobertura vegetal e o baixo comprimento de onda das bandas utilizadas (Banda X: 3,1 cm e Banda C: 5,6 cm), os dados obtidos oferecem informações sobre a topografia do terreno, bem como do dossel das árvores (Weydahl *et al.*, 2007).

4.1.3 ALOS PALSAR

O satélite ALOS (*Advanced Land Observing System*) operou de 2006 até 2011, apresentava órbita heliossíncrona a 692 km de altitude e período de revisita de 46 dias (EMBRAPA, 2013). Este satélite continha os radiômetros PRISM (*Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping*) e AVNIR-2 (*Advanced Visible and Near Infrared Radiometer-type 2*) e o sensor de micro-ondas PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) capaz de obter imagens diurnas e noturnas sem a interferência de nebulosidade e em quaisquer condições atmosféricas.

O PALSAR possui resolução espacial variando entre 10 e 100 m polarizações HH (Horizontal-Horizontal), VV (Vertical-Vertical), HV (Horizontal-Vertical) e VH (Vertical-Horizontal). As demais características desse sensor são descritos na Tabela 2.

Tabela 2: Principais características do imageamento do sensor PALSAR. Fonte: IBGE (2008).

Modo	Fine		ScanSAR	Polarimétrico
Frequência	1270 MHz (Banda L)			
Polarização	HH ou VV	HH+HV ou VV+VH	HH ou VV	HH+HV+VH+VV
Incidência	8° a 60° (34,3°)	8° a 60° (34,3°)	18° a 43°	8° a 30° (21,5°)
Resolução espacial	7 a 44 m (10 m)	14 a 88 m (20 m)	100 m (multi look)	24 a 89 m (30 m)
Faixa de imageamento	40 a 70 km (65 km)	40 a 70 km (65 km)	250 a 350 km (350 km)	20 a 65 km (25 km)

4.2 *Uso do Sensoriamento Remoto para estudos geomorfológicos e de reconstituição paleoambiental*

O uso mais frequente dos produtos de sensores remotos na Amazônia, como imagens ópticas e de radar, tem sido para auxiliar na delimitação de unidades geológicas aflorantes visando à elaboração de mapas geológicos regionais, bem como em estudos de análise estrutural onde são definidos os principais lineamentos (Radambrasil, 1978; Costa *et al.*, 1996; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Soares, 2007; Ribeiro *et al.*, 2009; Soares *et al.*, 2010; Gonçalves Júnior, 2013; Ferreira, 2013).

Nas últimas décadas a análise multitemporal destes produtos tem sido usada para estudos de mobilidade de canais e caracterização geomorfológica das planícies aluviais do sistema fluvial Solimões-Amazonas. Esta aplicação é demonstrada no trabalho de Mertes *et al.* (1996), onde parte deste sistema fluvial, entre Iquitos (Peru) até Óbidos (Pará), foi estudado com base em cartas de navegação antigas e imagens de radar do Projeto Radam Brasil (1971-1972). Apesar do georreferenciamento de baixa precisão, esta análise serviu para demonstrar padrões diferenciados de mobilidade dos canais em diferentes trechos. A determinação do padrão de estabilidade de trechos deste sistema fluvial por meio dos cálculos das áreas de erosão e deposição tem sido enfatizado em alguns estudos (Rozo, 2004; Peixoto *et al.*, 2009; Passos *et al.*, 2013; Passos & Soares, 2013; Rozo *et al.*, 2012). Análises multitemporais também têm sido utilizadas na determinação das variações sazonais referentes aos períodos de cheia e vazante dos rios, bem como na influência desta sazonalidade no desenvolvimento dos depósitos aluviais e ilhas deste sistema (Marinho & Melo, 2009).

A integração de dados de campo e de fotointerpretação (imagens orbitais e aerotransportadas) permitiu a caracterização de unidades morfoestratigráficas que compõem a planície aluvial do sistema Solimões-Amazonas, principalmente nas áreas dos tributários Purus, Negro e Madeira (Rossetti *et al.*, 2005, 2014, 2015; Soares *et al.*, 2010; Hayakawa *et al.*, 2010; Hayakawa, 2011; Rozo *et al.*, 2012; Ferreira, 2013; Gonçalves Júnior, 2013).

4.3 *Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)*

Na Amazônia, diversos trabalhos (Mertes *et al.*, 1996; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Soares, 2007, Soares *et al.*, 2010, Horbe *et al.*, 2011; Rozo, 2012, Gonçalves Júnior, 2013; Ferreira, 2013; Fiore *et al.*, 2014, Rossetti *et al.*, 2014) tem utilizado principalmente os métodos de datação por Luminescência de Cristais e Radiocarbono na caracterização das unidades sedimentares quaternárias.

A luminescência é umas das propriedades físicas de materiais cristalinos ou vítreos de emitir luz em resposta a algum tipo de estímulo externo, nesse caso estímulo óptico, quando submetidos no passado por radiações ionizantes (Sallun *et al.*, 2007). Este método é embasado no fato de que as idades dos materiais podem ser calculadas pelas medidas da concentração de efeitos induzidos nos materiais por radiação, incluindo também a taxa de dose de radiação no ambiente de deposição e o nível e sensibilidade de saturação do sinal de luminescência (Shelkopyas & Morozov 1965, Prescott & Robertson 1997; Murray & Wintle, 2000; Wintle & Murray, 2006). Alguns materiais geológicos e arqueológicos que apresentam minerais como quartzo, feldspato, fluorita e calcita, assim como também fragmentos de cerâmica, recebem radiações do sol e de isótopos radioativos providos dos solos circunvizinhos, cuja atuação provoca ionização que é armazenada no retículo cristalino destes minerais. Quando um cristal iônico é submetido à radiação ionizante parte da energia gera defeitos pontuais, resultando na apreensão de elétrons e lacunas localizadas no interior da sua rede cristalina, originando estados metaestáveis criados por defeitos e impurezas. Após o estímulo óptico dos elétrons aprisionados, eles são liberados podendo ser recombinado com defeitos da rede cristalina, gerando a luminescência, que permite determinar a última fase de cristalização de um mineral ou etapa final de sedimentação, que indica a última exposição dos grãos à luz solar (Moska & Murray, 2006; Sallun *et al.*, 2007; Rittenour, 2008; Pietsch *et al.*, 2008). Este método tem uma abrangência temporal de até 1,5 Ma (Sallun *et al.*, 2007).

4.4 Morfologia Fluvial

Em geral, a dinâmica dos sistemas fluviais apresenta alto grau de complexidade, sendo influenciada pelos diferentes contextos geológicos de cada região, que dificultam ainda mais a compreensão geomorfológica e hidrodinâmica (Hayakawa, 2011). Um sistema fluvial dinâmico apresenta mudanças de regimes de fluxo que o modifica e remodelam suas margens e leito ao longo dos anos, em função das variações do relevo, declividade, clima, rugosidade do leito do canal, largura, profundidade, sinuosidade, fluxo da corrente (vazão e velocidade), cobertura vegetal e resistência do substrato (Schumm's, 1977, 1981, 1985; Mial, 1981; Press *et al.*, 2006; Nanson, 2013). Estas variáveis influenciam diretamente nos processos de erosão e deposição, que quando em desequilíbrio, geram mudanças no estilo fluvial em um determinado intervalo de tempo (Fernandez, 1990).

O trabalho pioneiro de Leopold & Wolman (1957) definiu três tipos morfológicos clássicos de estilos fluviais (retilíneo, meandrante e entrelaçado) cuja gênese foi associada

principalmente ao regime de transporte de carga (suspensão, misto e de fundo) (Schumm, 1963, Schumm *et al.*, 1996). Posteriormente, o estudo de Knighton (1998) acrescentou as morfologias transicionais e anastomosadas (Figura 2).

Nanson & Knighton (1996) reavaliando alguns destes conceitos e integrando dados hidráulicos de alguns estudos (Schumm, 1968; Knighton & Nanson, 1993), caracterizaram e classificaram o estilo fluvial *anabanching*. Este estilo corresponde a um subtipo do estilo anastomosado, em geral de baixa sinuosidade, apresentando canais relativamente estáveis, característico dos grandes sistemas fluviais no mundo (Latrubesse, 2008).

Na Amazônia brasileira, o sistema fluvial Solimões-Amazonas tem sido estudado em determinados trechos, os quais foram classificados como anastomosado e/ou *anabanching* segundo a definição de Makaske (2001). Como exemplos, pode-se citar os estudos de Rozo (2004) e Rozo *et al.* (2012) que classificaram o trecho deste sistema, entre os tributários Negro e Madeira, de anastomosado, assim como Latrubesse (1992, 2008) e Nanson (2013) empregaram o termo *anabanching* para esse sistema como um todo.

Entretanto, o estilo fluvial anastomosado-*anabanching* tem sido atribuído a este sistema a partir do Holoceno, já que dados geomorfológicos e faciológicos de terraços fluviais antigos (Pleistoceno Superior-Holoceno) das regiões de Manacapuru, Careiro, Manaus e Autazes (Amazônia Central) tem demonstrado que o estilo que predominava neste período era o meandrante (Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010; Soares & Teixeira, 2011; Gonçalves Júnior, 2013; Ferreira, 2013).

Portanto, abaixo serão enfocadas apenas as principais características dos estilos fluviais meandrante, anastomosado e *anabanching*, que serão utilizadas nas discussões finais.

4.4.1 Meandrante

De acordo com Riccomini *et al.* (2000) e Charlton (2008), o estilo fluvial meandrante (Figura 3) é geralmente relacionado a regiões de clima úmido e se caracteriza pela alta sinuosidade dos canais ($> 1,5$) e relação largura/profundidade (> 40) (Rust, 1978). Os autores ressaltam ainda o predomínio do transporte por suspensão e migração lateral pela erosão gradual nas margens côncavas e deposição nas convexas. Este estilo fluvial apresenta barras em pontal (com estratificação heterolítica inclinada) e planícies de inundação bem desenvolvidas (Tucker, 1973; Clifton & Phillips, 1980; Thomas *et al.*, 1987). Este estilo fluvial transposta sedimentos de argila, silte e areia fina (Press *et al.*, 2006) e deposita conglomerados, areia grossa e média (Riccomini *et al.*, 2000).

Na Amazônia Central, Soares (2007) e Gonçalves Júnior (2013) descrevem na planície aluvial do sistema Solimões-Amazonas a morfologia deposicional de barras em pontal (com EHI) que tem sido associada ao estilo fluvial meandrante deste sistema no Pleistoceno Superior-Holoceno, cujo desenvolvimento tem sido associado à migração do canal por dezenas de quilômetros.

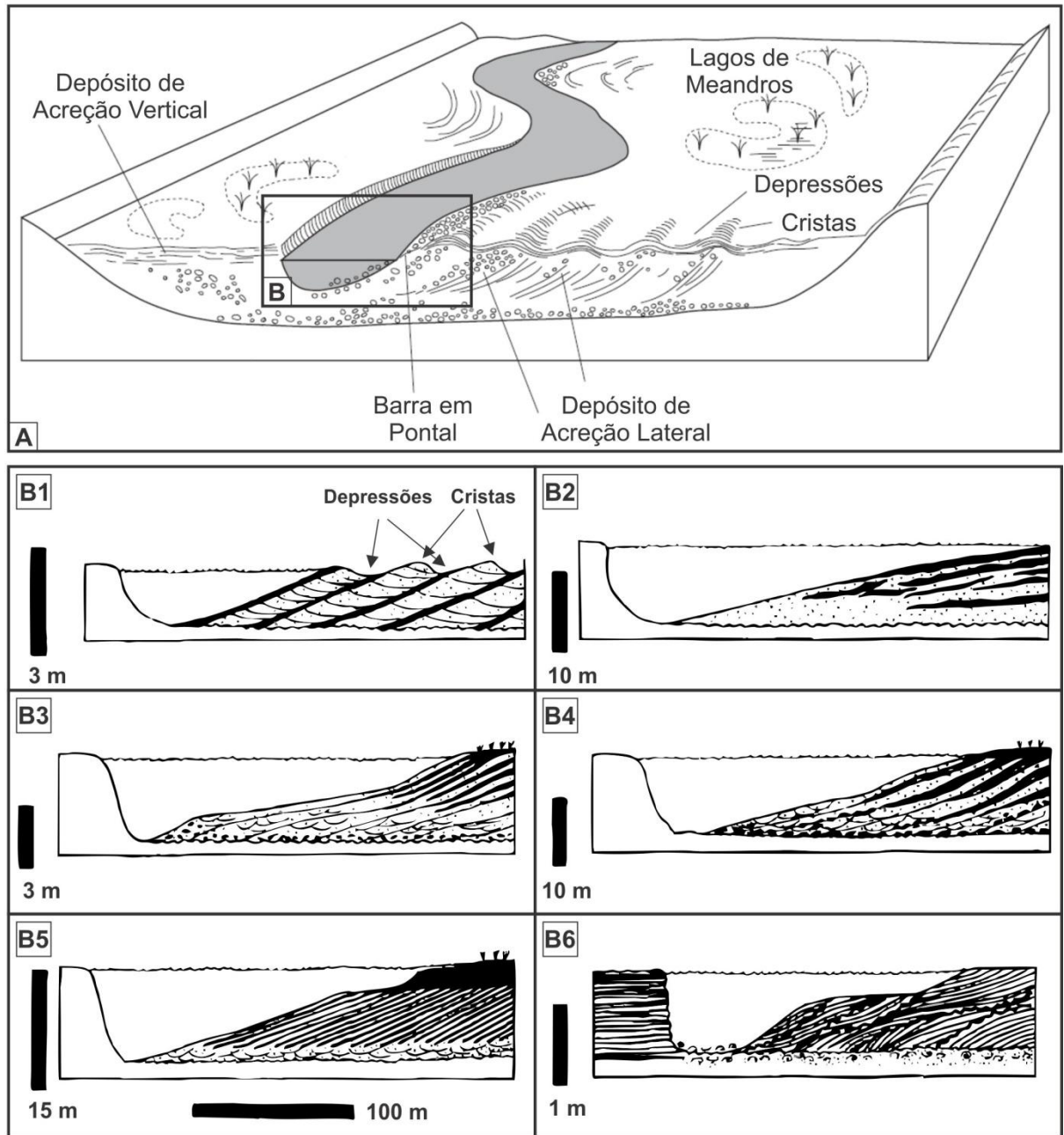


Figura 3: A) Bloco diagrama do estilo fluvial meandrante mostrando os principais tipos de depósitos associados ao canal e planície aluvial (Modificado de Charlton, 2008). B) Detalhes internos das camadas de areia e lama que compõem os pares de Estratificação Heterolítica Inclinada em uma barra em pontal (Compilação realizada por Thomas *et al.*, 1987).

4.4.2 Anastomosado

Segundo os estudos de Smith & Smith (1980) e Smith & Putnam (1980), rios anastomosados são caracterizados por múltiplos canais estáveis, ocorrendo em regiões de subsidência em relação ao nível de base regional (Figura 4). Os dados experimentais propostos por Smith (1986) demonstram que estes rios exibem uma maior estabilidade dos canais quando exibem vegetação nas margens e ilhas, podendo atingir valor de estabilidade até 20.000 vezes maior, quando comparados a regiões sem vegetação. Riccomini & Coimbra (1993) caracterizam este sistema fluvial como estável com baixa migração dos canais, e a ausência de barra em pontal o distingue dos rios meandrantos, geralmente apresentando transporte por suspensão e misto (Schumm, 1963) podendo chegar a sedimentos grosseiros (Smith & Smith, 1980; Miall, 1981).

O estudo de Smith & Smith (1980) enfatiza neste estilo os depósitos de turfas, pântanos, lagos, diques marginais, *crevasse splay* (rompimento de diques marginais) e de canais (Figura 4). Devido à baixa migração deste estilo e sedimentação por acreção vertical, Miall (1981) descreve como característica principal o contato entre as diferentes fácies, dificultando sua correlação vertical em subsuperfície e predominância dos depósitos de transbordamento, tais como pelitos orgânicos e turfas (Riccomini & Coimbra, 1993).

A morfologia das ilhas aluviais em rios anastomosados foi descrita no rio Solimões por Sternberg (1960) e Baker (1978), sendo denominada “*saucer-like*” devido aos limites laterais dos canais marcados por diques marginais, típicas de regiões de climas úmidos (Makaske, 2001; Nanson & Knighton, 1996), diagnóstica para a diferenciação deste estilo dos demais padrões multicanais (Rozo *et al.*, 2012).

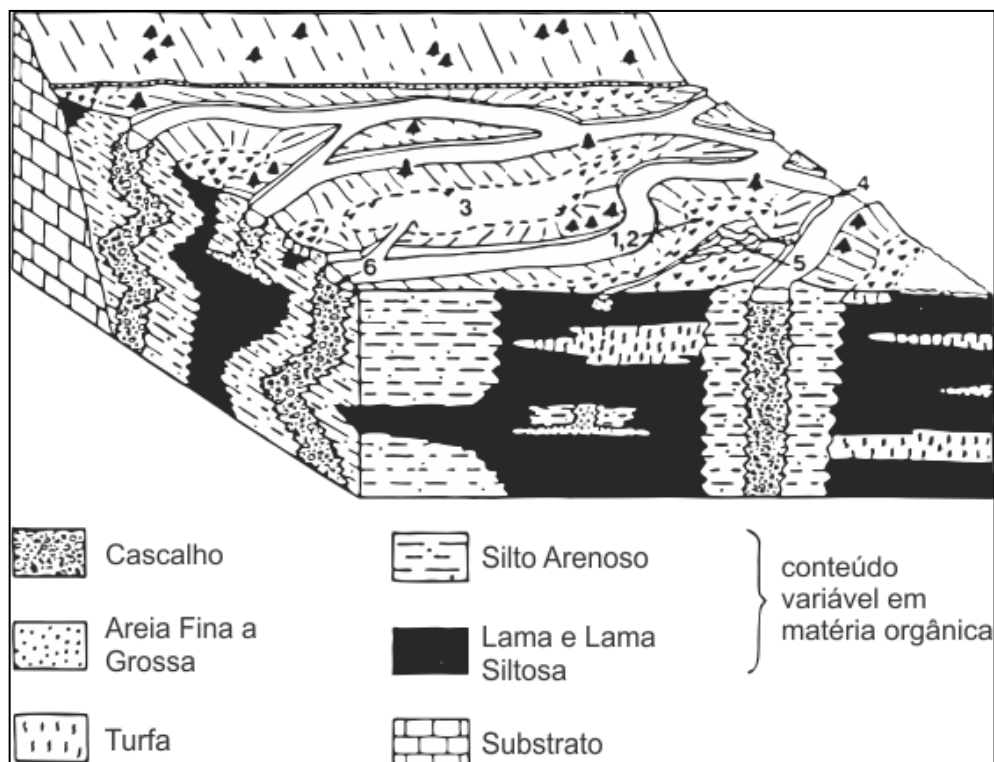


Figura 4: Bloco diagrama esquemático de um segmento típico de rio anastomosado mostrando os canais, geometria das camadas e características texturais, com seus depósitos característicos: 1) Turfeiras; 2) Pântanos; 3) Lagos de Inundação; 4) Diques Marginais; 5) *Crevasse Splay* e 6) Canais Fluviais. Fonte: Modificado de Smith & Smith (1980) por Riccomini & Coimbra (1993).

4.4.3 *Anabranching*

North *et al.* (2007), por meio da integração de conceitos sobre estilos fluviais propostos por diversos autores (Leopold & Wolman, 1957; Schumm, 1968, 1977, 1985; Brice *et al.*, 1978; Rust, 1978; Brice, 1978; Smith & Smith, 1980; Smith e Putnam, 1980; Knighton & Nanson, 1993; Nanson, 1992; Nanson & Knighton, 1996; Huang & Nanson, 2007; Nanson & Huang, 2007), definiu o estilo fluvial *anabranching* como um sistema de canais múltiplos de baixa energia com bancos resistentes e estáveis (podendo ser lentamente migratórios), separados por ilhas com altitudes semelhantes a da planície de inundação, com ocorrência em regiões de clima úmido (organoclásticos) e seco (inorgânicos). Este estilo apresenta predominantemente carga em suspensão e sedimentos de fundo variando entre cascalho e areia, com migração lateral dos canais, carga mista e acreção vertical de barras (Nanson & Knighton, 1996).

De acordo com Nanson (2013), canais de rios com ilhas aluviais estáveis vegetadas ou de outra natureza que dividem o fluxo das águas são denominados *anabranching*, sendo este padrão dominante entre os maiores rios do mundo, como o sistema fluvial Solimões-Amazonas (Latrubesse *et al.*, 2005; Latrubesse, 2008, 2012; Nanson, 2005, 2013). Na

compilação detalhada realizada de Nanson & Knighton (1996), foi constatado que parâmetros como hidráulica, geologia, botânica e aspectos fisiográficos desempenham um papel importante nas variações deste estilo fluvial. Dados como escoamento específico, raio hidráulico, descarga, declividade e largura do canal ajudaram na definição de seis tipos principais deste estilo fluvial. **Tipo 1** - Sistema de Sedimentos Coesos (subdividido em Orgânicos, Organo-Clásticos e Dominados por Lama), **Tipo 2** - Sistema de Formação de Ilhas Dominado por Areia, **Tipo 3** - Sistema Lateralmente Ativo de Carga Mista, **Tipo 4** - Sistema de Formação de Cume Dominado por Areia, **Tipo 5** - Sistema Lateralmente Ativo Dominado por Cascalho e **Tipo 6** - Sistema Estável Dominado por Cascalho, conforme demonstrado na Figura 5. Os tipos 1, 2 e 3 apresentam baixa potência de escoamento, o tipo 4 se enquadra no limite entre o meandrante e o entrelaçado (Leopold & Wolman, 1957) e os tipos 5 e 6 exibem potência de escoamento e vazões altas.

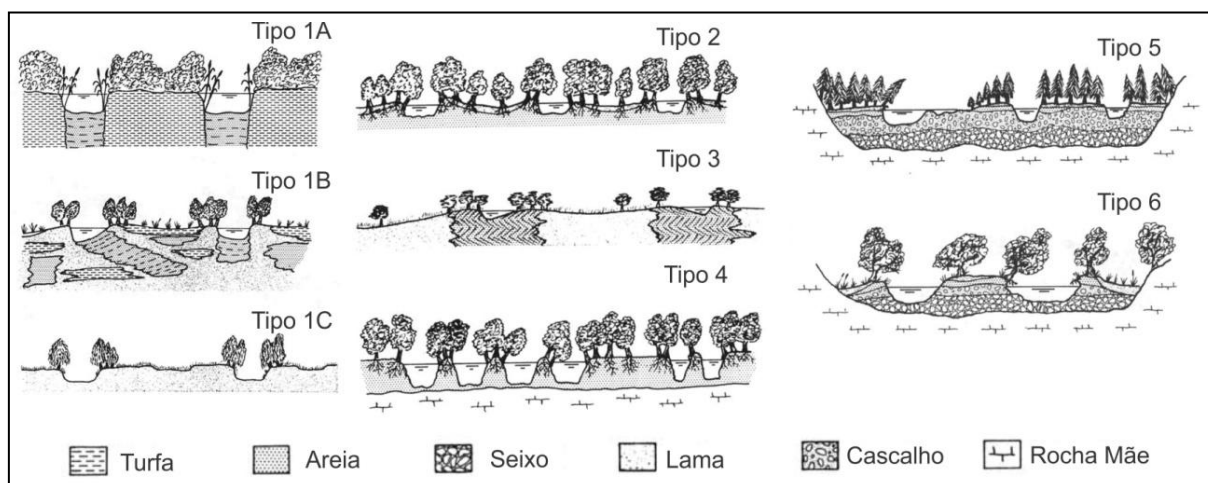


Figura 5: Variações dos tipos e subtipos de estilo fluvial *anabranching*. Tipo 1 - Sistemas de Sedimentos Coesos (A: Orgânicos; B: Organo-Clásticos; C: Dominados por Lama), Tipo 2 - Sistema de formação de Ilhas Dominado por Areia, Tipo 3 - Sistema Lateralmente Ativo de Carga Mista, Tipo 4 - Sistema de Formação de Cume Dominado por Areia, Tipo 5 - Sistema Lateralmente Ativo Dominado por Cascalho e Tipo 6 - Sistema Estável Dominado por Cascalho. Fonte: Modificado de Nanson & Knighton (1996).

4.5 Estratificação Heterolítica Inclinada (EHI)

Na tentativa de integrar diversos termos utilizados para estruturas sedimentares inclinadas, como as estratificações tipo cruzada *epsilon* (Allen, 1963) e longitudinal (Reineck, 1958), entre outras, Thomas *et al.* (1987) agruparam estes conceitos em uma única nomenclatura, definida como estratificação heterolítica inclinada. Esta estrutura é encontrada em seqüências sedimentares siliciclásticas modernas e antigas, de pequena e grande escala, heterogêneas e homogêneas (litologicamente), formadas por estratos originalmente inclinados ou sub-horizontais, com mergulhos variando de 1° a 36°.

Esta estrutura pode se formar em uma gama de ambientes sedimentares, como canais estuarinos (Plint, 1983; Rahmani, 1983; Fambrini *et al.*, 2005, 2006), canais de Maré (Souza Filho & El-Robrini, 1996; Vieira *et al.*, 2007), leques submarinos (Winn & Dott, 1979; Hein, 1984; Miall, 1985b), *crevasse splay* (Elliott, 1976b), deltas (Horne *et al.*, 1978; Hobday, 1978; Hopkins, 1985), além de fluvial entrelaçado (Wright, 1959) e meandrante (Jackson, 1981; Edwards *et al.*, 1983; Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010; Gonçalves Júnior, 2013). A gênese da EHI é relacionada a vários processos de formação, tendo como base a sazonalidade (enchentes e vazantes), bem definidas em ambientes de maré e fluvial. Na Amazônia, esta estrutura tem sido descrita nos depósitos aluviais quaternários do sistema Solimões-Amazonas (Soares, 2007; Rozo *et al.*, 2012; Gonçalves Júnior, 2013; Ferreira, 2013).

Internamente, a EHI apresenta intercalações de laminas e camadas, que variam da escala milimétrica a métrica (Gradzinski, 1970; Nami, 1976) e exibe variações granulométricas, de argila a conglomerado (Allen, 1965a; Edwards *et al.*, 1983), além de gradação normal ou inversa (Mossop & Flach, 1983; Wood, 1985) e mudanças na frequência (Mossop & Flach, 1983). As sequências ricas em lama demonstram diminuição gradual do seu ângulo de mergulho à medida que se distancia do canal abandonado (Stewart, 1981). Além disso, podem apresentar estruturas de deformação, como sobrecarga e feições de injeção (Koster, 1983; Stewart, 1983; Wood, 1985; Visser, 1986).

As intercalações de areia e lama (silte e argila) geram camadas acunhadas, limitadas por superfícies de erosão, com inclinação acentuada, conforme dados descritivos de De Mowbray (1983) e Thomas *et al.* (1987). As camadas podem exibir forma sigmoidal, com concavidade para cima ou para baixo (Thomas *et al.*, 1987) e dimensões proporcionais a largura e profundidade do canal (Allen, 1965). Superfícies de descontinuidades dentro das sequências antigas de EHI fluviais representam episódios de erosão ou não deposição, mas pouco se sabe sobre a formação dessas estruturas nos canais fluviais modernos, para poder prever a frequência ou duração destes eventos (Mowbray, 1983).

É possível identificar diversos morfotipos de EHI, que não estão diretamente relacionadas a um tipo específico de ambiente. A morfologia deposicional de cristas e depressões, característica desta estrutura, tem sido observada nos terraços fluviais do Sistema Solimões-Amazonas, na Amazônia Central (Rozo, 2004; Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010; Rozo *et al.*, 2012; Gonçalves Júnior, 2013), conforme ilustrada na Figura 3B1. Nestes estudos, a gênese da EHI é associada à migração de barras em pontal, desenvolvida em função da acreção lateral característica de rios meandrantés. Este ambiente é o mais propício para o

desenvolvimento desta estrutura, tanto nos modelos atuais quanto nos antigos, conforme enfatizado por Jackson (1978).

Nas barras em pontal com EHI, Thomas *et al.* (1987) propôs sete tipos diferentes de tendências de grãos, onde os pacotes intercalados podem exibir granodecrescência ascendente, com alguns casos de inversão dessa tendência, conforme ilustrado na Figura 6.

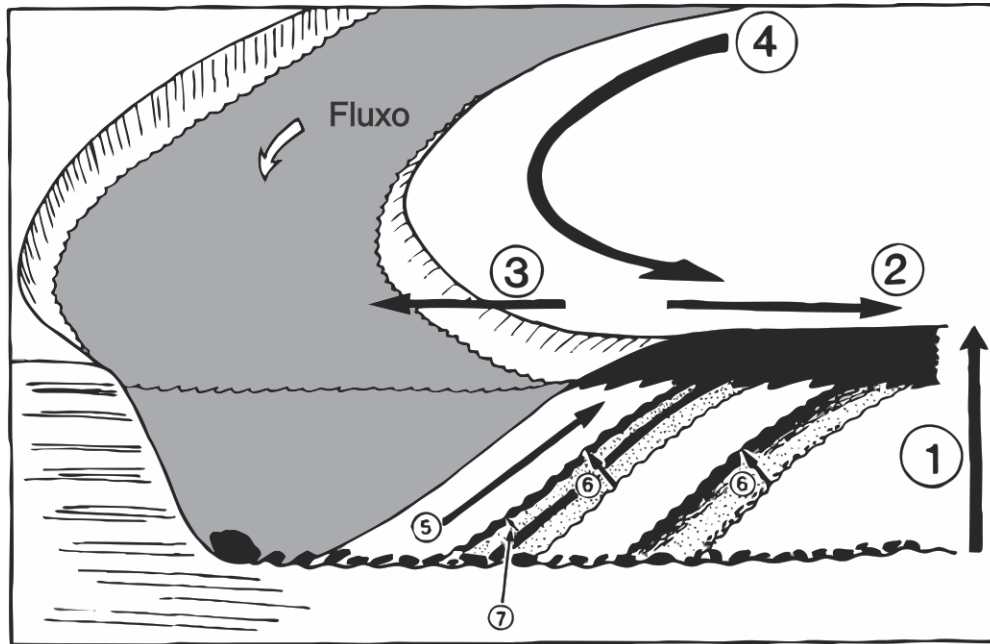


Figura 6: Ilustração esquemática de uma barra em pontal hipotética mostrando sete possíveis tendências de mudanças granulométricas: 1) Granodecrescente ascendente. 2) Redução granulométrica lateral (fora do canal, paralela as margens) em uma sequência de transbordamento. 3) Mudança lateral do canal. 4) Mudança ao longo do canal 5) Mudança dentro das unidades inclinadas individuais. 6) Mudança perpendicular as unidades. 7) Mudança perpendicular granodecrescência ascendente.

Segundo Bridge & Diemer (1983), cada camada formada na sequência de acreção lateral entre as superfícies de descontinuidade da EHI, foi gerada por um único evento de inundação. Neste sentido, Thomas *et al.* (1987) descreve que os conjuntos de EHI empilhados lateralmente, podem representar fases de crescimento durante a desenvolvimento de uma sequência de barras em pontal. Os conjuntos foram formados por repetidos processos cíclicos de um meandro na forma unidirecional, ou retrabalhamento subsequente de antigas barras em pontal geradas pela migração do canal, conforme ilustrado na Figura 7.

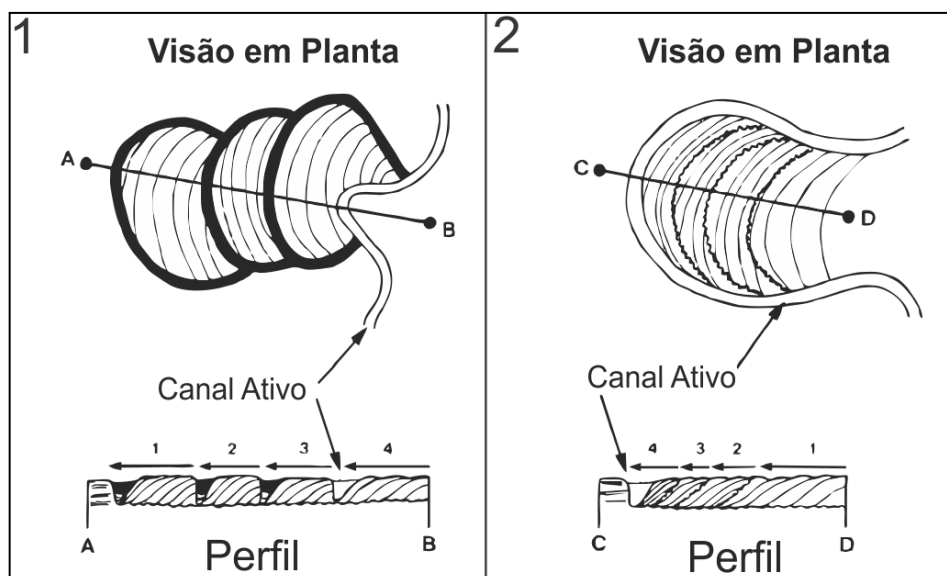


Figura 7: Representação esquemática de desenvolvimento de barras em pontal, mostrando as duas principais formas do mergulho dos *cosets*, segundo Thomas *et al.* (1987). 1) *Coset* de grande escala, formada por sucessivos episódios de abandono de meandros, com posterior migração lateral do canal, separados por preenchimento dos canais abandonados. 2) *Cosets* de menor escala, formados pelo crescimento episódico de uma única sequência de barra em pontal, separados por superfícies de erosão formadas durante os grandes eventos de inundação. Em ambos os exemplos, as setas de 1 a 4 representam a cronologia do mais antigo para o mais novo, respectivamente.

5 GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia Sedimentar do Amazonas apresenta cerca de 500.000 km², limitada ao norte e ao sul pelos escudos das Guianas e Brasil Central, respectivamente, sendo separada a leste pelo Arco de Gurupá, que a delimita da Bacia do Marajó e, a oeste, pelo arco de Purus, que a delimita da Bacia do Solimões (CPRM, 2006; Cunha *et al.*, 2007).

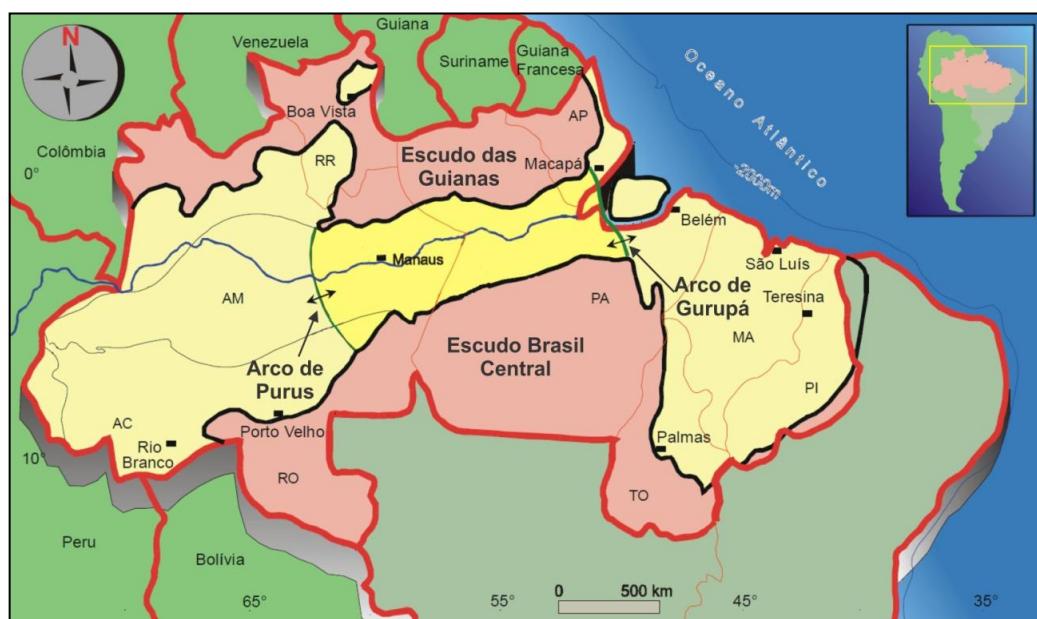


Figura 8: Localização da Bacia do Amazonas limitada a oeste pelo Arco de Purus, a leste pelo Arco de Gurupá, a norte e sul pelos escudos da Guiana e Brasil Central, respectivamente.

Segundo Cunha *et al.* (2007), duas megassequências de primeira ordem são reconhecidas nos mais de 5.000 m de preenchimento sedimentar e ígneo, depositados na Bacia Sedimentar do Amazonas. A primeira, denominada Megassequência Paleozoica é dividida em quatro sequências de segunda ordem, sendo estas: Sequência Ordovício-Devoniana, Sequência Devono-Tournaisiana, Sequência Neoviseana, Sequência Pensilvaniano-Permiana. A segunda, denominada Megassequência Mesozóica-Cenozóica é constituída principalmente pela Formação Alter do Chão, contendo ainda as formações Solimões e Marajó, encontradas apenas nos limites ocidental e oriental da bacia, respectivamente (Figura 9).

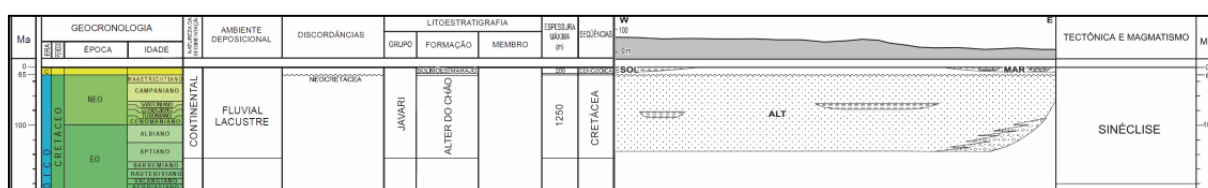


Figura 9. Estratigrafia da megassequência mesozóica-cenozóica da Bacia do Amazonas (Modificado de Cunha *et al.* 2007).

Dados geológicos e geofísicos de subsuperfície dos trabalhos de Andrade & Soares (2009) e Soares *et al.* (2016) mostram que o relevo da regiões de Manaus e Itacoatiara, distante cerca de 300 km, é sustentado por rochas sedimentares neógenas (Formação Novo Remanso), com espessura variando entre 20 e 80 m, sobrepostas discordantemente a unidade cretácea (Formação Alter do Chão). Nesta mesma região, Costa (2002) utilizando dados de perfis sônicos e sísmicos, identificou uma estratigrafia similar, onde a unidade cretácea é atribuída à formação Alter do Chão sobreposta pela “Terciária” que foi associada à Formação Solimões (Figura 10).

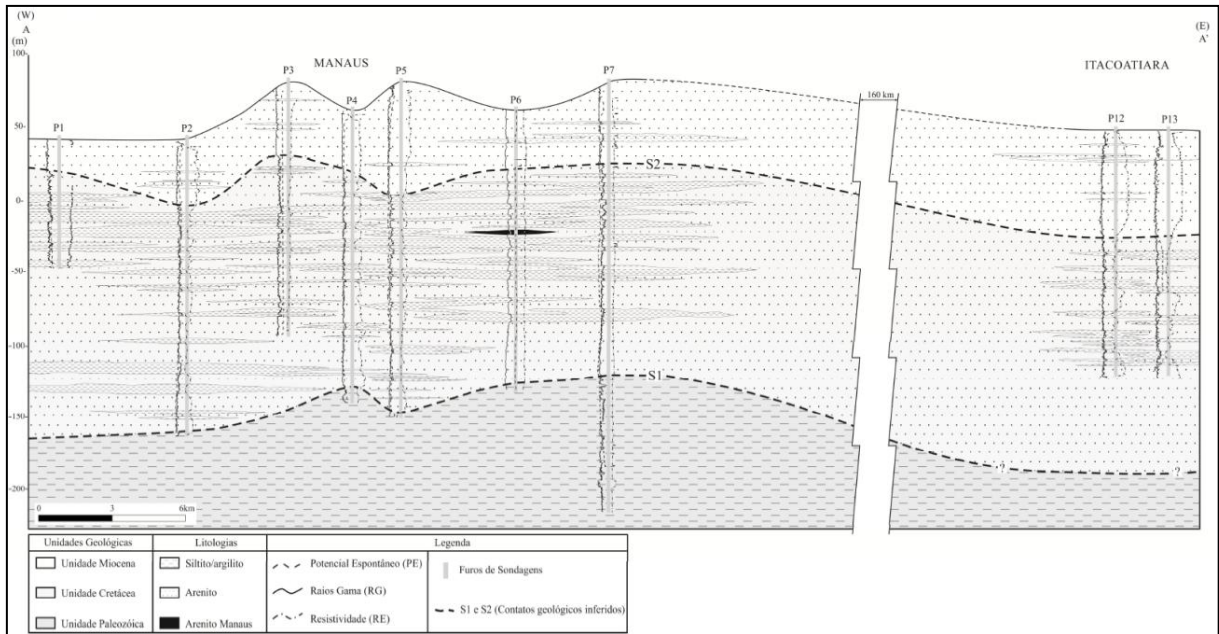


Figura 10: Seção geológica A-A' mostrando a estratigrafia de subsuperfície da região entre Manaus e Itacoatiara, destacando os aspectos litológicos e diagráficos das unidades sedimentares paleozóica, cretácea e miocena, individualizadas pelas superfícies de discontinuidades S1 e S2. Fonte: Soares *et al.* (2016).

5.1 Formação Alter do Chão

Essa unidade foi primeiramente definida por Kistler (1954). Em geral, apresenta coloração avermelhada, amarelada e branca (Caputo, 1984), sendo constituída por arenitos médios a grossos, chegando a níveis conglomeráticos, brechas intraformacionais, além de sedimentos caulínicos, argilitos e siltitos subordinados (Costa, 2002).

Dino *et al.* (1999, 2000) em estudos palinológicos e estratigráficos, dividiu esta formação em duas sequências, uma superior e outra inferior. A sequência inferior desta unidade, predominantemente arenosa, é associada a um estilo fluvial meandrante que evoluiu para anastomosado, posteriormente retrabalhado por meio eólico, apresentando idade neoaptiana/eoalbiana. A sucessão superior caracterizada por ciclos progradacionais flúvio-deltáicos-lacustre, foi atribuída idade cenomaniana.

Em geral, o desenvolvimento desta formação tem sido associado a um sistema fluvial de alta energia (Daemon, 1975; Costa, 2002; Cunha *et al.*, 2007), bem como a um sistema fluvio-lacustre-deltaico (Kistler, 1954; Caputo *et al.*, 1972; Cunha *et al.*, 2007; Dino *et al.*, 1999, 2000; Nogueira *et al.*, 1999). Entretanto, estudos recentes de Rossetti & Neto (2006) com base em dados sedimentológicos e palinológicos (icnofósseis) de afloramentos próximos a Manaus, indicam estruturas de influência marinha durante a deposição desta unidade.

5.2 *Formação Novo Remanso*

Esta formação foi preliminarmente definida por Rozo (2004) na localidade Novo Remanso (leste de Manaus), para caracterizar a unidade sedimentar sobreposta discordantemente a Formação Alter do Chão e recoberta por sedimentos quaternários. Posteriormente esta unidade foi subdividida em duas partes (Soares, 2007; Abinader, 2008; Dino *et al.*, 2012), uma superior e outra inferior, individualizadas na base, meio e topo por paleossolos lateríticos ferruginosos.

Em geral, esta unidade é constituída de arenitos grossos (ferruginosos), médios a finos, moderadamente selecionados, com pelitos associados, que exibem estratificação cruzada tabular, laminação plano-paralela e acamamento maciço. Internamente, a intercalação de camadas define a EHI com mergulhos entre 20° a 30°, que formam ciclos granodecrescentes ascendentes com paleocorrentes para sudoeste e leste. As fácies identificadas nos estudos regionais (Rozo, 2004; Rozo *et al.*, 2005; Abinader, 2008; Dino *et al.*, 2012) permitem associá-la a um paleoambiente fluvial meandrante, sendo posicionada por Dino *et al.* (2012) e Soares *et al.* (2015) no Mioceno Médio a Superior.

5.3 *Depósitos Quaternários*

Os estudos geológicos na região entre Manaus e Codajás ainda são muito escassos dificultando a individualização litoestratigráfica das unidades sedimentares quaternárias. Nesta região, dados de mapeamentos geológicos da CPRM (2010) identificaram 3 unidades quaternárias distintas, sendo elas: Formação Iça, Depósitos de Terraço Aluvionar e Depósitos Aluvionáres (Figura 11).

No estudo de Rossetti *et al.* (2004, 2005), no trecho do sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre os tributários Purus e Negro, ocorrem as formações Alter do Chão (Cretáceo), Pebas/Solimões (Mioceno) e Iça (Plio-Pleistocênica), quem compõem o embasamento da região. Sobrepondo estas unidades os autores identificaram 4 unidades sedimentares quaternárias, denominadas informalmente de depósitos Q1, Q2, Q3 e Q4. O Depósito Q1 (37.400-43.700 anos AP, método ¹⁴C) ocorre entre as cotas de 85 e 100 m, exhibe espessura de 10 m, relevo moderadamente planar e drenagem retangular e em treliça, apresentando corpos lobados de areia fina a média amarelada, com estratificação cruzada e laminação. O Depósito Q2 (27.200 anos AP, método ¹⁴C) ocorre na cota de 70 m, mostra espessura de 6 m, relevo planar com baixa densidade de drenagem (subdendrítica), sendo caracterizado por lamens acinzentadas com laminação plano-paralela e feições de ondulação,

areias cinza claro a marrom com estratificação cruzada acanalada. Depósito Q3 (6.730-2480 anos AP, método ^{14}C) ocorre na cota de 55 m, exibe cerca de 7 m de espessura, relevo planar com poucos canais sinuosos, caracterizado por lamas cinza claro a acastanhado com estrutura maciça e intercalações com areia fina a siltosa. O Depósito Q4 (280-130 anos AP, método ^{14}C) ocorre entre as cotas de 35 e 45 m, exibe espessura de 3 a 7 m, relevo planar com presença de canais sinuosos, sendo caracterizada por areia fina a muito fina de coloração cinza e preta intercaladas com lamina argilosas.

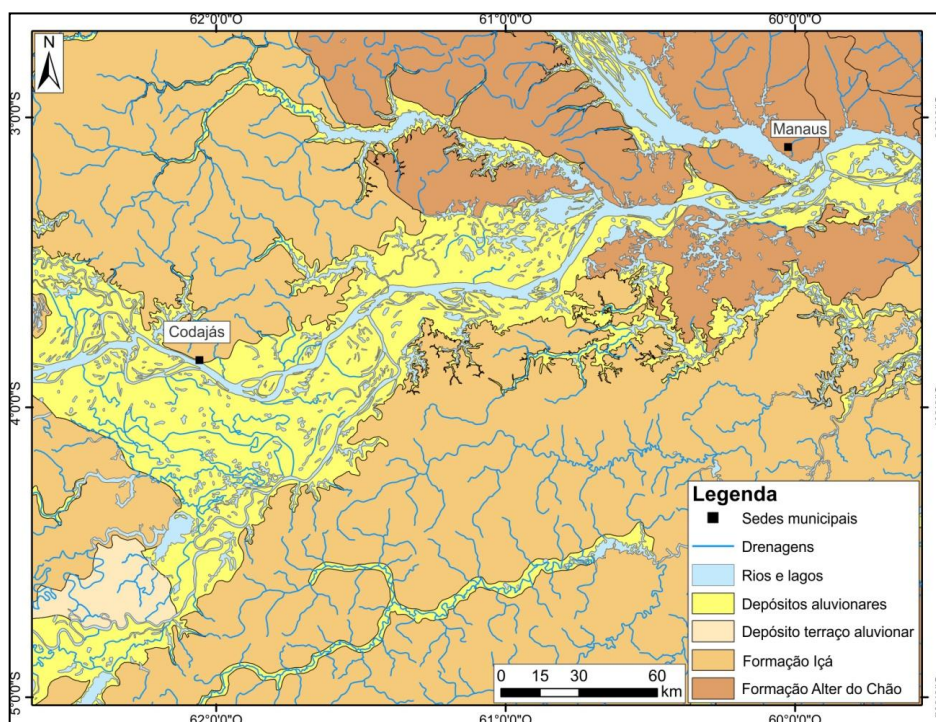


Figura 11: Mapa geológico dos municípios de Manaus e Codajás, mostrando as unidades geológicas aflorantes conforme a legenda do mapa. Fonte: CPRM (2010).

Em estudo de maior detalhe, Latrubesse & Franzinelli (2002), individualizaram três unidades geomorfológicas no trecho do sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre os tributários Purus e Negro, sendo subdivididas em *Older Scroll-Dominated Plain*, *Impeded Flood Plain* e *Channel Dominated Floodplain* (Figura 12). Estas unidades ocorrem como faixas de formas irregulares e contínuas por dezenas de quilômetros, que acompanham subparalelamente os canais, apresentando em geral o relevo plano. A unidade *Older Scroll-Dominated Plain*, é a mais antiga desta região, apresentado relevo planar, composta principalmente de silte e argila, com morfologia de barras que indica um estilo meandrante dos canais secundários (paranáis), provavelmente no Pleistoceno tardio. A unidade *Impeded Flood Plain* apresenta relevo muito plano, com lagos de formas arredondas ou irregulares, conectados ao canal principal por pequenos tributários. Esta unidade se assemelha a planície

de inundação, sendo periodicamente inundada nas enchentes. É constituída de sedimentos lamosos cinza a cinza esverdeados, intensamente bioturbados (que obliteram as estruturas primárias), exibindo níveis vegetados de troncos (alguns preservados em “posição de vida”). Esta unidade apresenta espessos pacotes argilosos (com dimensões métricas) intercaladas com sedimentos arenosos, com marcas onduladas, estratificação cruzada tabular e acanalada, com materiais orgânicos (troncos e folhas) datados entre 300 e 1.020 anos AP. A unidade *Channel Dominated Floodplain* é constituída por um complexo de formas fluviais, subdivididos em bancos de areia, diques marginais, planície dominada por barras, ilhas e canais abandonados, assim como paleocanais.

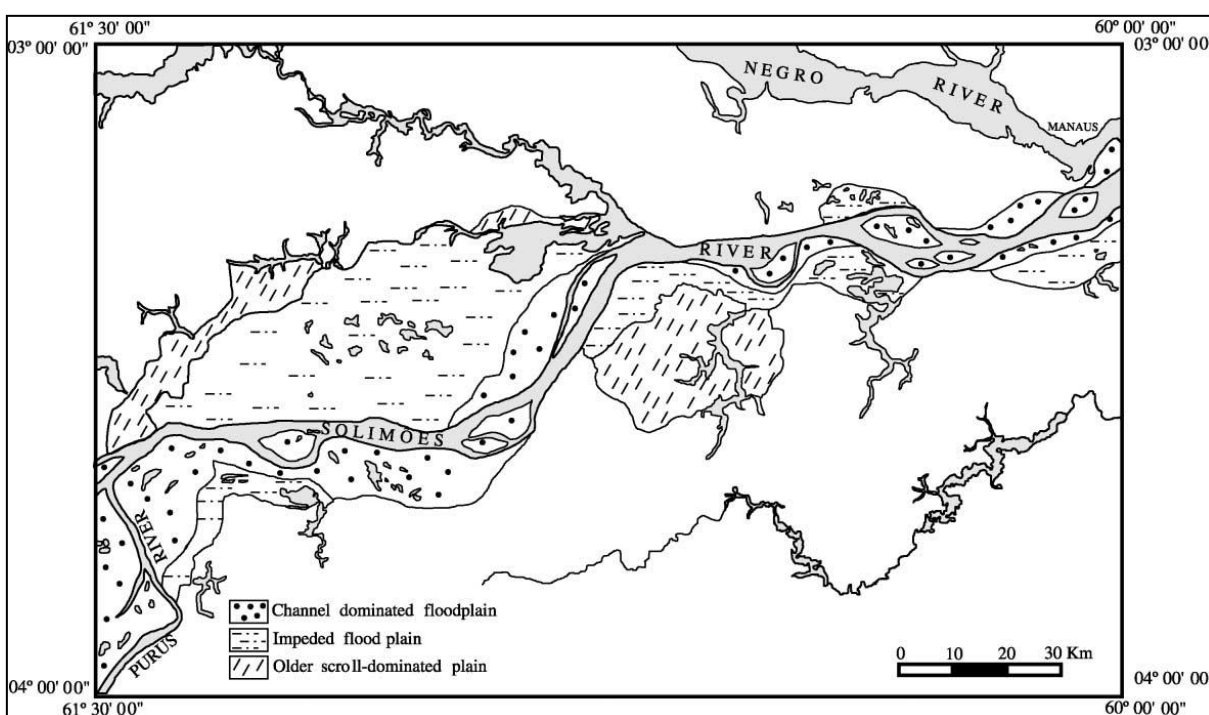


Figura 12: Unidades morfo-sedimentológicas da planície aluvial do sistema Solimões-Amazonas. Fonte: Latrubesse & Franzinelli (2002).

Nas regiões de Manaus, Autazes e Manacapuru (Amazônia Central), os estudos de Soares *et al.* (2010) e Gonçalves Junior (2013) identificaram a presença de três níveis de terraços fluviais quaternários associados a planície do sistema fluvial Solimões-Amazonas, denominados informalmente de terraços Superior, Intermediário e Inferior. Os terraços ocorrem sobrepostos discordantemente às rochas siliciclásticas cretáceas e/ou miocenas, apresentam distribuição assimétrica e ocorrem na forma de grandes faixas alongadas e contínuas, subparalelas aos canais principais deste sistema, e se estendem por dezenas de quilômetros (Figura 13 e Figura 14). As enchentes sazonais atingem principalmente os terraços Intermediário e Inferior.

O Terraço Superior é a unidade quaternária mais antiga na região, localizado mais afastado do sistema de canais. Apresenta relevo dissecado na forma de colinas, com padrão de drenagem subretangular a subdendrítico. Sobre esta unidade ocorrem lagos retilíneos e ramificados, denominados de rias fluviais, localizados nos limites com os terraços fluviais Intermediário e Inferior. Este terraço é composto por intercalações de lama (silte e argila) e areia, que definem os pares de Estratificação Heterolítica Inclinada (EHI), onde foram obtidas idades entre 240.000 a 51.000 anos AP, de acordo com dados de Soares *et al.* (2010) e Gonçalves Junior (2013).

O Terraço Intermediário apresenta relevo plano com suaves cristas e depressões, apresentando sistemas de lagos arredondados a elípticos, com dimensões variadas. Os lagos são conectados entre si e ao canal do Rio Solimões por canais secundários, retrabalhando os depósitos e gerando deltas ao desembocar nos lagos. Idades variando entre 19.100 e 31.000 anos AP foram atribuídas a esse terraço (Gonçalves Junior, 2013).

O Terraço Inferior é a unidade mais nova. Apresenta relevo planar com morfologia deposicional de cristas e depressões, com linhas de acreção lateral de vários tamanhos e curvaturas, formando faixas descontínuas que se truncam em várias direções. Sobre essa unidade ocorrem lagos em meia lua, alongados e arredondados, associados a antigas barras de acreção e meandros abandonados (Soares, 2007; Gonçalves Júnior, 2013). Essa unidade é composta basicamente por intercalação de lama (silte e argila) e areia de coloração marrom a cinza, gerando os pares de EHI (Soares, 2007; Gonçalves Junior, 2013). Por se localizar mais próxima dos canais, esta unidade tem sido mais estudada, apresentando muitos dados de datação por luminescência e ^{14}C , os quais permitiram atribuir idades variando de 300 a 30.000 anos AP (Latrubesse & Franzinelli, 2002; Soares, 2007; Gonçalves Junior, 2013; Ferreira, 2013).

A sedimentação atual é caracterizada por depósitos aluvionares com presenças de barras alongadas, predominantemente arenosas e pouco vegetadas (Soares, 2007; Gonçalves Junior, 2013; Passos *et al.*, 2013; Passos & Soares, 2013). É constituída por sedimentos inconsolidados, compostos por areia e lama (silte e argila), que formam as barras marginais e ilhas ao longo dos canais primários e secundários do Rio Solimões.

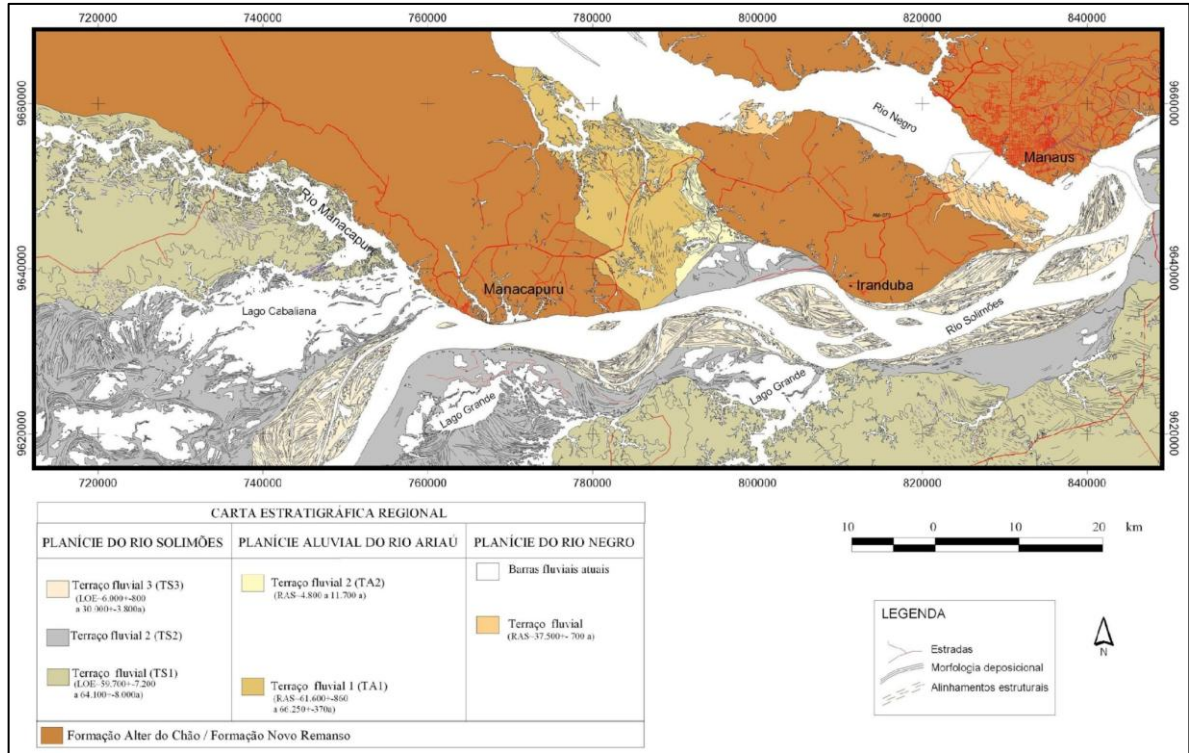


Figura 13: Delimitação das áreas do embasamento e dos terraços fluviais quaternários na zona de confluência dos rios Negro e Solimões. Fonte: Soares (2007).

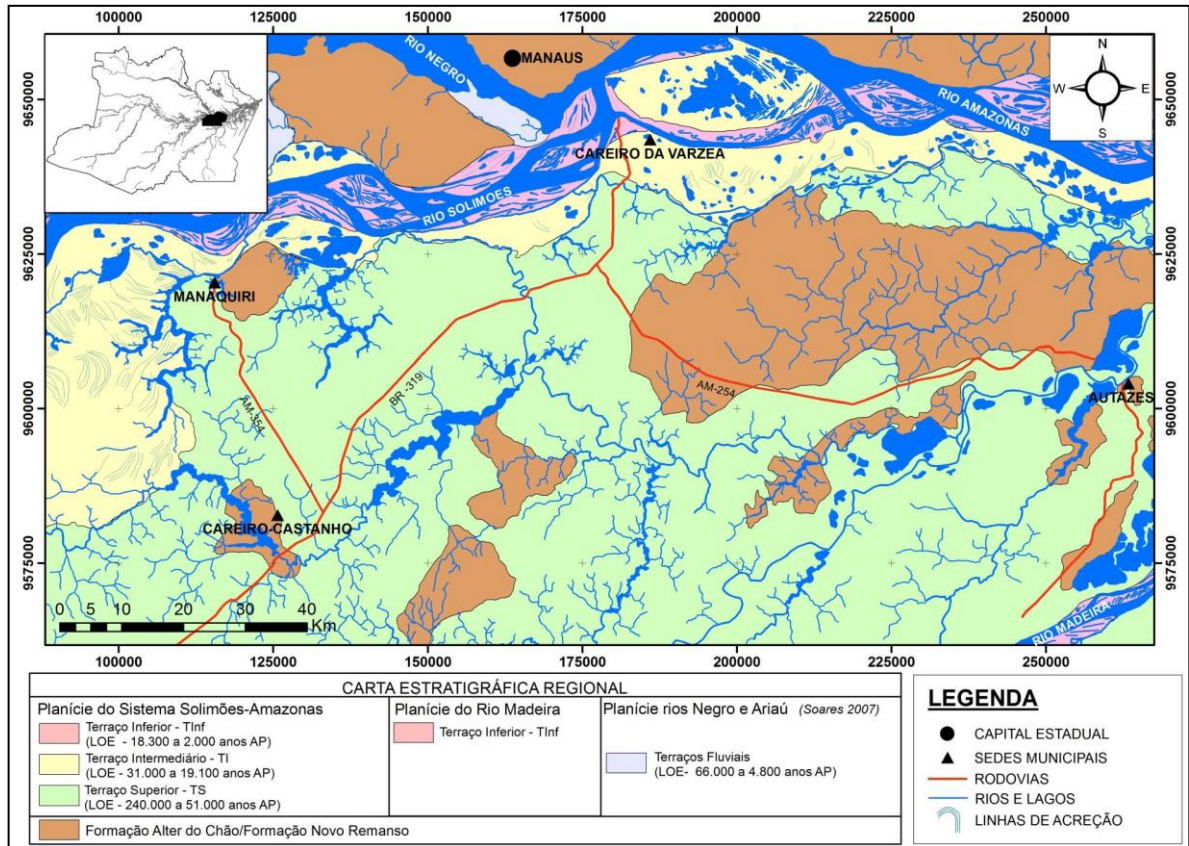


Figura 14: Mapa geológico integrado com os dados de idades dos terraços fluviais quaternários da região sul de Manaus, abrangendo os municípios de Careiro da Várzea, Manaquiri, Careiro Castanho e Autazes. Fonte: Gonçalves Júnior (2013).

Na planície do sistema Solimões-Amazonas, entre os tributários Negro e Madeira, Ferreira (2013) identificou duas unidades morfológicas quaternárias, que formam faixas alongadas e paralelas ao sistema de canais, sendo denominadas informalmente de A e B (Figura 15). A primeira, localizada entre as cotas de 100 e 50 m, é caracterizada por relevo dissecado, sendo associada com o embasamento cretáceo local (Formação Alter do Chão). A segunda localizada entre as cotas 30 e 10 m, é caracterizada por áreas inundáveis e barras fluviais, sendo subdividida em B1 e B2. A B1 (áreas inundáveis) apresenta relevo plano com lagos, enquanto a B2, é constituída de barras fluviais formadas pela sedimentação do rio. Estas subunidades apresentam idades entre 1.300 e 12.000 anos AP e refletem os pulsos de sedimentação do antigo estilo fluvial meandrante deste sistema, sendo correlatas a oeste com o Terraço Inferior de Soares (2007) e Gonçalves Júnior (2013).

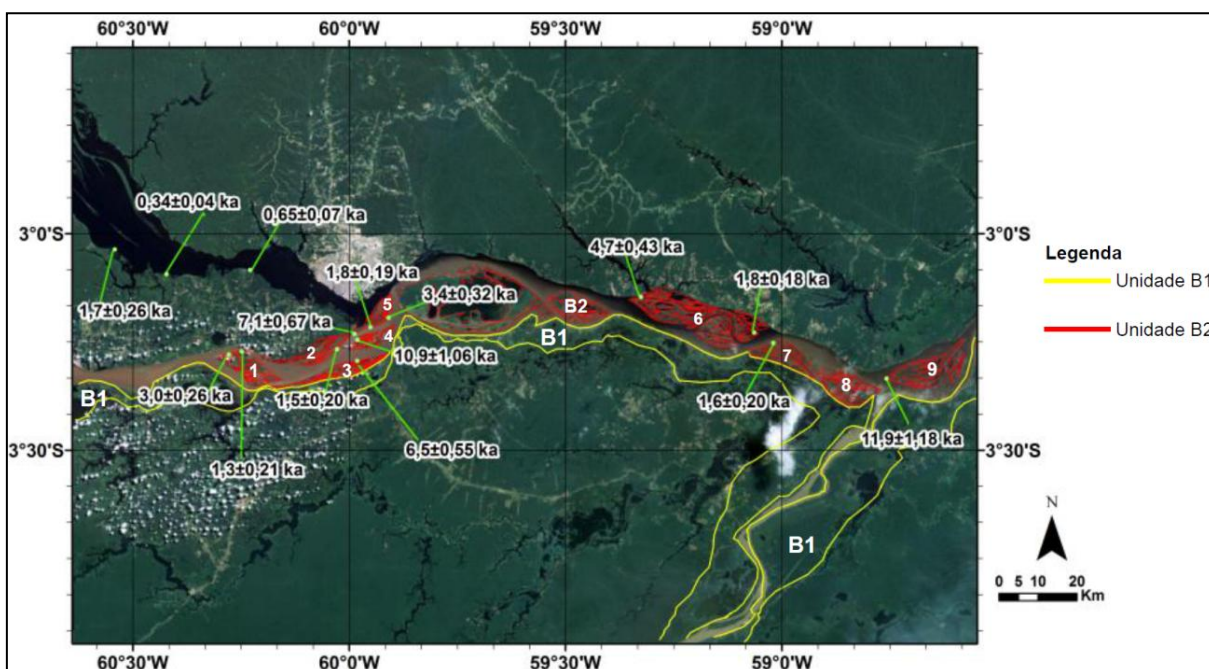


Figura 15: Mapa com a delimitação e idades das unidades morfológicas B1 e B2. Fonte: Ferreira (2013).

Rozo *et al.* (2012) definiu no trecho do sistema Solimões-Amazonas, entre a ilha do Careiro e a confluência com o Rio Madeira, quatro unidades litoestratigráficas distintas, duas compõem o embasamento geológico (formações Alter do Chão - Kac e Novo Remanso - Tnr) e duas unidades morfoestratigráficas quaternárias geradas por depósitos de inundação (denominadas de Hbi e Hci) (Figura 16). A primeira (Hbi) é formada por barras em crescentes, constituídas por camadas de areia fina a siltosa com pares de EHI, com presença de bioturbação e fitoturbação, além de intercalações de níveis de turfa. A segunda (Hci) é formada por barras de canal com sedimentos arenosos da calha do rio Amazonas, composta

por areias finas com marcas onduladas, enquanto os depósitos de inundação representam as áreas de várzea, rompimentos de diques e lacustres, composto por lama com laminação plano-paralela, feições de bioturbações e gretas de contração, apresentando esporadicamente níveis de turfa. As unidades Hbi e Hci apresentam idades variando de 950 ± 50 a 2.840 ± 80 anos AP, respectivamente, sendo correlatas com as unidades morfológicas B (1 e 2) definidas por Ferreira (2013) na mesma área, e ao Terraço Inferior definido por Soares (2007) e Gonçalves Júnior (2013) ao sul de Manaus.

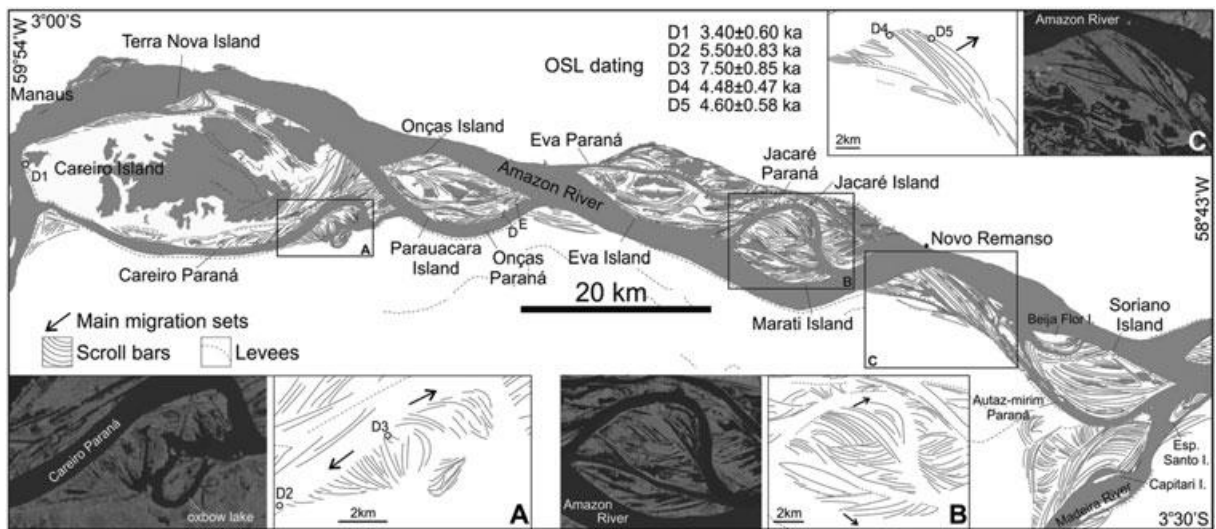


Figura 16: Mapa das unidades estratigráficas no trecho do sistema fluvial Solimões-Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. Fonte: Rozo *et al.* (2012).

Na Amazônia Ocidental, na região entre Anamá e Coari, Ribeiro *et al.* (2009) individualizou com base em produtos de sensores remotos, seis depósitos sedimentares quaternários: de terraço antigo (Qta), de planície de inundação antiga (Qpia), de barras de migração em paleocanal antigo (Qpc), de terraço aluvial sub-recente (Qtasr), de planície flúvio-lacustre recente (Qflr) e de barras recentes (Qr). Entretanto, este estudo não apresenta dados de idade para as unidades.

Ao longo dos rios Purus e Negro, foram identificados terraços fluviais antigos com idades entre 19.000-24.000 (Latrubesse & Kalicki, 2002) e 37.000-44.000 anos AP (Soares 2007; Soares *et al.*, 2010) (Figura 13 e Figura 17).

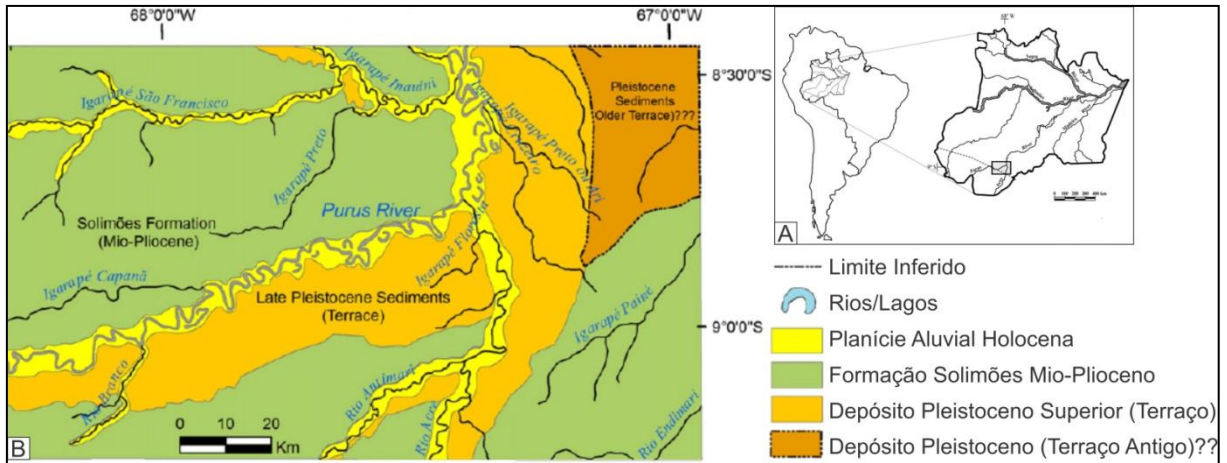


Figura 17: A) Região de estudo na confluência entre os rios Purus e Acre. B) Unidades geomorfológicas e litológicas. Fonte: Latrubesse & Kalicki (2002) modificado por Latrubesse (2015).

Nas desembocaduras dos principais afluentes do sistema Solimões-Amazonas ocorrem feições de rias fluviais, conhecidas também como lagos afogados ou vales afogados, conforme descritos por Soares (2007) e Gonçalves Júnior (2013). Primeiramente descritas por Denis (1927), estas feições são formadas por lagos retilíneos e ramificados, gerados por antigas drenagens represadas e tributários bloqueados por depósitos aluviais (Rozo, 2004; Soares 2007; Gonçalves Júnior, 2013). Estas feições também podem ocorrer mais afastadas do canal principal, nos limites dos terraços Superior-Intermediário-Inferior, tendo conexão ou não com o canal principal, através de pequenos tributários (furos ou paranás) (Bertani, 2011), principalmente durante as enchentes sazonais (Keim *et al.*, 1999). Irion (2010) associa sua origem a oscilações eustáticas pós-glaciais.

A ocorrência desse tipo de anomalia de drenagem tem sido descrita na Amazônia por diversos autores (Irion, 1982, 1984; Sioli, 1975; Latrubesse; Franzinelli, 2002; Sternberg, 1950; Tricart, 1977; Soares, 2007) onde a relacionam com processos tectônicos (Sternberg, 1950; Sternberg, 1955; Tricart, 1977; Franzinelli & Igreja, 1990; Dumont *et al.*, 1991; Bertani, 2011), que geram movimentações verticais que interrompem os sistemas tributários, bloqueando por rápida agradação próximo a confluência com o rio principal (Holz *et al.*, 1979). Soares (2007) associa a formação do “lagos de vales bloqueados” ao processo de sedimentação de barras fluviais recentes na foz dos lagos, ocasionando o seu bloqueio, assim como também por processos neotectônicos.

Diversos estudos na planície aluvial do sistema Solimões-Amazonas mostram a presença de paleocanais (Latrubesse & Franzinelli, 2002; Teixeira & Soares, 2011; Horbe *et al.*, 2011). Em geral, estas feições são geradas em tempo geológico relativamente curto,

associadas a processos de avulsão (Goudie, 2004), formadas por agradação da planície aluvial ou outros processos como mudanças climáticas e basculamentos tectônicos, que induzem a modificação do curso para áreas topográficas mais baixas (Burbank & Anderson, 2001).

Entre Anori e Codajás (Amazônia Ocidental), sobre as planícies aluviais do Rio Solimões, diversos autores (Mertes *et al.*, 1996; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Ribeiro *et al.*, 2009; Teixeira & Soares, 2011; Soares & Teixeira, 2011; Horbe *et al.*, 2011), destacam a presença de quatro paleocanais de dimensões quilométricas, que truncam as antigas barras de acreção lateral (Figura 18). Nos limites internos dos paleocanais ocorre expressiva quantidade de barras de acreção alongadas com dezenas de metros de extensão, associadas à avulsão do canal principal. Estas feições são indicativas do estilo fluvial meandrante do Rio Solimões no Pleistoceno (Soares, 2004; Soares *et al.*, 2007; Gonçalves Júnior, 2013).

Em geral, os paleocanais são marcados por feições que modificam antigas planícies de inundações, associados a processos de avulsões do canal principal, que remodelam os terraços fluviais mais antigos (Mertes *et al.*, 1996; Latrubesse e Franzinelli, 2002). Estudos recentes também mostram feições de paleocanais no Rio Madeira (Hayakawa, 2010; Rossetti *et al.*, 2014).

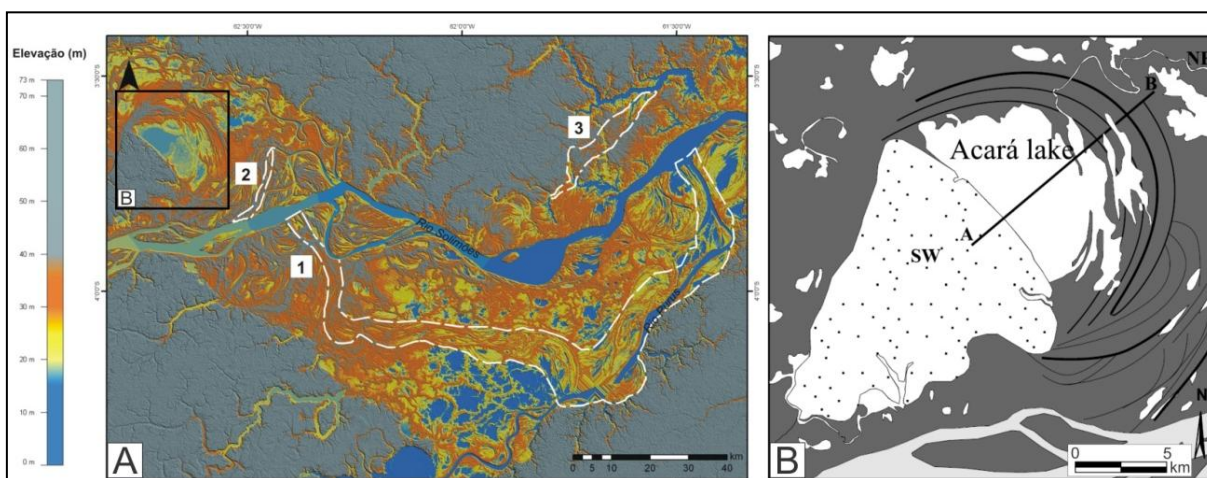


Figura 18: A) Modelo Digital de Elevação gerado com base nos dados SRTM mostrando 4 feições de paleocanais 1, 2 e 3 (linhas tracejadas brancas) na planície aluvial da Amazônia, conforme indicação do estudo de Teixeira & Soares (2010). B) Detalhe da feição de paleocanal na planície do Rio Solimões (Mertes, *et al.*, 1996; Horbe *et al.*, 2011).

Na região amazônica, são encontrados sítios arqueológicos com material cerâmico (Hilbert, 1968; Lima & Silva, 2004; Machado, 2005; Castro, 2009; Neves, 2010; Mongeló, 2011; Moraes, 2006, 2010, 2013) característicos de populações pré-coloniais (Silva, 2010), com idades de 900 a 11.000 anos AP (Neves, 1999; Roosevelt, 1991). Na Amazônia Central, sítios arqueológicos desta natureza são datados de 2.500 a 3.000 anos AP, e tem sido descritos nas margens dos rios Madeira, Juruá, Purus e Negro (Lathrap, 1970). Vestígios pós-coloniais,

como fragmentos cerâmicos e garrafas de vidro, têm sido encontrados em sítios arqueológicos de Manaus, sem dados de idade.

5.4 Contexto Geotectônico

A região de estudo, localiza-se sobre o Arco de Purus, que delimita as bacias do Amazonas e Solimões (Figura 1). Esta feição estrutural apresenta direção geral NW-SE, aproximadamente 100 km de extensão e foi delimitado com base em dados gravimétricos, sísmicos, isópacas e seções geológicas, cuja gênese tem sido relacionada com a reativação de falhas normais do Gráben do Cachimbo (Wanderley Filho, 1991; Wanderley Filho & Costa, 1991).

As principais estruturas presentes na Bacia do Amazonas são falhas normais com direções ENE-WSW e falhas de transferência/compartimentais de direção NW-SE (Wanderley Filho, 1991; Wanderley Filho & Costa, 1991; Costa & Hasui, 1997) (Figura 19).

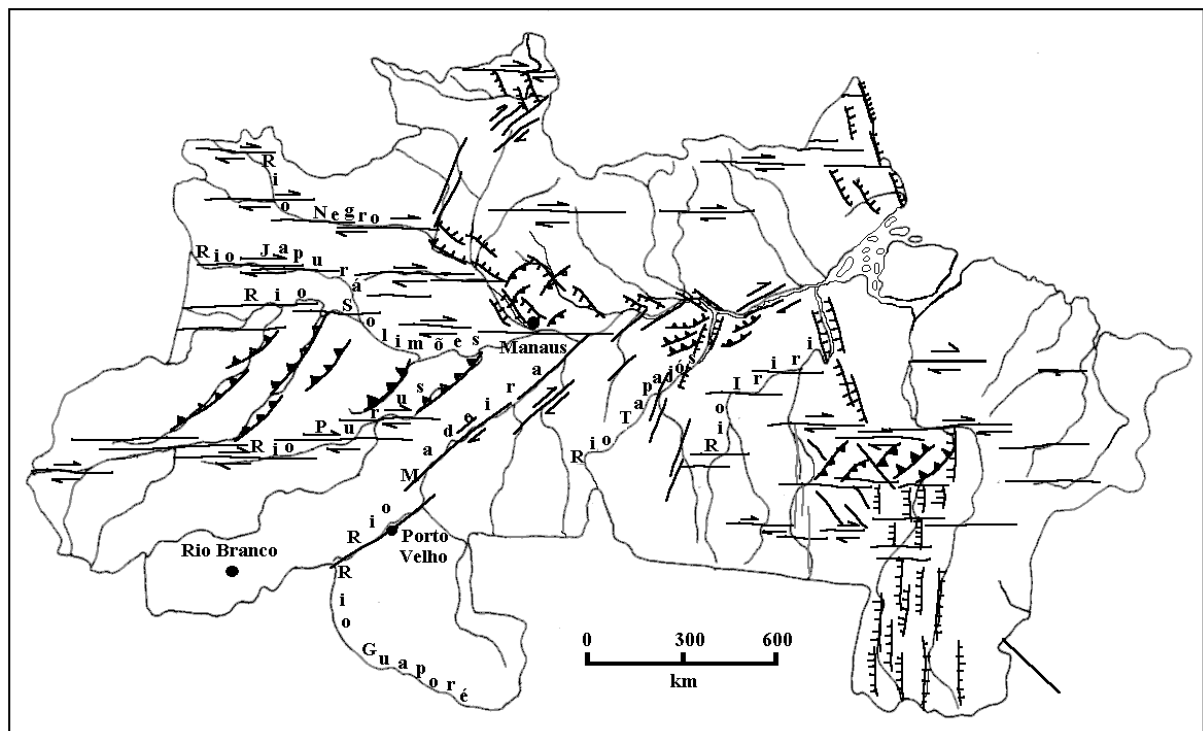


Figura 19: Arcabouço neotectônico da Região Amazônica, mostrando as falhas maiores. Fonte: Costa *et al.* (1996).

Segundo Costa & Hasui (1997), as unidades litológicas e estruturais da região amazônica foram geradas por processos termo-tectônicos, divididos em três etapas evolutivas. A primeira etapa é oriunda do Arqueano-Proterozóico Inferior, que gerou as massas crustais. A segunda é caracterizada na massa continental por desnivelamentos de blocos por falhas normais e de transferência, gerando sub-bacias controladas por estruturas pretéritas, tendo a

incidência também de três processos extensionais: a) primeiro (Proterozóico Médio-Superior) com eixo extensional NE-SW, b) segundo (Paleozoico) com eixo distensivo NW-SE, e c) terceiro (Mesozóico-Paleógeno) com eixos extensionais NW-SE a oeste e ENE-WSW a leste. A terceira etapa, relacionada a Neotectônica, foi gerada no Mioceno-Plioceno e Pleistoceno Superior-Holoceno, sendo relacionada a falhas transcorrentes dextrais NE-SW, E-W e ENE-WSW, com esforços transpressivos e transtensivos, vinculados a falhas normais e inversas NW-SE e NNW-SSE (Gonzaga *et al.*, 2000; Riccomini *et al.*, 2012), que influenciaram o padrão de sedimentação e controle da drenagem (Costa *et al.*, 1994, 1995, 1996; Fernandes Filho *et al.*, 1995; Bemerguy *et al.*, 1995; Borges *et al.*, 1995a,b; Ferreira Jr. *et al.*, 1996a,b; Igreja, 1999).

Diversos estudos (Sternberg, 1950; Igreja *et al.*, 1999; Franzinelli & Latrubesse, 1993; Bemerguy, 1997; Latrubesse & Franzinelli, 2002) descrevem lineamentos tectônicos na porção central da Bacia do Amazonas, com direções preferenciais NE-SW e NW-SE. Na porção centro-oeste do Amazonas, Oliveira *et al.* (1977) e Franco & Moreira (1977) evidenciam movimentos tectônicos positivos que afetam as unidades cenozoicas, observados por meio dos encaixes de rios, migrações de canais, terraços soerguidos e extensos segmentos de rios retilíneos. No leste do Amazonas, ocorre a presença de dois conjuntos de estruturas, NE-SW e E-W, geradas por movimentos no Terciário Superior e do Quaternário, relacionados possivelmente a acomodações de estratos durante a propagação de falhas ou frações de dobras-em-caixa desenvolvidas no teto de cavalgamentos (Costa *et al.*, 1994, 1995). As estruturas geradas no Quaternário, bem evidentes na porção leste do Amazonas, conforme ilustrado na Figura 19, são caracterizadas por duas bacias do tipo *pull-apart*, associados à transcorrência dextral de direção NE-SW e E-W. (Costa *et al.*, 1996).

De acordo com Ribeiro *et al.* (2009), na região entre a confluência entre os rios Solimões e Purus, se encontra a bacia *pull-apart*, marcada principalmente por conjuntos de falhas normais NW-SE e, secundariamente por falhas de direção NE-SW. Essas direções preferenciais também são descritas na região conforme os trabalhos de Franzinelli & Igreja (2002), Latrubesse & Franzinelli (2002), Bezerra (2003), Silva *et al.* (2003), Silva (2005) e Silva *et al.* (2007), evidenciando em alguns casos, a presença de falhas normais e transcorrência dextral nessa direção, associadas a processos transtensivos.

No Rio Solimões no trecho entre Codajás e Manacapuru, Bezerra (2003) identifica dois domínios estruturais, um transcorrente denominado Anori e um transtensivo denominado Manacapuru. O primeiro apresenta estruturação concordante com a orientação do canal

principal do Rio Solimões, com indício de inflexões em cotovelo a montante de Anori (NW-SE para NE-SW), que apresenta também a assimetria do rio Purus, marcada pelo contato abrupto dos terraços fluviais no curso do rio, associados à movimentação oblíqua. O segundo (direção E-W) apresenta mudanças morfológicas na planície aluvial do rio Solimões, onde podemos destacar o alargamento do canal e a sedimentação aluvial.

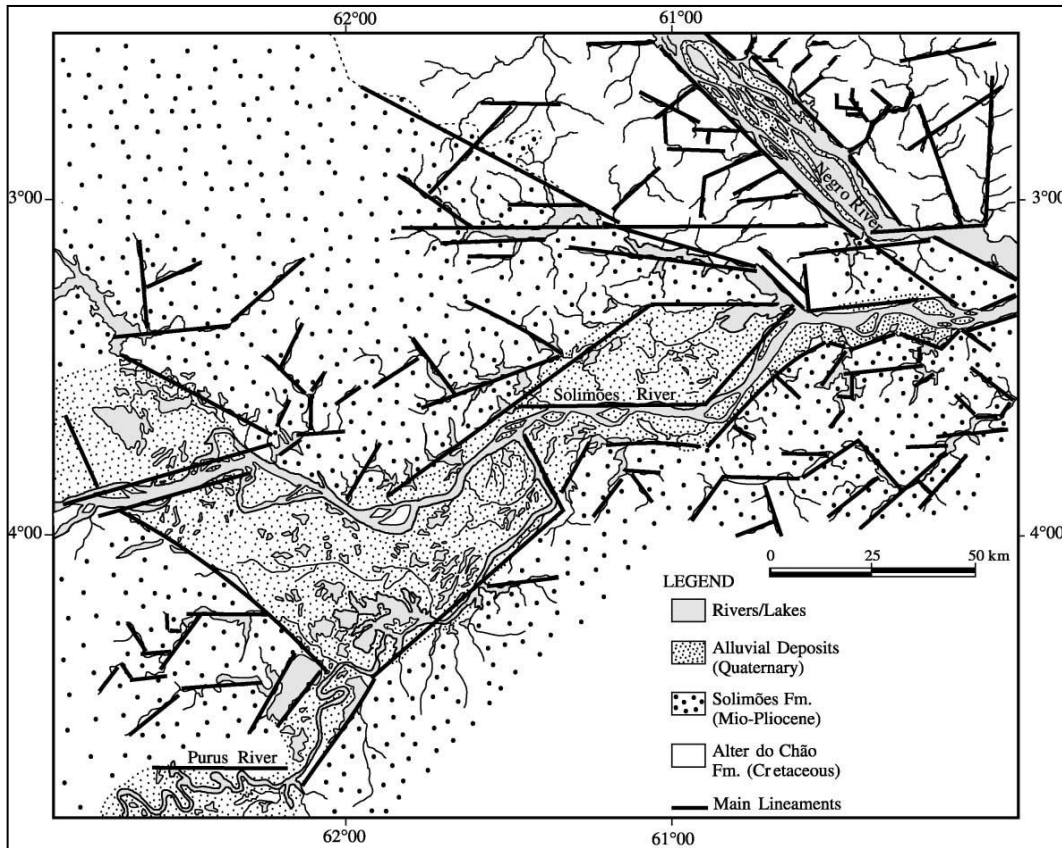


Figura 20: Mapa estrutural entre Codajás e a confluência do Rio Solimões com o Negro. Fonte: Labrubesse & Franzinelli (2002).

Os canais secundários de planície da região exibem alinhamentos e deslocamentos indicativos da neotectônica regional (Soares, 2007; Gançalves Júnior, 2013; Rossetti *et al.*, 2015). Na planície amazônica, Rossetti *et al.* (2015) identificaram lineamentos nos fundos de lagos, bem como o deslocamento de deltas por falhas NE-SW e NW-SE, os quais foram associados a transcorrência dextral.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 Trabalho de Campo

Nos trabalhos de campos, realizados em 2009 e 2011, foram utilizados principalmente barcos ao longo dos rios Solimões e Purus (Figura 21), bem como, caminhamentos ao longo de algumas estradas secundárias que permitiram acesso às regiões mais distantes do canal principal, onde os pontos estudados estão representados na Tabela 3 e Figura 22. O primeiro (sigla JR) foi associado ao Projeto “Dinâmica Fluvial do Sistema Negro-Solimões-Amazonas” (CPRM, 2010b), uma parceria CPRM-UFAM, onde os dados de datação foram autorizados pela superintendência para utilização neste projeto de mestrado. O segundo (sigla RG) foi vinculado ao 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), que resultou na publicação de Fiore *et al.* (2014).



Figura 21: Deslocamento de barco na margem do Rio Solimões (Detalhe A) e em ramais de terra firme (Detalhe B). Amostragens de solo com trado mecanizado (Detalhe C) e vibrotestemunhador (Detalhe D).

Tabela 3: Tabela de pontos visitados nas etapas de campo (siglas RG e JR).

Nº	Pontos	UTM (Zona 20S)		Nº	Pontos	Coord. Geog.		Nº	Pontos	Coord. Geog.	
		Lat.	Long.			Lat. (S)	Long. (W)			Lat. (S)	Long. (W)
0	RG02	708354	9653915	43	JR-02	-3,56147	-60,89572	86	JR-27	-4,10772	-61,80414
1	RG03	707102	9654396	44	JR-03	-3,65297	-61,17931	87	JR-28	-4,00000	-61,74057
2	RG04	706690	9654339	45	JR-04	-3,65294	-61,18144	88	JR-29	-4,25528	-61,67736
3	RG05	706853	9652911	46	JR-05	-3,59650	-61,16414	89	JR-29.1	-4,24242	-61,66350
4	RG06	705674	9650651	47	JR-05.1	-3,59603	-61,14397	90	JR-29.2	-3,94889	-61,39625
5	RG07	703580	9647073	48	JR-06	-3,57231	-61,15253	91	JR-30	-3,91472	-61,36206
6	RG08	703045	9646308	49	JR-06.1	-3,86806	-61,32028	92	JR-31	-3,84417	-61,39053
7	RG09	699186	9644990	50	JR-07	-3,58528	-61,34078	93	JR-32	-3,82692	-62,38103
8	RG10	696239	9641827	51	JR-08	-3,53350	-61,35525	94	JR-32.1	-3,82386	-62,38117
9	RG11	695330	9637925	52	JR-08.1	-3,55817	-61,41697	95	JR-33	-3,92911	-62,76458
10	RG12	697918	9636082	53	JR-08.2	-3,49864	-61,46947	96	JR-33.1	-3,64206	-62,38528
11	RG13	698891	9634476	54	JR-09	-3,50861	-61,71622	97	JR-33.2	-3,40110	-62,67817
12	RG14	698758	9631187	55	JR-10	-3,56244	-61,64758	98	JR-34	-3,43219	-62,67597
13	RG15	695969	9630230	56	JR-10.1	-3,47639	-61,51231	99	JR-35	-3,44756	-62,66289
14	RG16	691780	9631016	57	JR-11	-3,46881	-61,51900	100	JR-36	-3,65087	-62,37707
15	RG17	694045	9630414	58	JR-11.1	-3,52525	-61,46047	101	JR-37	-3,82928	-62,06364
16	RG18	698165	9631009	59	JR-11.2	-3,53750	-61,45075	102	JR-37.1	-3,83519	-62,05964
17	RG19	701026	9630937	60	JR-11.3	-3,58329	-61,40285	103	JR-37.4	-3,92154	-61,94233
18	RG20	700507	9634457	61	JR-11.4	-3,58169	-61,38828	104	JR-38	-3,90541	-61,89760
19	RG21	706850	9630935	62	JR-12	-3,60444	-61,41308	105	JR-39	-3,90497	-61,88872
20	RG22	703998	9626578	63	JR-12.1	-3,62691	-61,41061	106	JR-39.1	-3,98389	-61,84719
21	RG23	695384	9623444	64	JR-13	-3,75019	-61,43114	107	JR-40	-3,97881	-61,87043
22	RG24	694882	9623455	65	JR-13.1	-3,84418	-61,39033	108	JR-40.1	-3,95295	-61,89326
23	RG25	685606	9618255	66	JR-14	-3,85736	-61,37746	109	JR-40.2	-3,89433	-61,82899
24	RG26	682752	9612381	67	JR-14.1	-3,86401	-61,37204	110	JR-40.3	-3,89145	-61,82104
25	RG27	676814	9607625	68	JR-14.2	-3,87644	-61,37011	111	JR-41	-3,88219	-61,80983
26	RG28	675624	9606919	69	JR-15	-3,90372	-61,41225	112	JR-41.1	-3,87919	-61,77017
27	RG29	676468	9607937	70	JR-16	-4,13538	-61,58390	113	JR-41.2	-3,79019	-61,62517
28	RG30	672525	9608753	71	JR-17	-4,14892	-61,50378	114	JR-41.3	-3,75960	-61,64421
29	RG31	669776	9610434	72	JR-18	-4,14533	-61,56778	115	JR-41.4	-3,57206	-61,69343
30	RG32	670783	9613487	73	JR-18.1	-4,28603	-61,80508	116	JR-42	-3,63765	-61,66931
31	RG33	669018	9614843	74	JR-19	-4,29287	-61,80902	117	JR-43	-3,73838	-61,65979
32	RG34	678634	9604256	75	JR-19.1	-4,29552	-61,81091	118	JR-43.1	-3,76579	-61,62058
33	RG35	679979	9601400	76	JR-20	-4,34047	-61,89403	119	JR-43.2	-3,68792	-61,54059
34	RG36	677988	9599875	77	JR-21	-4,48150	-62,06036	120	JR-44	-3,73370	-61,57999
35	JR-13.1	678751	9574924	78	JR-21.1	-4,49995	-62,04416				
36	JR-21	604249	9504577	79	JR-23.1	-4,34442	-61,89068				
37	JR-23.1	623113	9519703	80	JR-23.2	-4,46386	-62,07559				
38	JR-29	646792	9529642	81	JR-23.3	-4,35062	-62,06223				
39	JR-38	617441	9566483	82	JR-24	-4,36308	-62,06150				
40	JR-41	632148	9570796	83	JR-25	-4,00000	-62,11472				
41	JR-04	701993	9596025	84	JR-26	-4,00000	-61,90344				
42	JR-05	703928	9602264	85	JR-26.1	-4,00000	-61,89273				

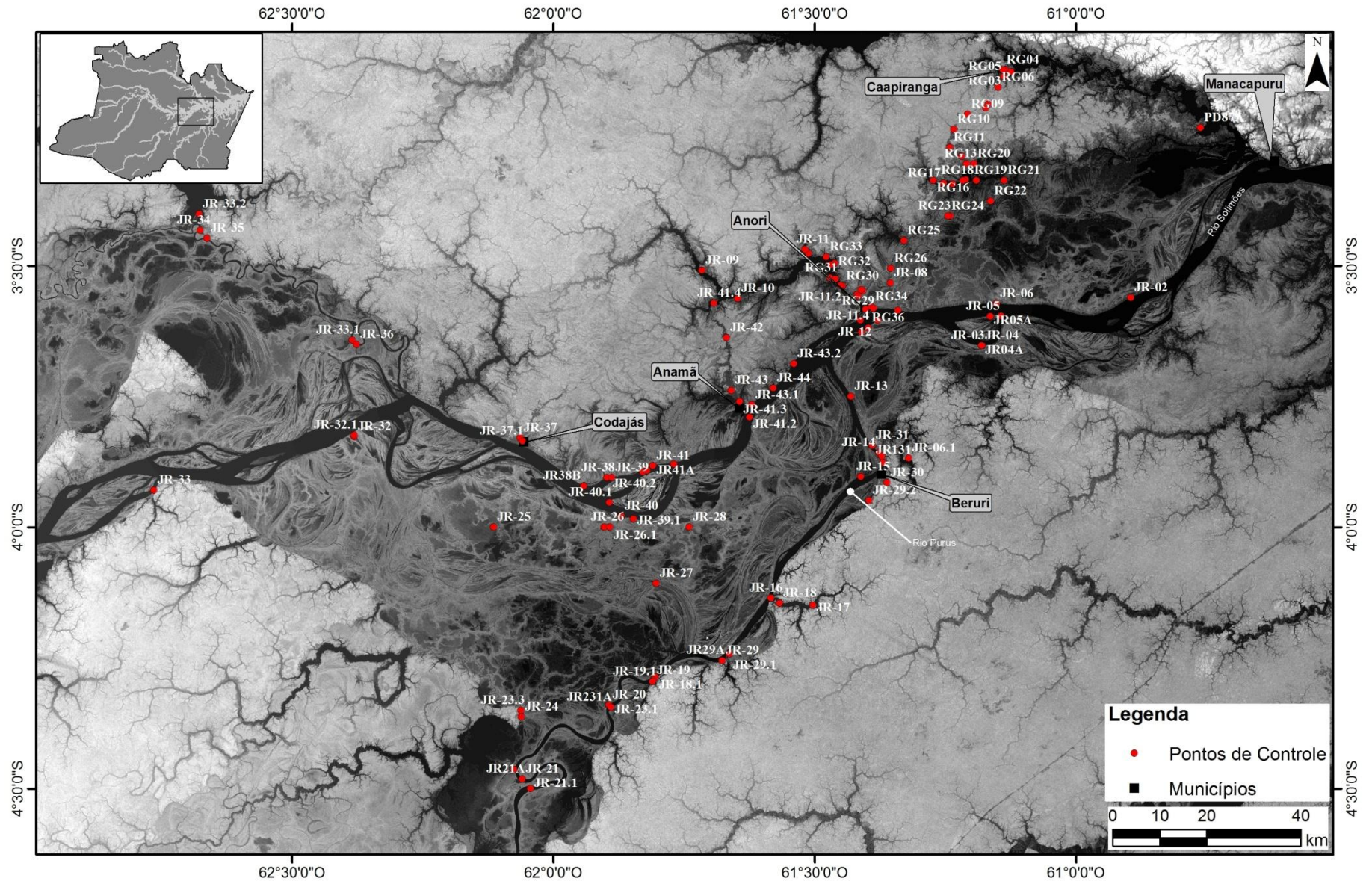


Figura 22: Mapa de localização de pontos estudados (siglas JR e RG).

6.2 *Dados dos Sensores Remotos utilizados*

As técnicas e produtos de sensores remotos utilizados neste estudo visaram ressaltar os aspectos geomorfológicos, principalmente a textura, o relevo e a drenagem, fundamentais para a delimitação das unidades morfoestratigráficas de terraços fluviais. As imagens multiespectrais foram utilizadas no detalhamento das principais feições morfológicas, as de radar foram empregadas principalmente nas extrações de feições texturais e geométricas e o MDE para obtenções de informações topográficas.

6.2.1 *Landsat-8 OLI*

As imagens Landsat-8, sensor OLI (*Operational Land Imager*) foram adquiridas gratuitamente no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (*U.S. Geological Survey - USGS*) a partir do mecanismo de pesquisa GLOVIS (<http://glovis.usgs.gov/>). Devido à grande extensão da área de estudo foram necessárias 4 cenas, cujas orbitas/ponto são 231/062, 231/063, 232/062 e 232/063, e com datas de aquisição de 10/12/2013 para as órbitas 231 e 02/01/2014 para as órbitas 232. As principais características, em ordem de prioridade, para a escolha destas cenas foram: a) a cota, pois cotas mais baixas permitem as melhores exposições das margens dos rios e ilhas; b) a data, pois a coleta dos dados deve coincidir com os períodos de investigações de campo, relacionados ao período da vazante; c) cobertura de nuvens, sendo preferíveis áreas sem coberturas e/ou com a menor cobertura possível.

As imagens Landsat-8 foram processadas inicialmente por meio do aplicativo ENVI, versão 4.5. Aplicando a correção atmosférica nas 4 cenas por meio da técnica de Pixel Escuro (*Dark Object Subtraction*) proposta por Chavez (1988), através da seleção de alvos de alta absorção como rios de águas calmas e lagos com grandes profundidades como parâmetros para a correção. Essa correção, de acordo com Sanches *et al.* (2011), tem a finalidade de atenuar os efeitos da atmosfera nas imagens.

Em seguida, foram feitas as composições coloridas (falsa cor) com as bandas 6, 5 e 4 nos canais RGB. Posteriormente, se realizou o Aumento Linear de Contraste, com a finalidade de realçar os alvos presentes nas imagens. Neste tipo de realce, as barras que formam o histograma da imagem de saída são espaçadas igualmente. O histograma de saída será idêntico em formato ao histograma de entrada, exceto que ele terá um valor médio e um espalhamento diferente DPI-INPE (2002). Após o realce, foi estruturado o mosaico das 4 cenas, gerando assim uma única imagem da área de estudo.

O mosaico foi utilizado para a classificação do tipo Iso-Agrupamento Não-Supervisionada, resultando em 10 classes diferentes. As classes 01 e 02 corresponderam aos corpos de água, a variação entre as duas classes estão possivelmente relacionadas à absorção da Radiação Eletromagnética (REM) que apresenta variações relacionadas à profundidade e textura da lâmina d'água, que gerou os dados vetoriais das massas d'água (rios e lagos), sendo posteriormente refinado devido à presença da sombra das nuvens que apresentam resposta espectral semelhante a dos corpos d'água, causando a geração de dados vetoriais de “falsos lagos”.

6.2.2 Dados SRTM

Os dados SRTM foram obtidos sem custos através do site da EMBRAPA, no link (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/am/am.htm>), com cerca de 20 cartas na resolução de 1: 250.000 perfazendo a área total de estudo.

Os MDEs SRTM foram agrupados (mosaico) no aplicativo ENVI 4.5, gerando uma única imagem da área de estudo. Em seguida foi elaborado o relevo sombreado do terreno (Elevação: 30° e Azimute: 45°). Posteriormente, o mosaico foi exportado no formato *GeoTiff*, e inserido no aplicativo Global Mapper 12. Neste aplicativo, através da manipulação das paletas de cores em função da altimetria do terreno a fim de ressaltar as morfologias de interesse, conforme metodologia já aplicada por Rossetti & Valeriano (2007), Mantelli *et al.* (2009) e Hayakawa *et al.* (2010). Neste procedimento, a partir do método exploratório se definiu diferentes paletas de cores que permitem evidenciar os alvos de interesse. Com isso, foi possível proceder com o mapeamento das morfologias, bem como observar a topografia da região e individualizar as unidades sedimentares quaternárias, foco deste estudo. Nos demais sensores não foi perceptível essa diferença, relacionada à baixa variação espectral dos alvos, mas sendo bem ressaltada pela variação topográfica do terreno obtida por meio deste MDE.

6.2.3 ALOS PALSAR

As imagens de radar provenientes do radar ALOS, sensor PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) foram adquiridas gratuitamente por meio do site do IBGE no link (ftp://geofp.ibge.gov.br/imagens_orbitais/ortoimagens/alos_palsar). Selecionando 52 cenas do modo *Fine* da banda L nas polarizações HH e HV.

As imagens de radar do sensor Palsar foram manipuladas no aplicativo ENVI, onde inicialmente foi realizada a geração de dois mosaicos, uma para cada polarização (polarização

HH e HV). Os dois mosaicos com as 52 cenas que perfazem a área de estudo foram exportados no formato *GeoTiff* para o ArcGIS 10.2.1 e utilizadas para a delimitação das feições morfológicas de interesse, especialmente dos limites das unidades sedimentares quaternárias. A delimitação foi realizada a partir da interpretação das imagens, e os limites traçados a partir de vetorização.

6.3 Ensaio Granulométrico

As amostras coletadas, por serem predominantemente arenosas foram submetidas ao método convencional de análise granulométrica por peneiramento, não sendo analisados os sedimentos lamosos.

Os ensaios granulométricos foram realizados em 10 amostras arenosas no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geociências (DEGEO) da UFAM. Inicialmente as amostras foram lavadas, para retirada de impurezas e frações mais finas (silte e argila), posteriormente pesadas e secadas na estufa a temperatura de 60° C durante 72 horas. Após este procedimento, as amostras foram quarteadas e peneiradas durante 15 minutos, e separadas em intervalos de 0,5 Φ , que abrangem a areia grossa (0 Φ ou 1 mm) até areia muito fina (4 Φ ou 0,0625 mm), conforme proposto por Wentworth (1922). A geração dos dados estatísticos foi realizada por meio do aplicativo SysGran 3.0 (desenvolvido por Camargo, 2006), onde foram extraídas informações como média, mediana, grau de seleção, classificação granulométrica, assimetria e curtose.

6.4 Geocronologia

Neste estudo foi utilizado o método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) em 25 amostras das diversas unidades sedimentares quaternárias identificadas na área de estudo.

Na coleta das amostras foi utilizado tubo cilíndrico de alumínio com cerca de 50 cm de comprimento e duas polegadas de diâmetro, o qual foi introduzido de forma horizontal nas camadas de interesse. Após a inserção total do tubo, o mesmo foi retirado e vedado nas extremidades com parafina e envolto em papel alumínio, seguindo as etapas descritas na Figura 23. Para este estudo foram selecionadas camadas essencialmente arenosas, que não exibiram feições de deformação, bioturbação ou pedogênese intensa.

As amostras coletadas foram tratadas no laboratório da Faculdade de Tecnologia - FATEC de São Paulo sob a supervisão da Prof^a Dr^a. Sônia Hatsue Tatumi.



Figura 23: Etapas da coleta de amostras para datação por Luminescência de Cristas: A a D - Introdução do tubo de alumínio na camada com o auxílio de porrete e marreta, até sua total inserção. Retirada do tubo e vedação das extremidades com parafina (Detalhes E e F).

6.4.1 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A idade (I) da amostra utilizada está relacionada com a dose acumulada (DA) no cristal devido à exposição à radiação ionizante e da taxa (T) de radiação incidente no cristal por ano. A DA é obtido por meio da calibração dos cristais, ou seja, descobrindo a relação entre a intensidade de luz (LOE) em função da dose acumulada do cristal, neste caso utilizado o método da regeneração total, que consiste em retirar à luminescência do cristal a exposição solar (LOE). O cristal “zerado” e submetido a doses de radiação conhecidas, por meio de uma fonte (^{60}Co), gerando-se assim, a curva de calibração do aparelho, traçada pela relação entre área da LOE em função da dose (Tatumi *et al.* 2007, 2008).

A equação da idade é expressa por:

$$I = \frac{DA(\text{Gy})}{T_{\gamma} + T_{\beta} + T_{\alpha} + T_{\text{raiosc\u00f3smicos}} (\text{Gy/ano})}$$

I - Idade

DA – Dose Acumulada

T – Taxa Radiação Incidente

7 RESULTADOS

7.1 Geologia da área de estudo

7.1.1 Embasamento Cretáceo-Neógeno

Na área de estudo são poucos os locais onde afloram rochas do embasamento geológico cretáceo-neógeno (pontos JR-13.1, JR-19, JR-31 e JR-33), os quais não foram diferenciados por sensoriamento remoto devido à dimensão reduzida das áreas aflorantes e a baixa resolução espacial das imagens. Nos locais estudados, esta unidade mostra-se recoberta por depósitos sedimentares quaternários, apresenta em geral coloração avermelhada a amarelada com tonalidade esbranquiçada, exibindo aspecto mosqueado, sendo constituído principalmente de arenitos e pelitos que exibem feições de alteração e níveis de mosqueados. No topo da unidade ocorre nível de paleossolo laterítico (Figura 25), caracterizado por crosta ferruginosa avermelhada, pisolítica e cavernosa, de aspecto colunar, que se estende por dezenas de metros e atinge cerca de 2 m de espessura (Figura 24).

O embasamento geológico da Amazônia Central e Ocidental tem sido atribuído de forma generalizada às unidades sedimentares de idade cretácea (Formação Alter do Chão) e/ou miocena (Formação Novo Remanso), conforme dados palinológicos e estratigráficos dos estudos regionais de Soares (2007), Andrade e Soares (2009), Soares *et al.* (2010), Dino *et al.* (2012), Soares *et al.* (2015, 2016). Com base em dados palinológicos Caputo (2011), reinterpretou a idade da Formação Alter do Chão, posicionando-a no Paleoceno-Mioceno e sugere a mudança de nome para Formação Jazida da Fazendinha.



Figura 24: Seção panorâmica do embasamento geológico (Ponto JR-31), constituído de arenitos e pelitos alterados, exibindo no topo nível de paleossolo laterítico.

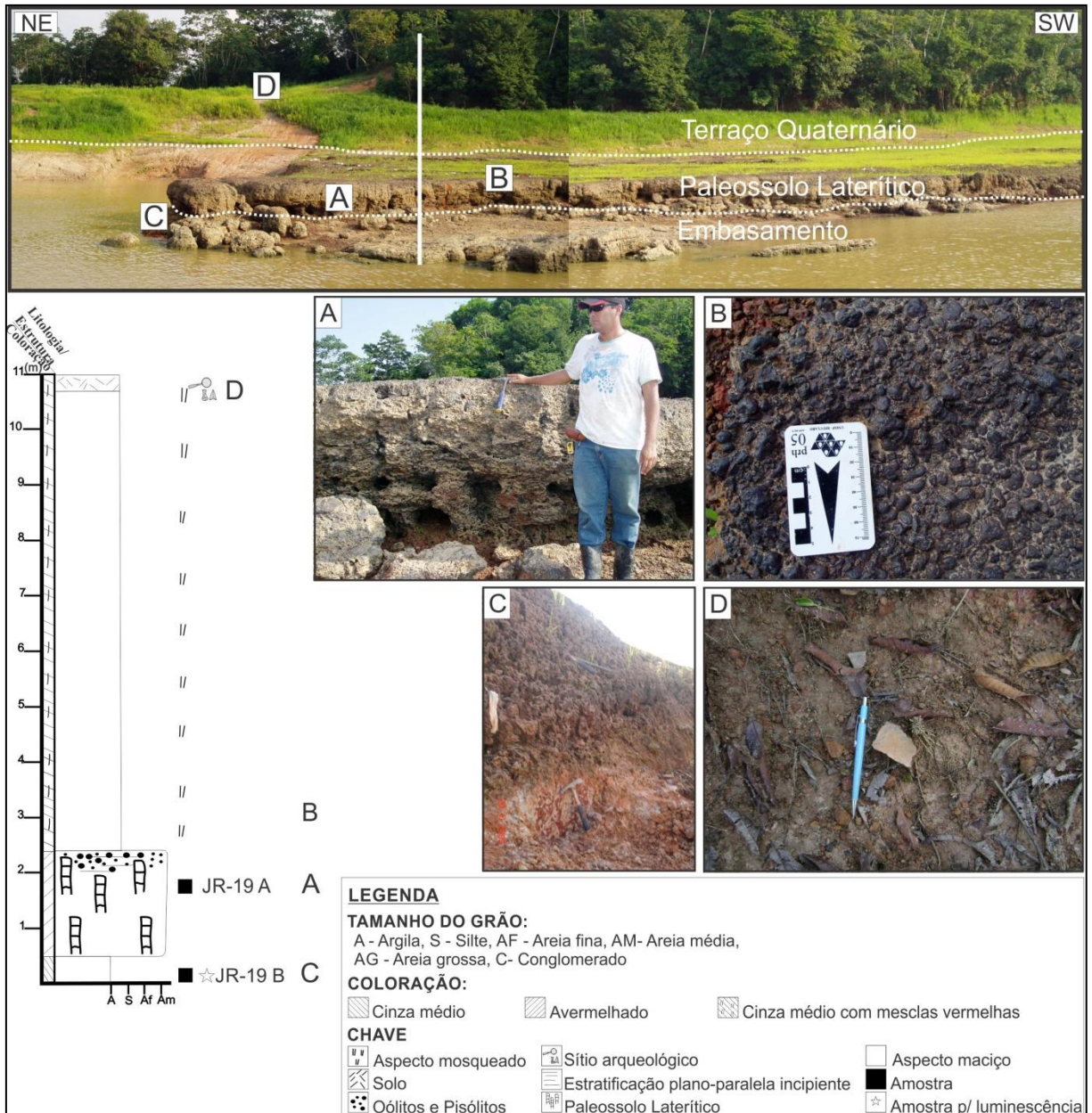


Figura 25: Seção panorâmica e colunar do embasamento geológico (Ponto JR-19), o qual é recoberto sucessivamente por nível de paleossolo laterítico e terraço fluvial. Paleossolo laterítico de espessura métrica (Detalhe A) e aspecto pisolítico (Detalhe B). O detalhe C mostra o contato do paleossolo com o embasamento. O detalhe D ilustra fragmentos de cerâmica indígena no topo do terraço fluvial.

7.1.2 *Terraços Fluviais*

A delimitação e caracterização das unidades litoestratigráficas quaternárias do sistema fluvial Solimões-Amazonas, foi realizada por meio dos trabalhos de campo e análise dos produtos de sensores remotos, que utilizaram principalmente os elementos de relevo, drenagem e vegetação, aliada aos dados descritivos de afloramentos (sessões panorâmicas e colunares). Na área de estudo foram identificados 3 níveis de terraços fluviais denominados informalmente de Superior, Intermediário e Inferior (Figura 26), seguindo as denominações

litoestratigráficas informais propostas nos estudos de Soares (2007) e Gonçalves Junior (2013). Os níveis de terraços exibem distribuição simétrica, estão dispostos na forma de faixas alongadas, contínuas e paralelas ao Rio Solimões, que se estendem por dezenas de quilômetros e ultrapassam os limites da área de estudo. As faixas dos terraços Inferior e Intermediário são bem delimitadas na porção central da área estudo, apresentam cerca de 50 a 60 km de largura máxima e exibem direção geral E-W, enquanto a faixa do Terraço Superior ultrapassa os 100 km de largura.

A faixa do Terraço Superior é a mais distante do canal do Rio Solimões e se dispõe nas maiores cotas da região, não sendo sujeita as inundações sazonais, enquanto as faixas dos terraços Intermediário e Inferior bordejam este rio e exibem mudanças morfológicas associadas às enchentes e vazantes sazonais.

7.1.2.1 Terraço Superior - TS

Essa unidade é a mais expressiva da região estudada, abrangendo principalmente as porções norte e sul, ocorrendo como faixas contínuas e paralelas aos canais dos rios Solimões e Purus, que se estendem por dezenas de quilômetros e extrapola a área de estudo. Está situada nas cotas mais elevadas, que varia entre 35 e 75 m, apresenta relevo dissecado de cristas e depressões (Figura 27, Figura 28 e Figura 29), apresenta predominantemente os padrões de drenagem dendrítico a subdendrítico e, localmente exhibe resquícios de linhas de acreção lateral (Figura 27 e Figura 28). Sobre esta unidade ocorrem “lagos represados”, geralmente localizados nos limites deste terraço com o Intermediário e/ou Inferior (Figura 26), que exibem formas alongadas com ramificações dendríticas, com tendências NE-SW e NW-SE. A vegetação desenvolvida nesta unidade é de alto a médio porte (Figura 27, Figura 28 e Figura 29).

Os depósitos do Terraço Superior apresenta aspecto mosqueado, coloração vermelha e amarela, com tonalidade esbranquiçada, mostra-se intensamente ferruginizado (mesclas avermelhadas) que, por vezes, formam níveis endurecidos (Figura 28, Figura 31, Figura 32 e Figura 33). Internamente, é constituído por intercalações de camadas centimétricas a métricas de lama (silte e argila) e areia, distribuídas em diversas proporções, que definem os pares de estratificação heterolítica inclinada (EHI) (Figura 28, Figura 29, Figura 30, Figura 31 e Figura 33). As camadas que compõem esta estrutura apresentam inclinações que variam de 8° (Figura 36) a 22° (Figura 30).

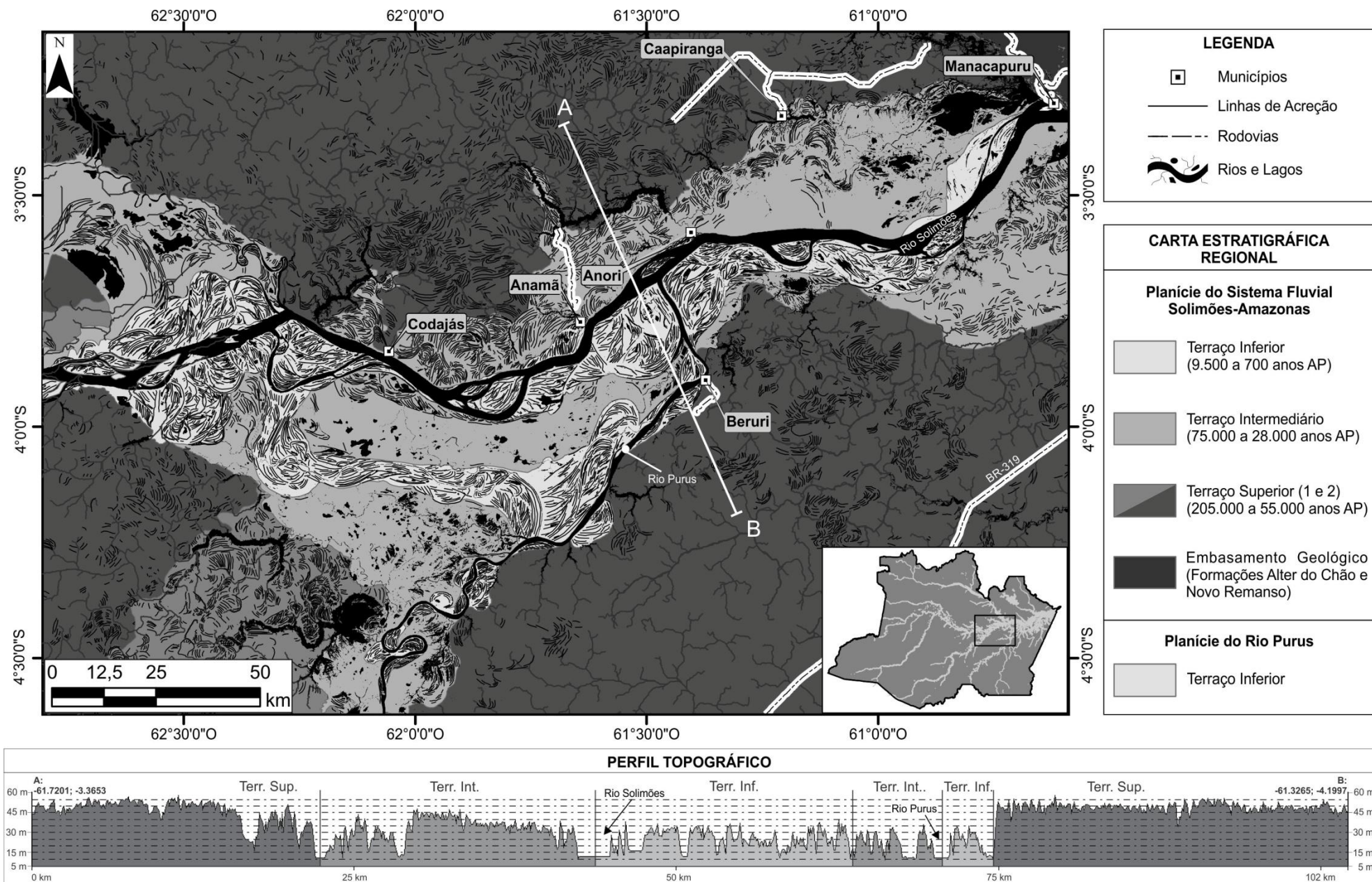


Figura 26: Mapa geológico da área de estudo com a delimitação dos 3 níveis de terraços fluviais (Superior, Intermediário e Inferior), cujo relevo é demonstrado no perfil topográfico A-B.

As camadas lamosas apresentam coloração cinza e marrom, com tonalidades esbranquiçada, amarelada e avermelhada. Apresentando em alguns locais aspecto mosqueado (Figura 31). Localmente, ocorre a presença de matéria orgânica disseminada (Figura 29), que inclui restos vegetais (sementes e troncos) (Figura 30), com feições de bioturbação na forma de tubos subverticais. As camadas lamosas apresentam espessuras centimétricas a métricas e, internamente, exibem diversas estruturas, como laminações plano-paralela e cruzada cavalgante nos sedimentos siltoso-argilosos (Figura 31 e Figura 36) e, em alguns locais, exibe também o aspecto maciço (Figura 27, Figura 29, Figura 32, Figura 33, Figura 36 e Figura 37).

As camadas de areia exibem coloração vermelha e amarelada, com espessuras variáveis, entre centimétricas a métricas. As areias apresentam granulometria fina a média e grau de seleção entre moderadamente e bem selecionada (Tabela 5). Internamente, exibem estratificações plano-paralela e cruzada tabular, além de aspecto maciço (Figura 29, Figura 30, Figura 31, Figura 36 e Figura 37), podendo ser seccionada por planos de fraturas (045°/05°SE, 180°/30°W, 310°/90° e 195°/90°).

Em alguns locais, os *cosets* com EHI mostram-se seccionados por níveis de paleossolos bem marcados por superfícies irregulares, que exibem moldes de troncos e raízes (Figura 34). Em geral, sobre esta unidade ocorrem solos argilosos amarelados, que exibem espessuras centimétricas, até aproximadamente 1 m, onde são encontrados fragmentos de cerâmica indígena (pré-colonial), assim como fragmentos cerâmicos e garrafas de vidro (pós-colonial), marcando os locais de ocorrências de sítios arqueológicos (Figura 28 e Figura 32).

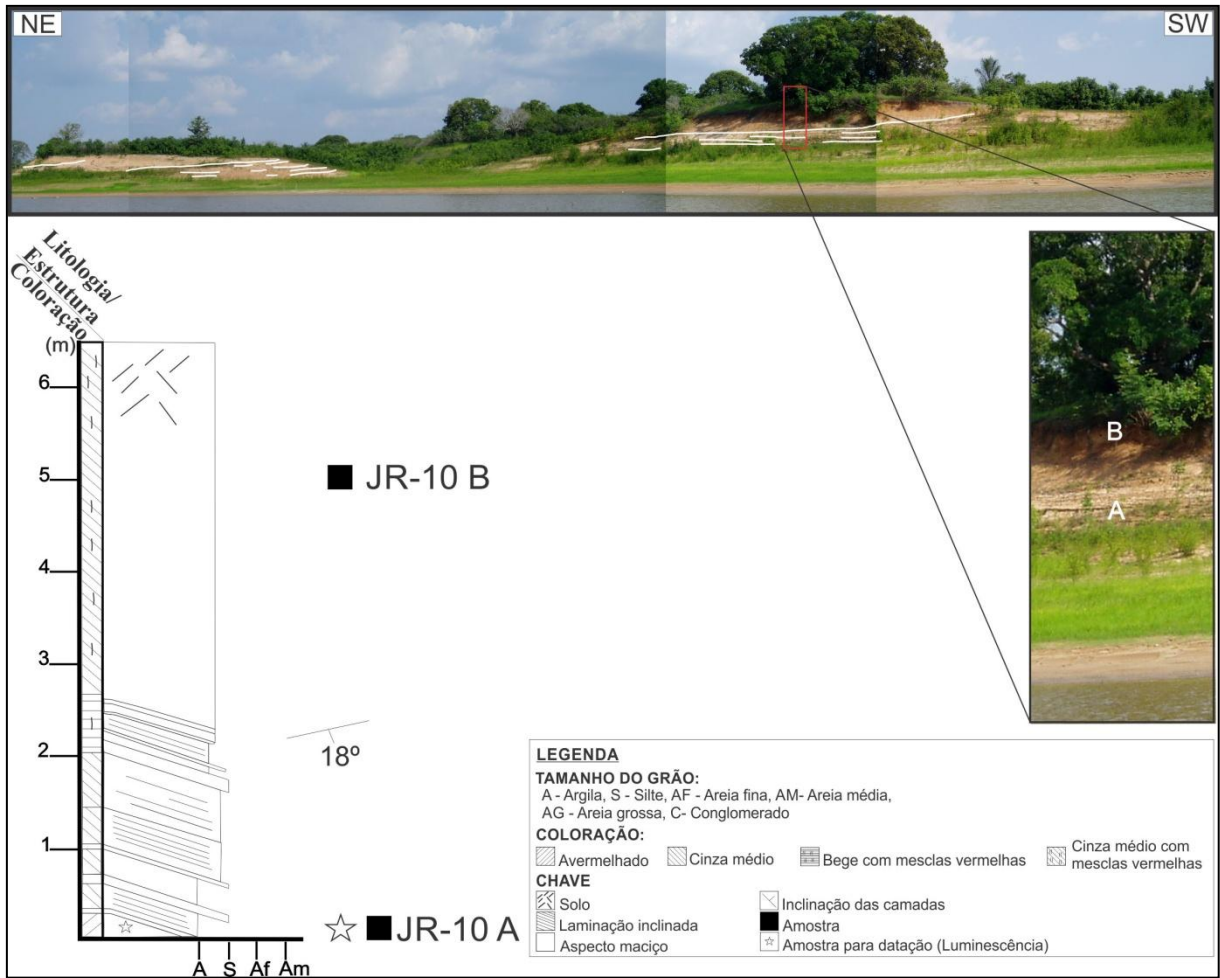


Figura 27: Seção panorâmica e colunar do Terraço Superior (Ponto JR-10), mostrando o relevo de cristas de depressões e internamente a estratificação heterolítica inclinada (EHI) representada por linhas branca na seção. As letras A e B representam os locais de coleta de amostras.

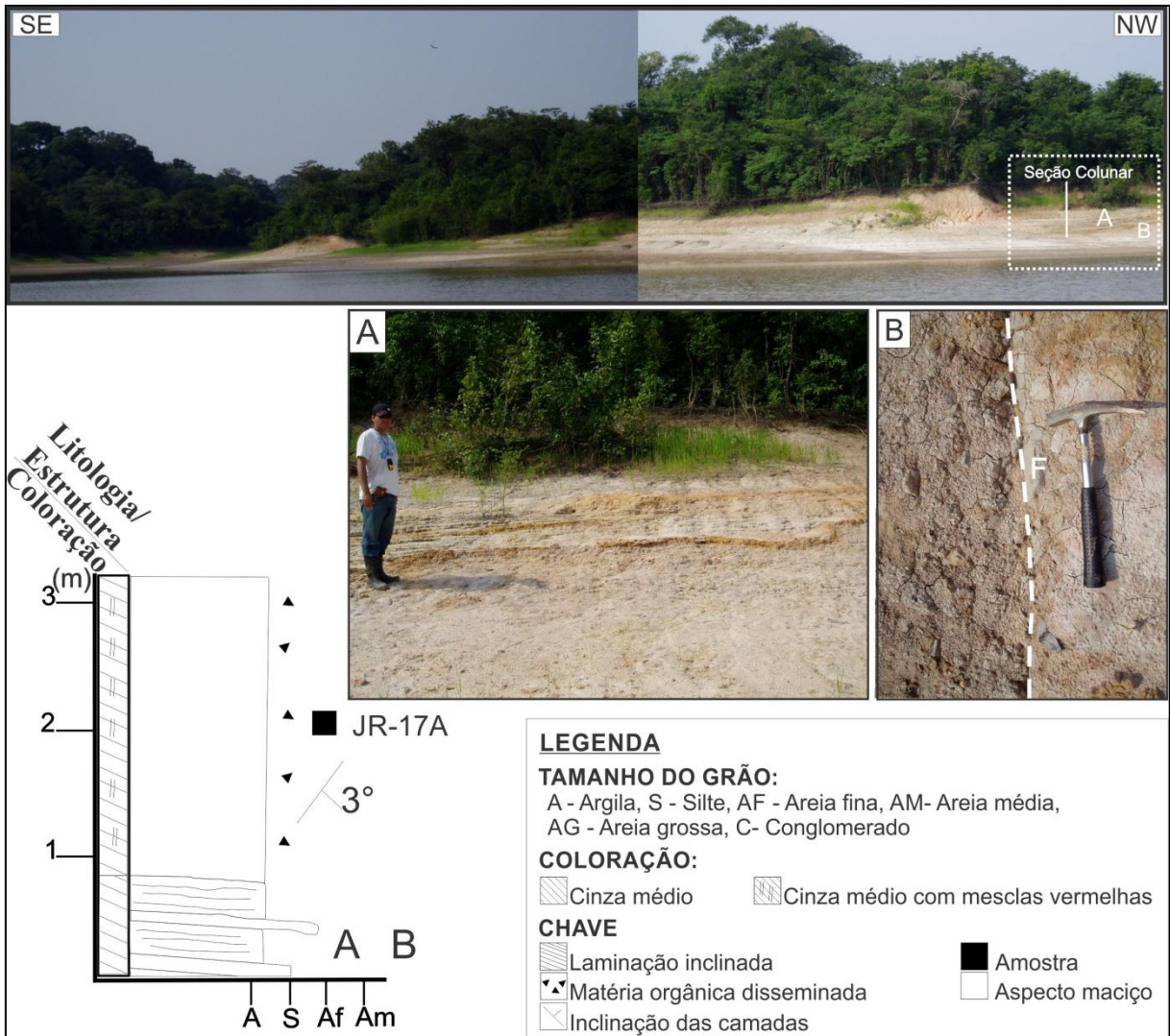


Figura 29: Seção panorâmica (JR-17) mostrando o relevo de cristas e depressões dos depósitos de barra em pontal do Terraço Superior. A seção panorâmica mostra as intercalações de camadas e areia e lama que definem os pares da EHI. O detalhe B ilustra um plano de falha (F) que secciona a unidade.

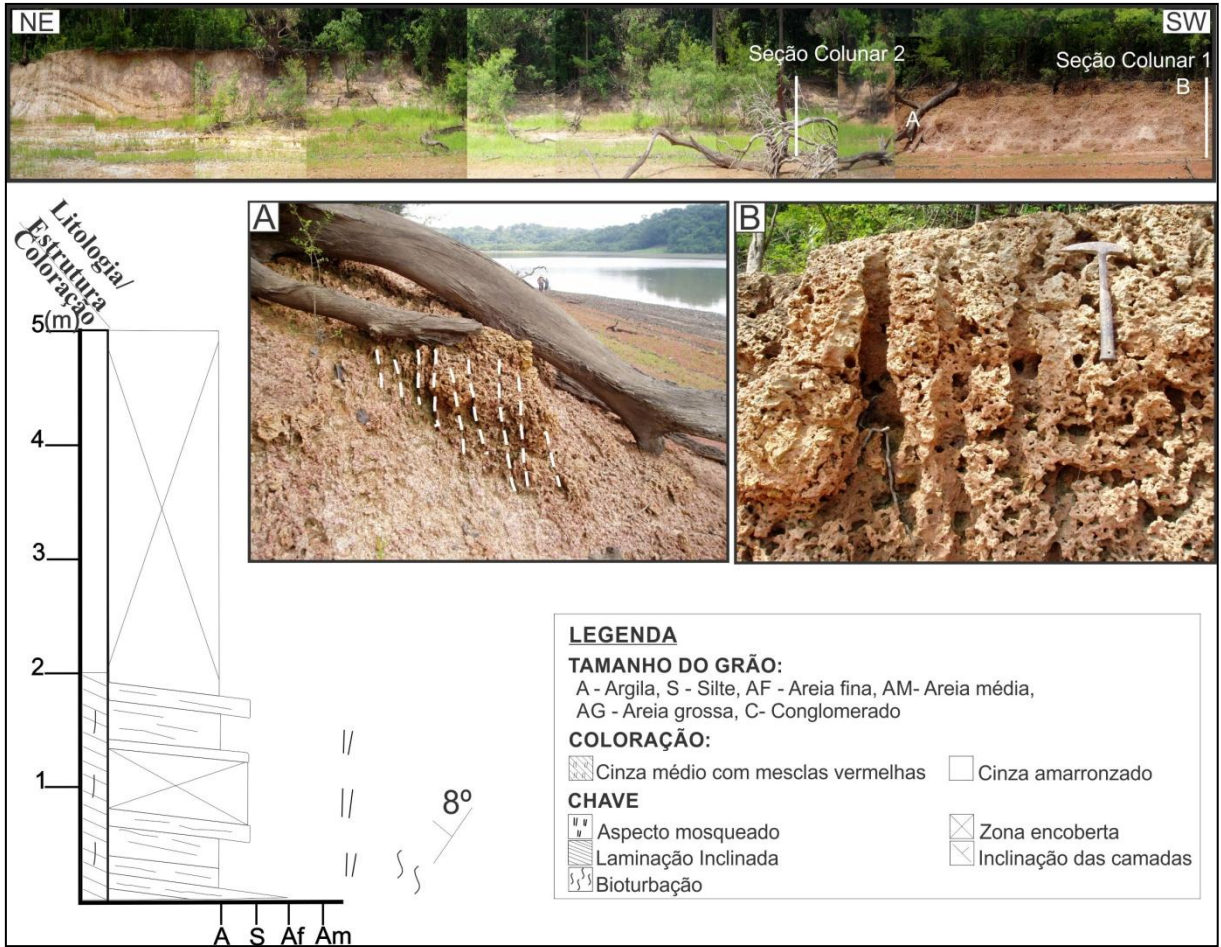


Figura 31: Seção panorâmica e colunar composta (2 e 1) de uma barra em pontal com EHI do Terraço Superior (Ponto JR-18), intensamente ferruginizada, mostrando os planos de EHI. A) Zona de cisalhamento ferruginizada seccionando a barra (fraturas verticalizadas marcadas pelas linhas tracejadas). B) Detalhes da ferruginização sobre a barra fluvial.

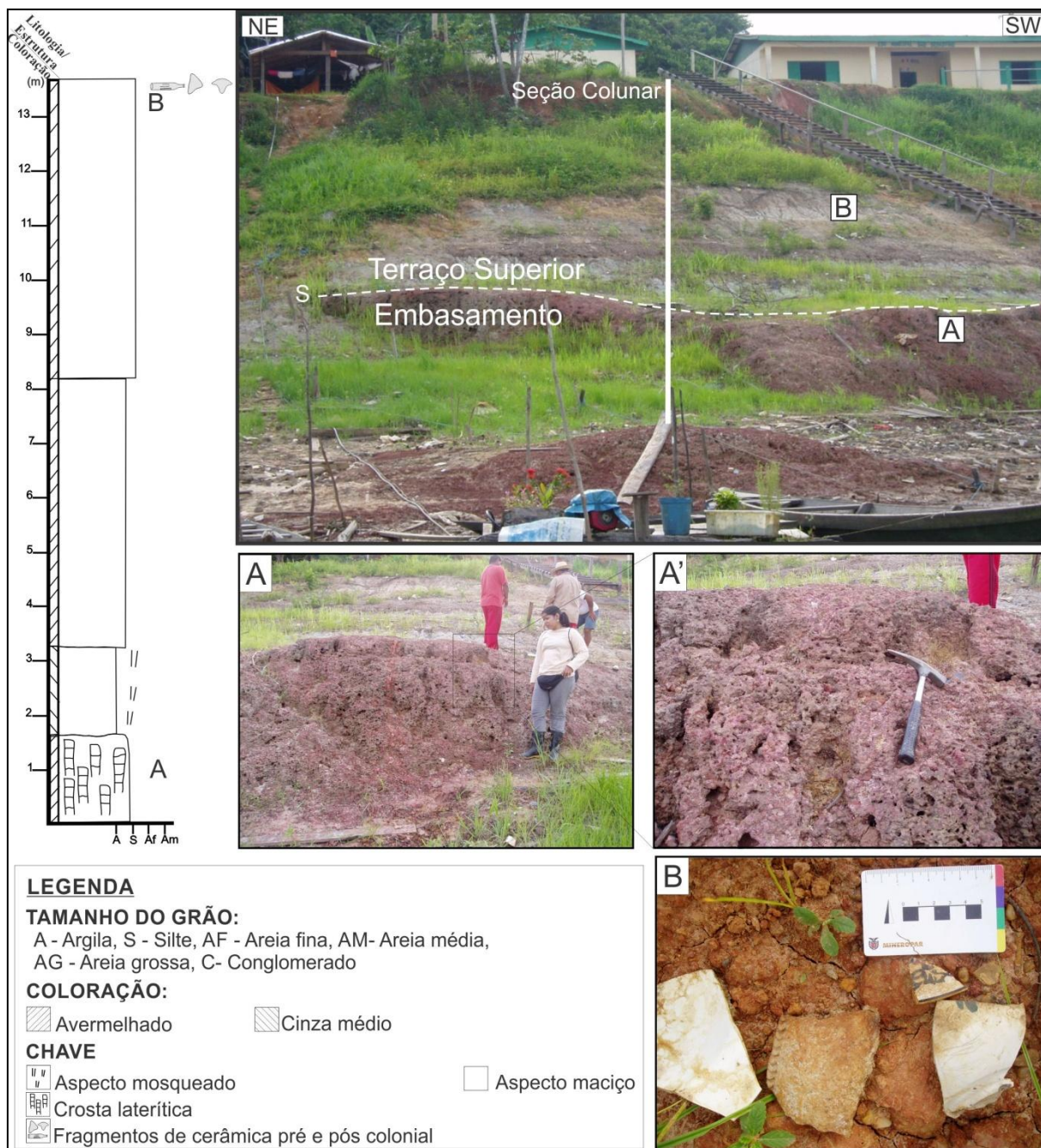


Figura 32: Seção panorâmica e colunar (Ponto JR-16) mostrando paleossolo laterítico (Detalhes A e A') no topo do embasamento cretáceo-neógeno, sobreposto por depósitos lamosos maciços do Terraço Superior. O detalhe B mostra fragmentos de cerâmicas pré e pós-colonial no sítio arqueológico do topo do terraço.

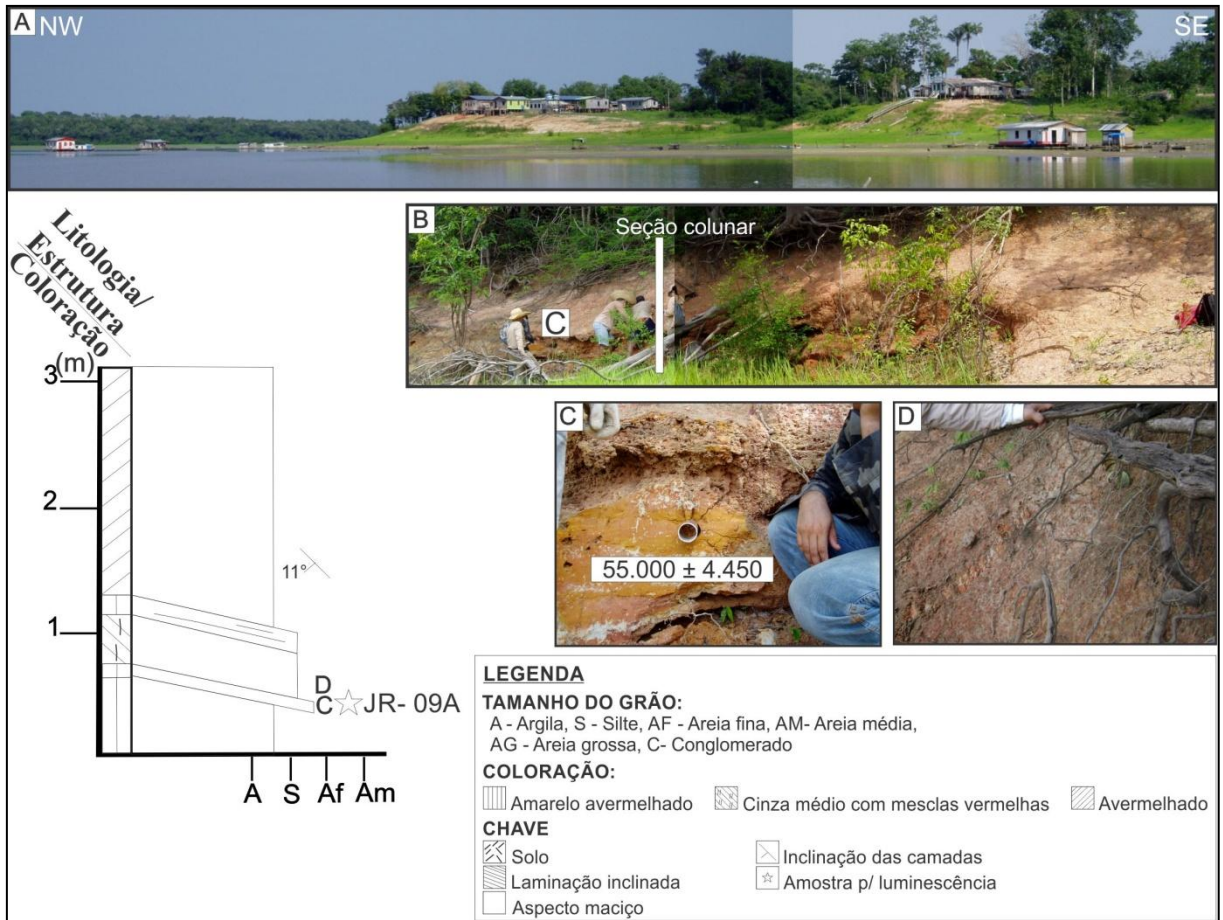


Figura 33: Seção panorâmica e colunar (Ponto JR-09) mostrando o relevo de cristas e depressões do Terraço Superior (Seção A). A seção B ilustra as camadas de areia e lama que definem a EHI. Os detalhes C e D mostram o local de coleta para datação por luminescência de cristais e o aspecto mosqueado da unidade, respectivamente.

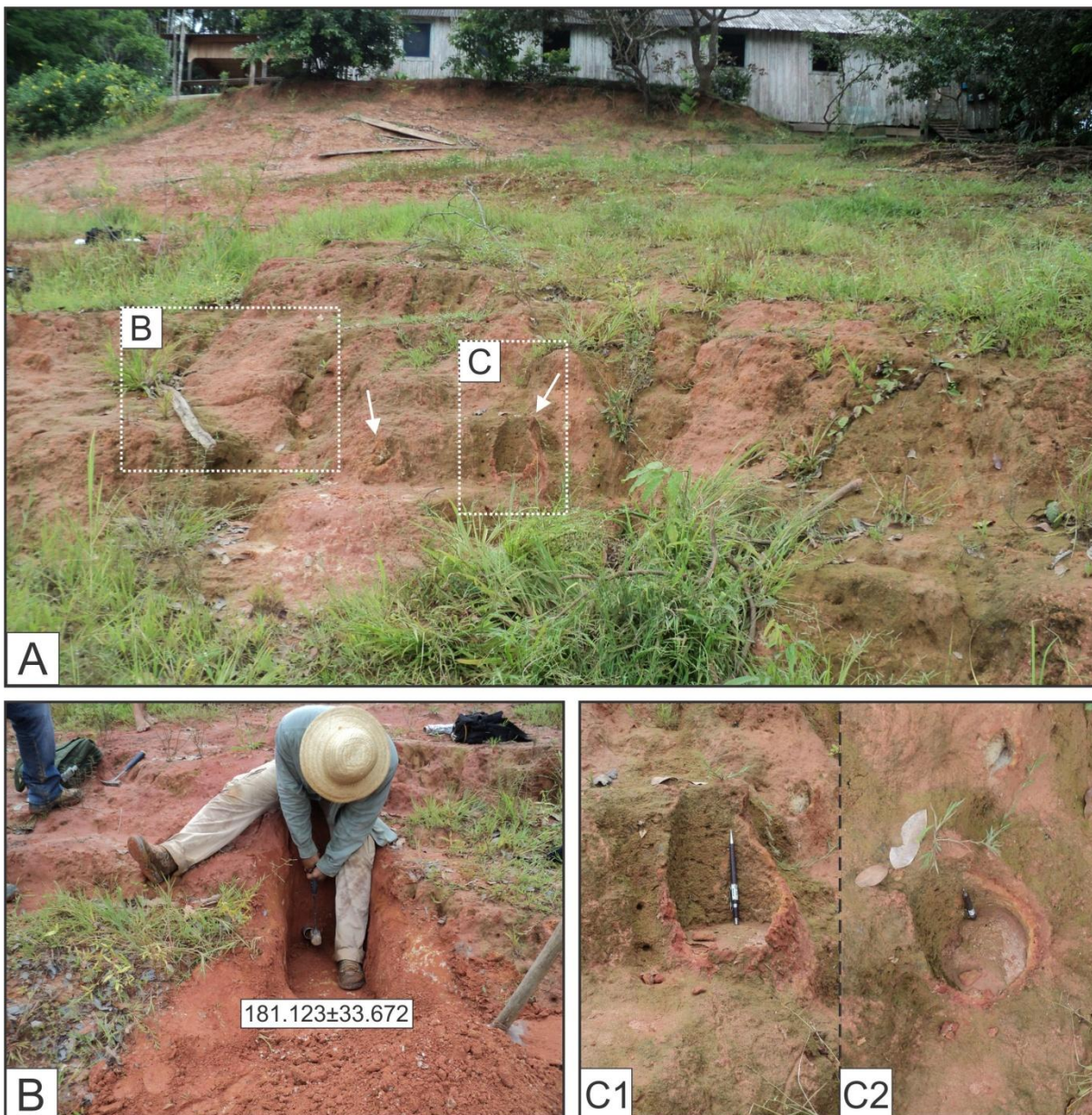


Figura 34: A) Imagem do Terraço Superior (Ponto RG-33), destacando a coloração avermelhada e a predominância de lama sobre a areia, que definem a EHI. B) Local de coleta de amostra para datação por luminescência de cristais. As setas brancas indicam os locais com moldes de troco (detalhe C1 - visão frontal, detalhe C2 – visão em planta), que define o nível de paleossolo desta unidade.

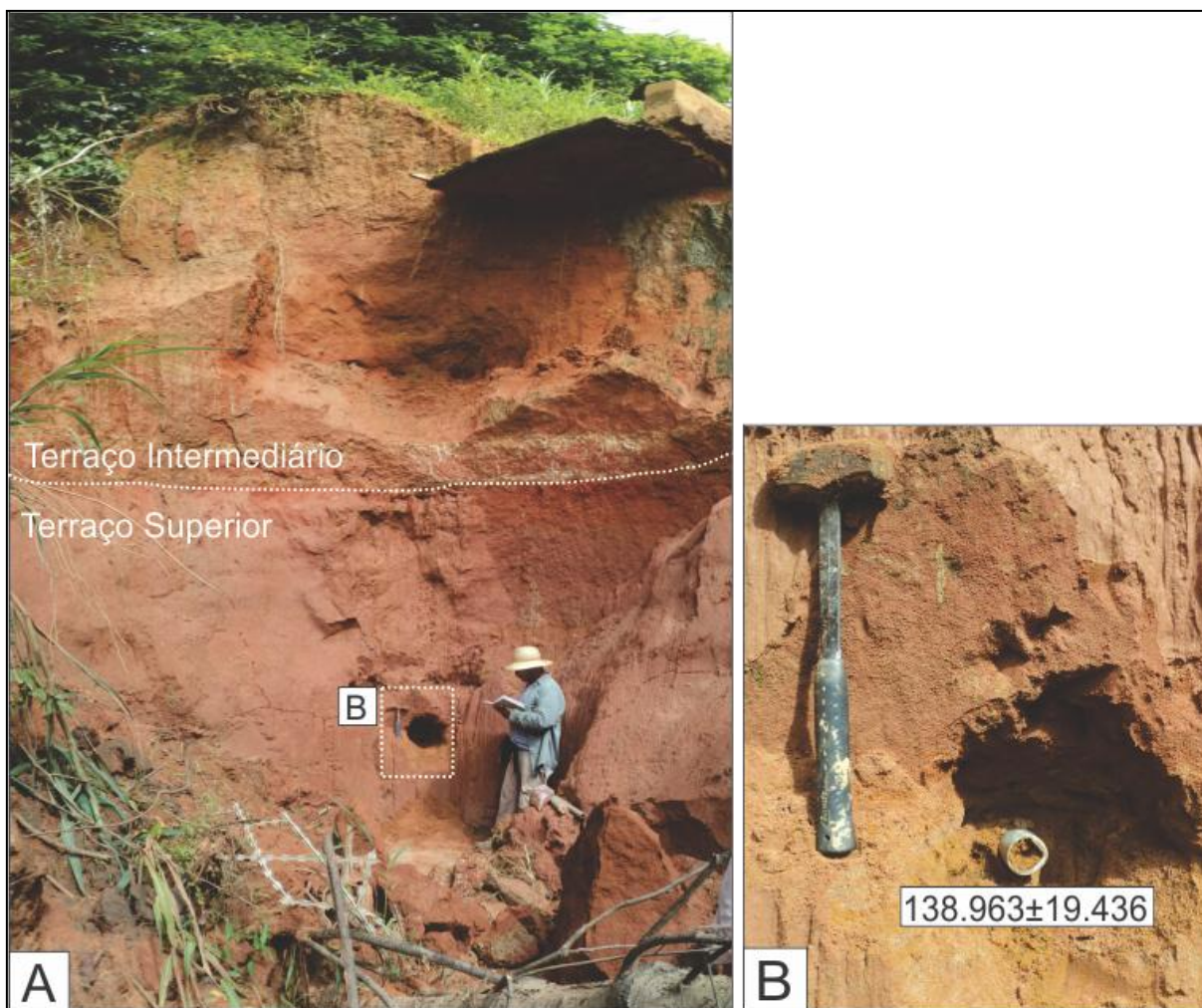


Figura 35: A) Afloramento no ponto RG-28 mostrando o contato entre os terraços Superior e Intermediário (linha pontilhada branca). O detalhe B mostra o local de coleta de amostra na camada arenosa para datação por termoluminescência de cristais.

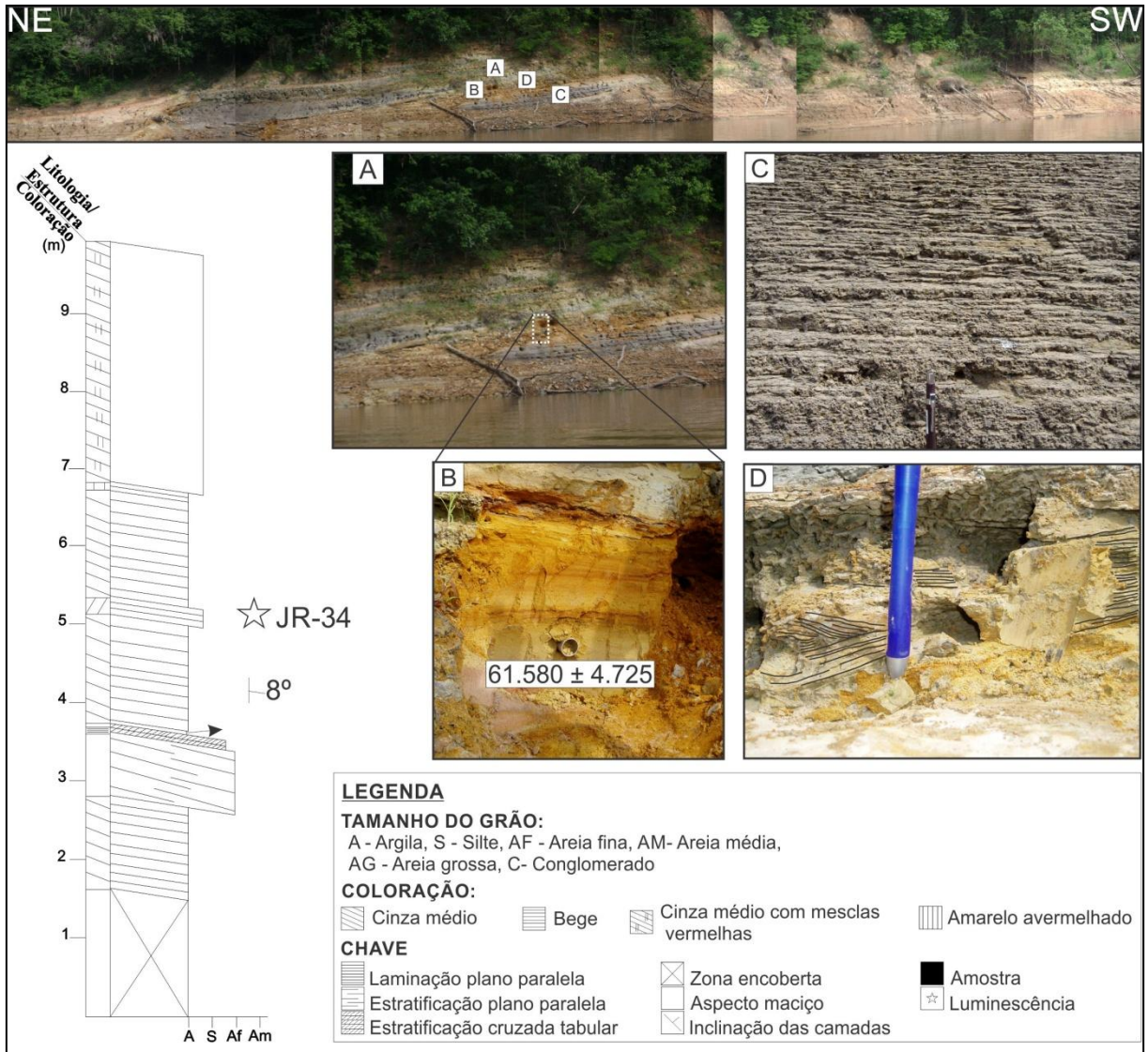


Figura 36: Seção panorâmica e colunar de barra fluvial do Terraço Superior (Ponto JR-34), mostrando internamente as camadas inclinadas da EHI. A seção colunar e os detalhes A, C e D mostram os planos da EHI. O detalhe B indica o local de coleta da amostra para datação por termoluminescência de cristais.

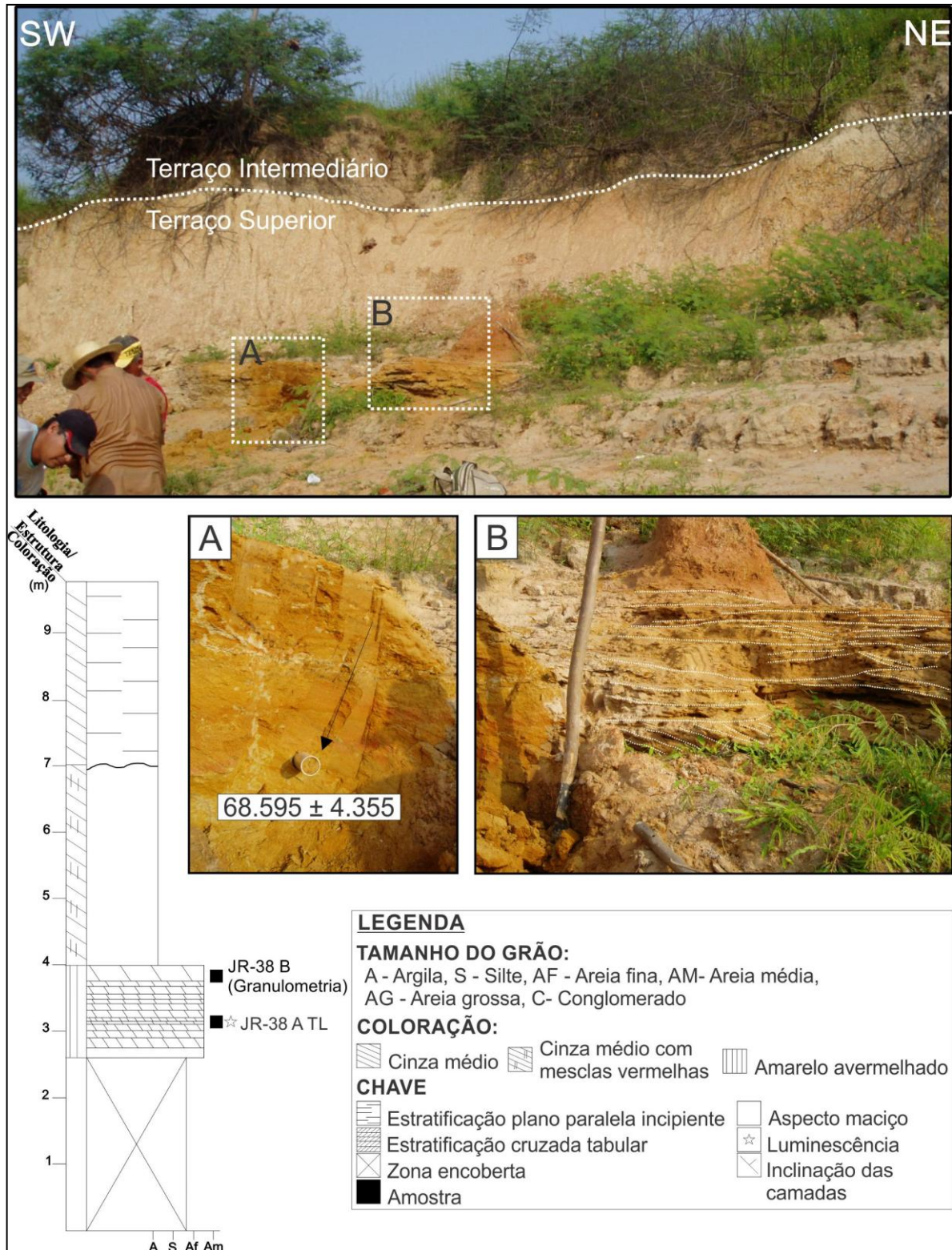


Figura 37: Seção panorâmica e colunar (Ponto JR-38) mostrando contato entre os terraços Superior e Intermediário (linha amarela pontilhada). O detalhe A mostra o local de coleta de amostra para luminescência de cristais e o Detalhe B as camadas de areia com estratificações plano-paralela e cruzada tabular.

Neste estudo, o TS foi subdividido em duas porções (denominadas informalmente de 1 e 2) em função das diferenças altimétricas e morfológicas observadas nos dados SRTM. O limite entre ambas é marcado por desnível topográfico de aproximadamente 5 m, sendo que a porção 2 ocorre em cotas > 60 m e a 1 < 55 m (Figura 38). A unidade mais rebaixada (Terraço Superior 1) caracteriza-se por grande quantidade de meandros abandonados e maior densidade da rede de drenagem. A unidade mais elevada (Terraço Superior 2) é a mais expressiva da área de estudo, apresenta em geral relevo mais dissecado com predominância de drenagem dendrítica-subdendrítica, e exibe poucos vestígios de linhas de acreção lateral e feições de paleocanais.

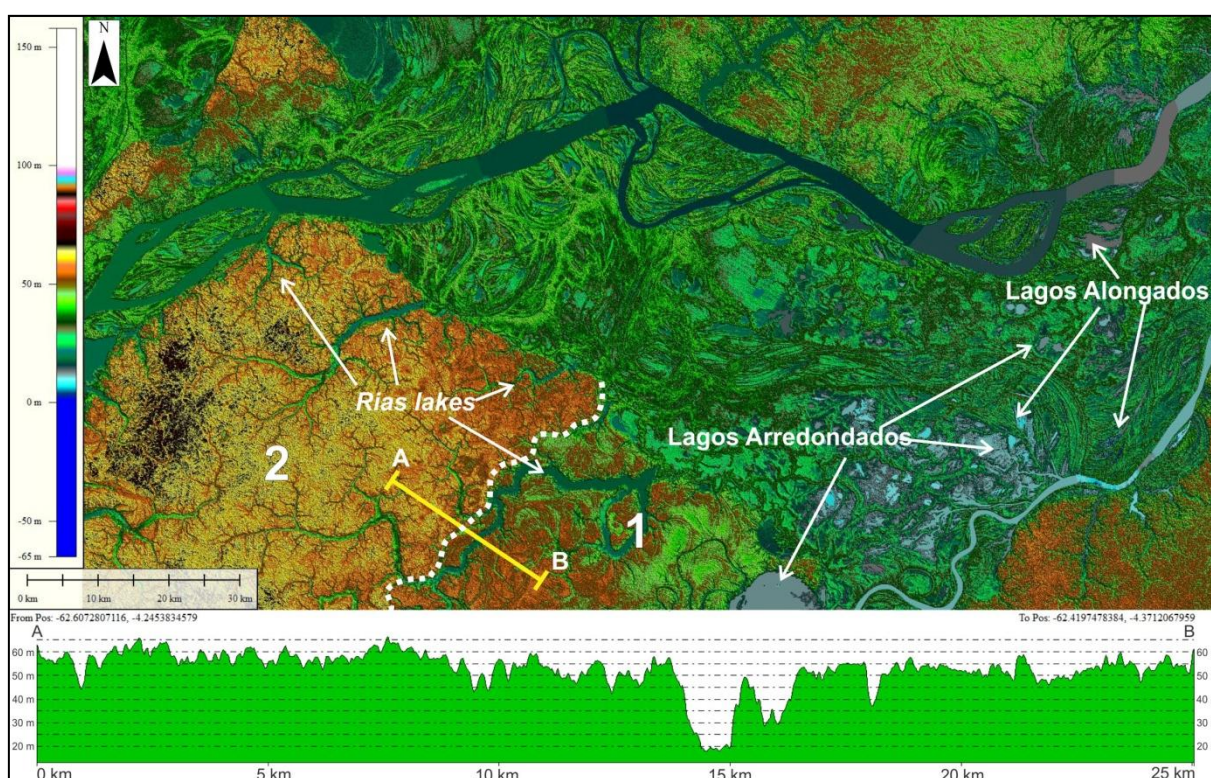


Figura 38: Mosaico SRTM mostrando o desnível topográfico entre as duas unidades (1 e 2) do Terraço Superior, demonstrado no Perfil transversal (A - B). Sobre as unidades ocorrem lagos afogados (*Rias Lakes*), arredondados e alongados.

7.1.2.2 Terraço Intermediário - TI

Essa unidade é a segunda maior em área da região estudada, ocorre na forma de faixas alongadas e aproximadamente simétricas, paralelas aos canais dos rios Purus e Solimões. Apresenta largura entre 10 e 50 km e extensão lateral superior a 40 km, extrapolando os limites da área, para leste e oeste e se torna mais larga na zona de confluência destes rios. A espessura deste terraço é variável, entre 5 (Figura 37 e Figura 39) e 10 metros (Figura 41 e Figura 42).

O TI ocorre nas cotas entre 30 e 42 m, sendo caracterizado por um relevo plano a suavemente ondulado, seccionado por canais secundários de planície e por dezenas de lagos, como lagos de meandros abandonados (*oxbow lakes*) (Figura 38) e tipos que variam de arredondados a alongados. Este último está geralmente associado às linhas de acreção lateral de antigas barras de acreção (*scroll bars*). Lagos afogados (*rias lakes*) também ocorrem nos limites deste terraço com o inferior, principalmente na porção leste da área de estudo.

Em geral, o Terraço Intermediário apresenta coloração acinzentada, com tonalidades esbranquiçada, amarronzada, amarelada e avermelhada, apresentando em alguns locais indícios de aspecto mosqueado (Figura 40). Internamente, é constituído principalmente de camadas de areia e lama (silte e argila), distribuídas quase na mesma proporção, que definem os pares de estratificação heterolítica inclinada (EHI). As camadas lamosas apresentam coloração marrom, cinza amarronzado e bege com mesclas avermelhadas e espessuras variadas, de centimétricas a métricas (que por vezes ultrapassam os 5 m de espessura) (Figura 39, Figura 41 e Figura 42). Em geral, esta unidade apresenta indícios de bioturbação (tubos ferruginizados verticalizados), planos de *slickensides* (Figura 18) e em alguns locais, é seccionada por fraturas subverticais (Figura 41). Internamente, predomina a laminação plano-paralela, definida por delgadas intercalações de filmes e/ou lentes milimétricas de areia fina, exibindo também em alguns locais o aspecto maciço.

As camadas de areia apresentam coloração avermelhada e amarelada, com granulometria predominantemente fina e grãos bem selecionados (Tabela 5). As camadas apresentam espessuras decimétricas (Figura 39, Figura 41 e Figura 42), e internamente exibem estratificações plano-paralela e cruzada tabular (Figura 40), além de aspecto maciço.

Intercalado as camadas de areia e lama, ocorrem níveis centimétricos a métricos de turfa, dispostos horizontalmente, que se estendem por dezenas de metros (Figura 40, Figura 41 e Figura 42). Estes níveis apresentam coloração marrom-acinzentado, são constituídos principalmente de folhas e troncos (bem preservados) com vários graus de fragmentação, pouco compactos. Alguns troncos destes níveis ocorrem em “posição de vida” (autóctone), como na Figura 41 (A, B e C), enquanto outros exibem feições de transporte (alóctones), como na Figura 42A.



Figura 39: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-08) mostrando o contato (linha tracejada preta) entre os terraços Intermediário e Inferior. Os detalhes A e B mostram os locais de coleta de amostras para a datação por Luminescência de Cristais.



Figura 40: Seção panorâmica do afloramento (Ponto JR-39) do Terraço Intermediário mostrando nível centimétrico de turfa (Detalhe A), intercalações milimétricas de areia fina (coloração bege) na unidade lamosa (coloração cinza) (Detalhe B) que definem a laminação plano-paralela. O detalhe C mostra mesclas avermelhadas irregulares que define o aspecto mosqueado.

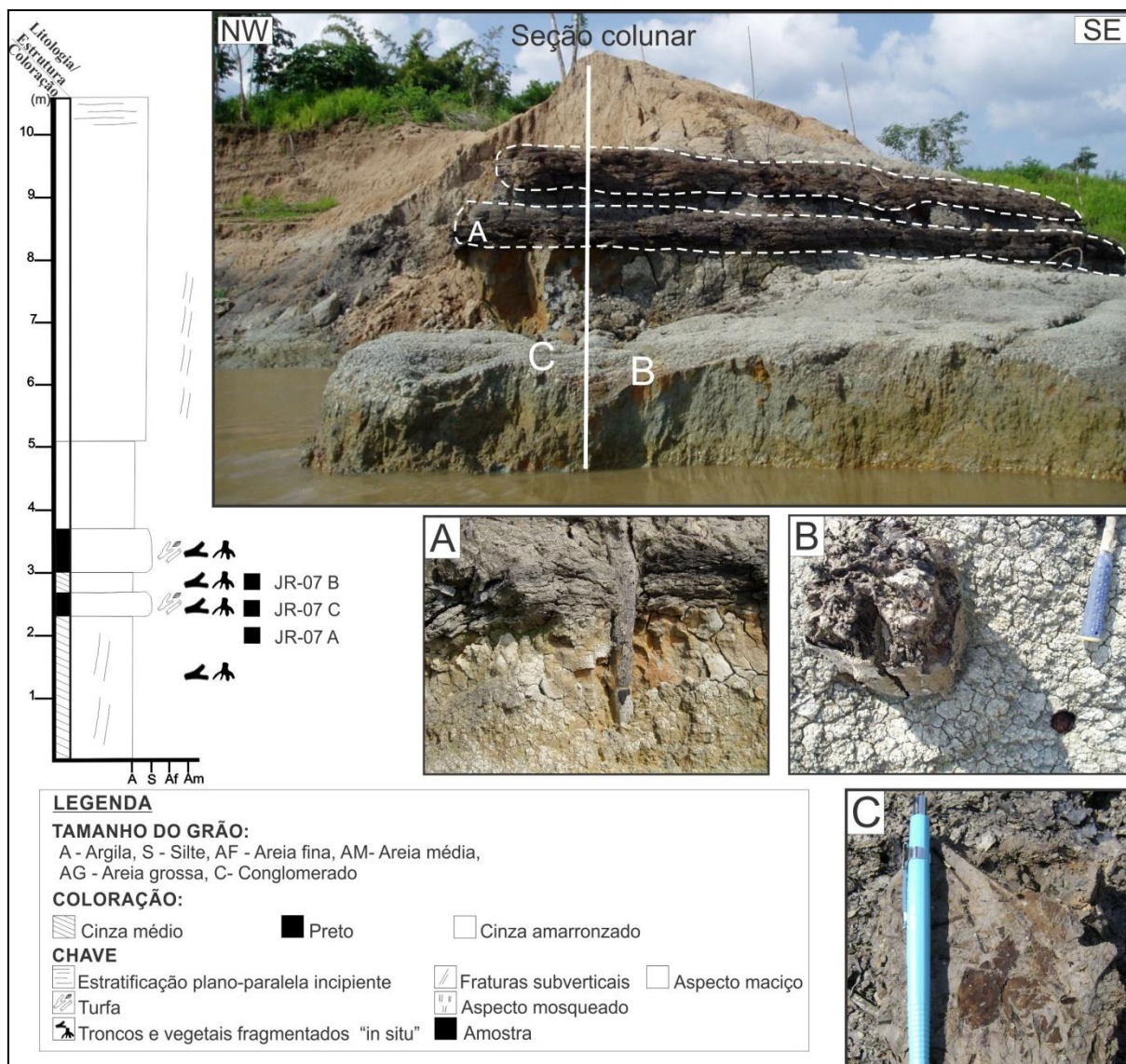


Figura 41: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-07) do Terraço Intermediário, destacando 2 níveis de turfeiras (linhas tracejadas), com troncos em posição de vida (autóctones) (Detalhes A, B e C).

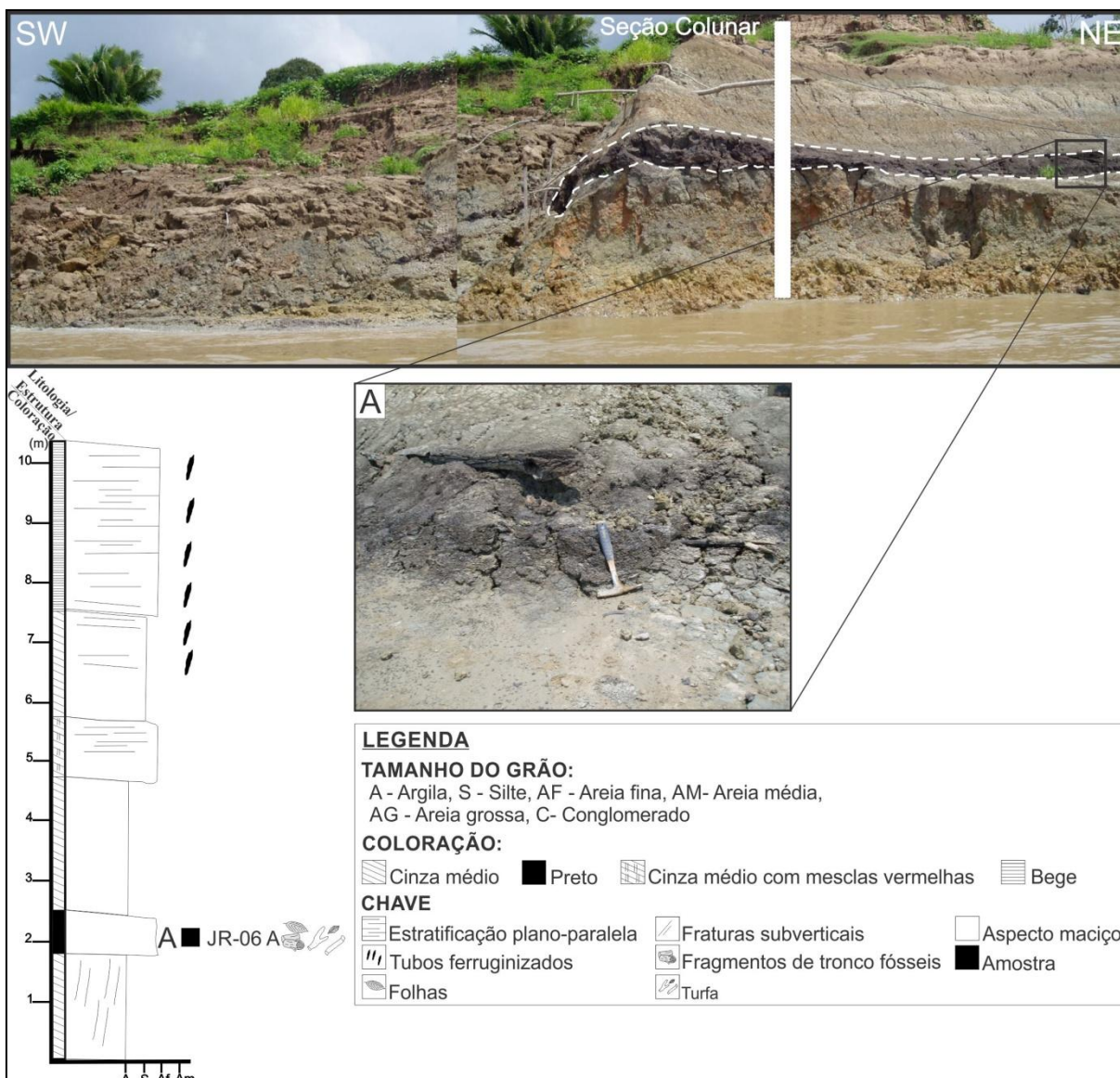


Figura 42: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-06) mostrando as camadas inclinadas de areia e lama que compõem a EHL, em destaque para a camada descontínua de turfa com troncos retrabalhados (alóctones) (Detalhe A).

7.1.2.3 Terraço Inferior - T_{Inf}

Esta unidade é a menos expressiva em termos de área aflorante, quando comparadas aos outros dois terraços (TS e TI) individualizados na área de estudo, mas corresponde a maior parte da planície de inundação ativa dos rios Solimões e Purus, ocorrendo quase que exclusivamente nas suas margens. Ocorre em faixas alongadas simétricas que acompanham os cursos desses rios, atingindo dezenas de quilômetros de extensão, que ultrapassam os limites da área de estudo e exibe largura máxima de 10 km.

Nos limites da área estudada, esta unidade compõe grande parte das barras laterais e ilhas presentes nos canais dos rios Solimões e Purus, apresenta relevo relativamente plano, com suaves ondulações que definem o relevo de cristas e depressões. Ocorre nas cotas de 15 a

36 m, sendo constantemente submetido às inundações sazonais anuais, que formam diversos lagos de formas variadas (arredondados, arqueados e lineares) (Figura 38), associados em grande parte, às linhas de acreção lateral das barras em pontal (*scroll bars*). Estas barras, que caracterizam a principal morfologia deposicional desta unidade, apresentam linhas de acreção lateral com dimensões métricas a decamétricas e geometria arqueada (com diversos graus de curvatura), dispostas em faixas descontínuas, que se truncam em vários ângulos.

Internamente, as barras são constituídas por intercalações centimétricas a métricas de areia e lama (silte a argila), predominando as camadas lamosas, que formam os pares de estratificação heterolítica inclinada (EHI) (Figura 46, Figura 47 e Figura 48). Nos barrancos dos rios, esta unidade é constantemente erodida pelo fenômeno de “Terras Caídas” (Figura 48).

As camadas de lama apresentam coloração marrom a cinza escuro e exibem espessuras centimétricas a métricas, por vezes, ultrapassam 6 m (Figura 46, Figura 47 e Figura 48). Internamente, ocorre matéria orgânica disseminada, que inclui restos de troncos (com até 15 cm de diâmetro) e folhas, assim como também há evidência de bioturbações tubulares de espessura milimétrica e extensão centimétrica (Figura 45), sendo seccionada por fraturas subverticais (Figura 44 e Figura 46). Internamente, apresenta laminação plano-paralela e, em alguns locais, exhibe aspecto maciço (Figura 45, Figura 46 e Figura 47).

As camadas arenosas apresentam coloração esbranquiçada, amarelada e amarronzada, exibem granulometria fina, com grãos bem selecionados (Tabela 5), e espessuras centimétricas (Figura 46) que atinge alguns metros de espessura (Figura 47). Internamente, é composta por *sets* com estratificações plano-paralela, cruzada tabular e acanalada (Figura 47), onde os limites de alguns *cosets* são marcados por delgadas lâminas de lama. Esta unidade apresenta paleocorrentes de 310°/24°NE, 110°/05°SW, 045°/28°SE, 090°/22°S e 100°/11°SW.

De forma mais restrita, nesta unidade também ocorrem níveis de turfa pouco compactados, com espessura de até 2 m (Figura 44), coloração cinza escuro com tonalidades marrom a preta, constituídos principalmente por troncos, folhas e sementes alóctones, depositados horizontalmente e fragmentados em várias proporções (Figura 44 e Figura 45). Sobre esta unidade ocorrem sítios arqueológicos localizados contendo fragmentos de cerâmica indígena (pré-colonial) (Figura 43C).



Figura 43: A) Seção panorâmica do Terraço Inferior no Rio Purus (Ponto JR-41.3) mostrando o relevo plano da planície de inundação ativa. B) Limite entre os terraços Superior e Inferior. C) Fragmentos de cerâmica indígena sobre o TInf.

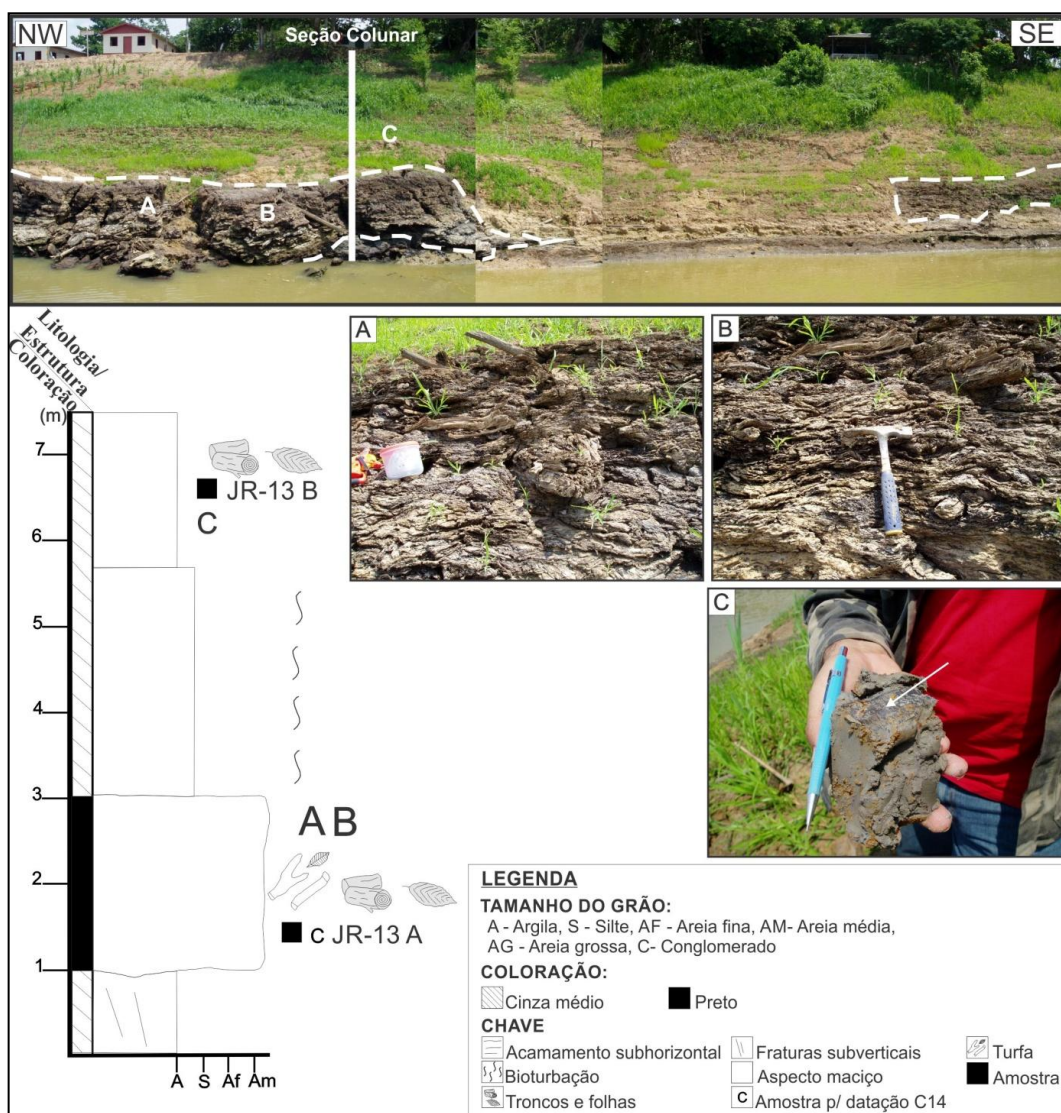


Figura 44: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-13) do Terraço Inferior no Rio Purus, destacando níveis de turfeiras pouco compactos, delimitados por linha tracejada branca (detalhes A e B). O detalhe C mostra a coloração acinzentada desta unidade, com fragmentos de folhas dispersos (seta branca).

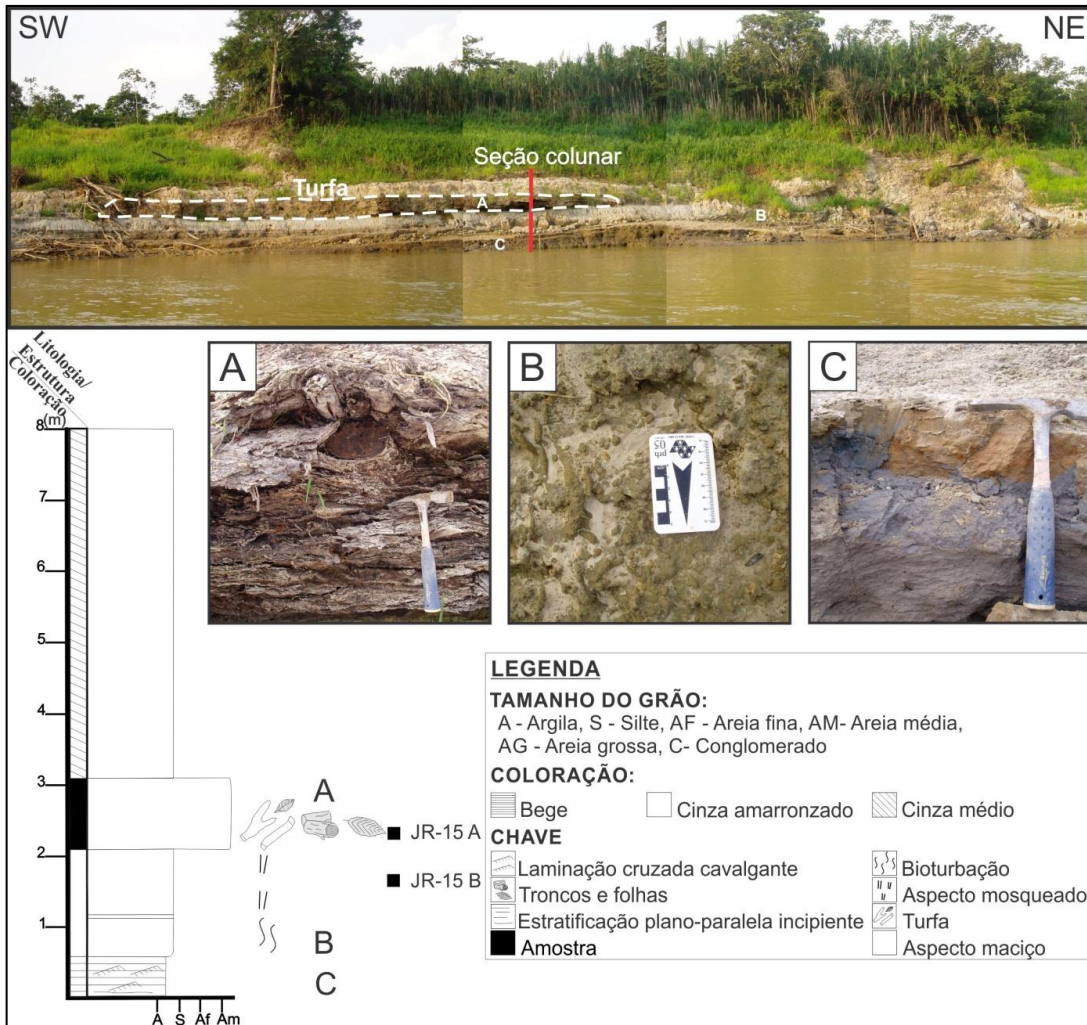


Figura 45: Seção colunar e panorâmica do afloramento (Ponto JR-15) de barra em pontal do Terraço Inferior nas margens do Rio Purus, destacando a camada de turfa (linha tracejada branca e Detalhe A). Feições de bioturbação tubulares (Detalhe B) e laminação plano-paralela (Detalhe C) na camada lamosa cinza.

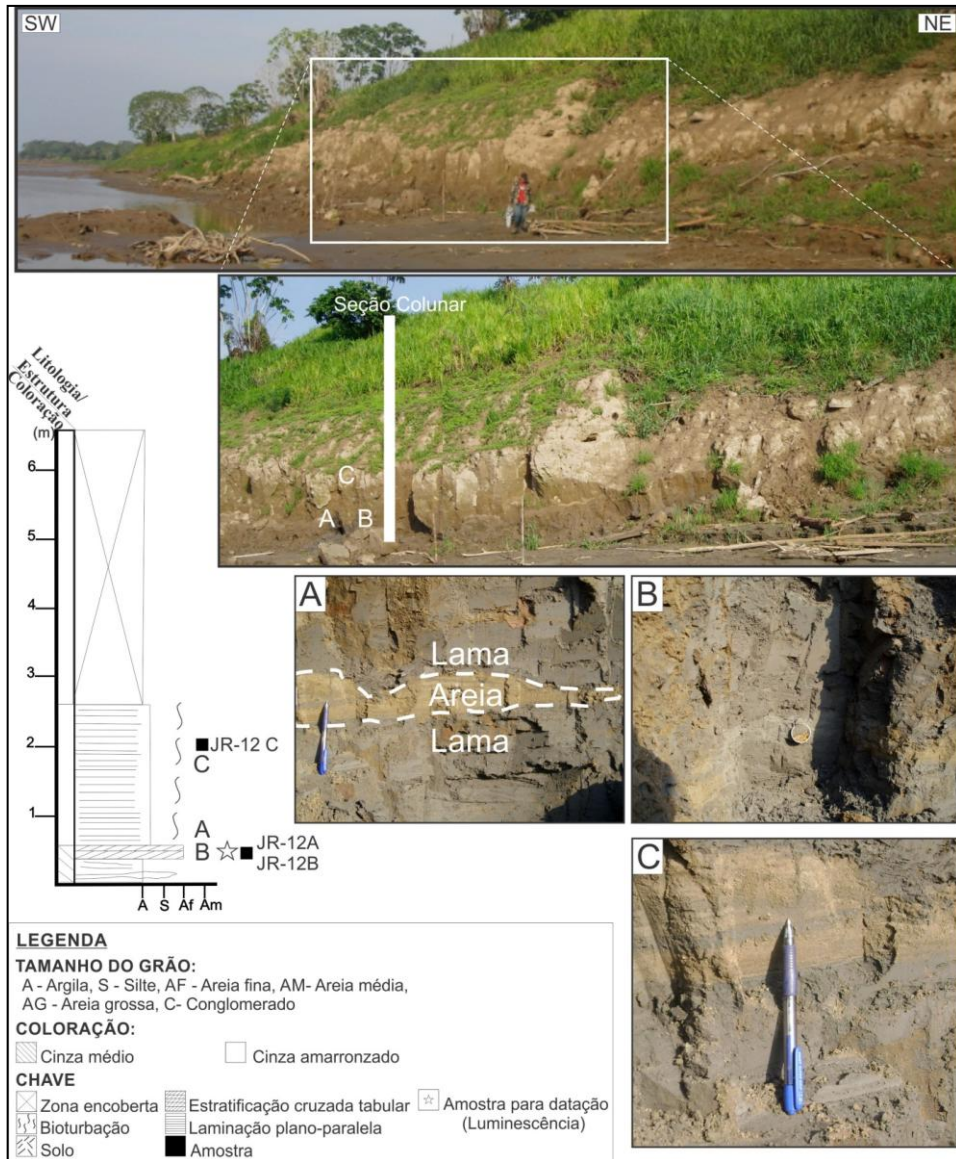


Figura 46: Seção panorâmica e colunar do afloramento (Ponto JR-12) do Terraço Inferior nas margens do Rio Solimões, destacando as delgadas intercalações das camadas de areia (branca) na lama (silte e argila) cinza que compõem a EHI (Detalhe A). O detalhe B mostra o local de coleta de amostra para a datação por luminescência de cristais, enquanto o C ilustra a laminação plano-paralela na lama, definida por intercalações milimétricas de areia fina.



Figura 47: Afloramento (Ponto RG-36) do Terraço Inferior destacando as intercalações de areia (coloração esbranquiçada a amarelada) e lama (coloração cinza) na parte superior do afloramento que definem a estratificação plano-paralela. Na base do afloramento ocorrem sets arenosos de estratificação cruzada.



Figura 48: Afloramento (Ponto RG-35) do Terraço Inferior mostrando a predominância das camadas de lama (silte a argila) sobre as de areia, que definem os pares da estratificação heterolítica inclinada.

7.1.3 Depósitos Aluvionares Recentes

Essa unidade é pouco representativa na área de estudo, não sendo delimitada no mapa geológico, sendo mais evidente durante os períodos mais secos (vazantes dos rios). Ocorre predominantemente na forma de barras de acreção nas margens dos canais e ilhas, atinge dimensões quilométricas e forma ilhas com até 5 km de extensão. Internamente, estes depósitos são compostos principalmente por sedimentos arenosos de granulometria média, bem selecionados a moderadamente selecionados (Tabela 5). Internamente, apresentam estratificações plano-paralela e cruzada acanalada (Figura 49).



Figura 49: A) Seção panorâmica mostrando as barras arenosas recentes depositadas no Rio Purus (Ponto JR-21). Barras arenosas com planos da estratificação plano-paralela (detalhe B) e cristas sinuosas (setas no detalhe C).

7.1.4 Análises Granulométricas

Foram analisadas granulometricamente 9 amostras coletadas nas diversas unidades quaternárias analisadas (terraços superior, intermediário e inferior e depósitos recentes). Nestas unidades predominam sedimentos arenosos finos a médios, que variam de moderadamente a bem selecionado (Tabela 4 e Tabela 5 e Figura 50 e Figura 51).

Tabela 4: Parâmetros estatísticos obtidos (segundo Folk & Ward 1957) nas amostras arenosas analisadas por meio do *software* Sysgran 3.0.

Unidade	Ponto	Média	Mediana	Seleção	Assimetria	Curtose
Depósito Recente	JR-21 A	1,284	1,328	0,540	-0,161	0,8534
Depósito Recente	JR-23.1 A	1,455	1,437	0,439	0,051	1,013
Terraço Inferior	JR-04 A	2,084	2,106	0,377	0,023	0,9539
Terraço Inferior	JR-05 A	2,996	2,957	0,362	0,211	0,8568
Terraço Intermediário	JR-38 B	2,163	2,141	0,472	0,103	0,8927
Terraço Superior	JR-22 C	1,927	1,850	0,461	0,280	1,274
Terraço Superior	JR-22 D	1,861	1,807	0,446	0,170	1,313
Terraço Superior	JR-29 A	2,764	2,739	0,534	0,114	1,006
Terraço Superior	JR-41 A	2,228	2,159	0,574	0,241	1,026

Tabela 5: Tabela com a classificação simplificada de Folk & Ward (1957) baseada nos parâmetros estatísticos por meio do *software* Sysgran 3.0 realizadas nas amostras arenosas.

Unidade	Ponto	Seleção	Classificação	Curtose	Classificação
Depósito Recente	JR-21 A	Moderadamente selecionado	Negativa	Platicúrtica	Areia média
Depósito Recente	JR-23.1 A	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	Areia média
Terraço Inferior	JR-04 A	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica	Areia fina
Terraço Inferior	JR-05 A	Bem selecionado	Positiva	Platicúrtica	Areia fina
Terraço Intermediário	JR-38 B	Bem selecionado	Positiva	Platicúrtica	Areia fina
Terraço Superior	JR-22 C	Bem selecionado	Positiva	Leptocúrtica	Areia média
Terraço Superior	JR-22 D	Bem selecionado	Positiva	Leptocúrtica	Areia média
Terraço Superior	JR-29 A	Moderadamente selecionado	Positiva	Mesocúrtica	Areia fina
Terraço Superior	JR-41 A	Moderadamente selecionado	Positiva	Mesocúrtica	Areia fina

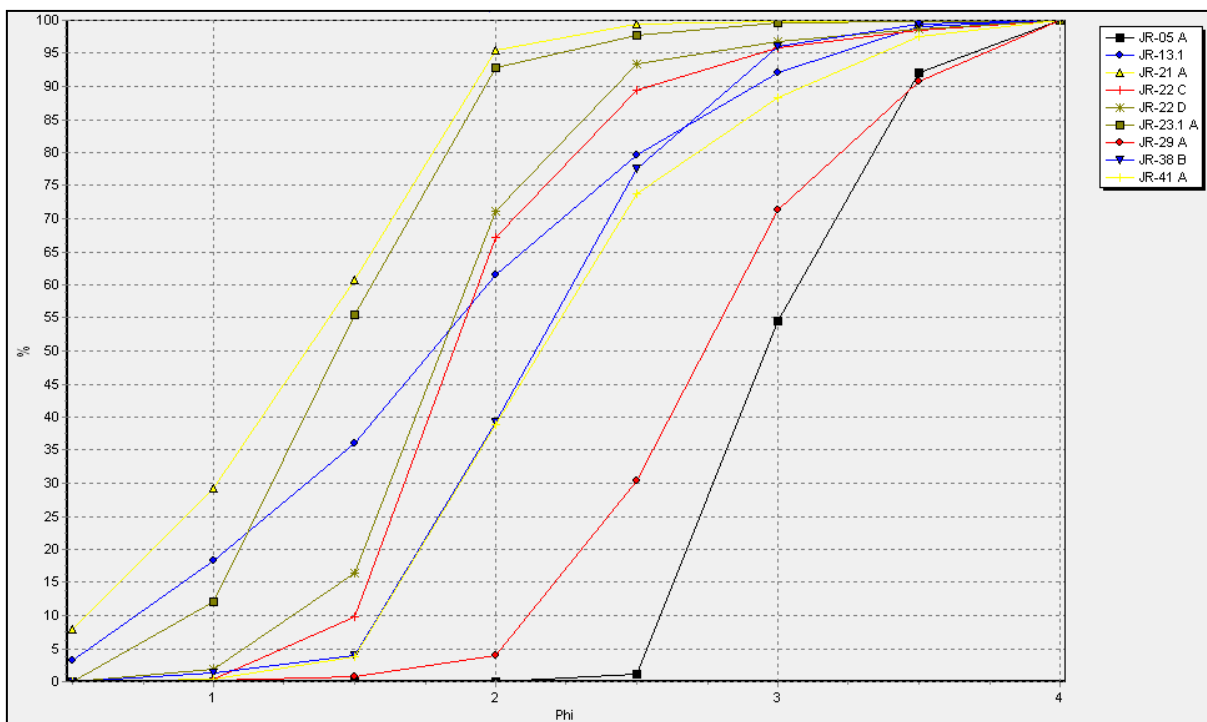


Figura 50: Gráfico de Frequência Acumulada das amostras dos depósitos estudados: Depósito Recente (JR-21A; JR-23.1A), Terraço Inferior (JR-04A; JR-05A), Terraço Intermediário (JR-38B), Terraço Superior (JR-22C; JR-22D; JR-29A; JR-41A) e Embasamento (JR-13.1).

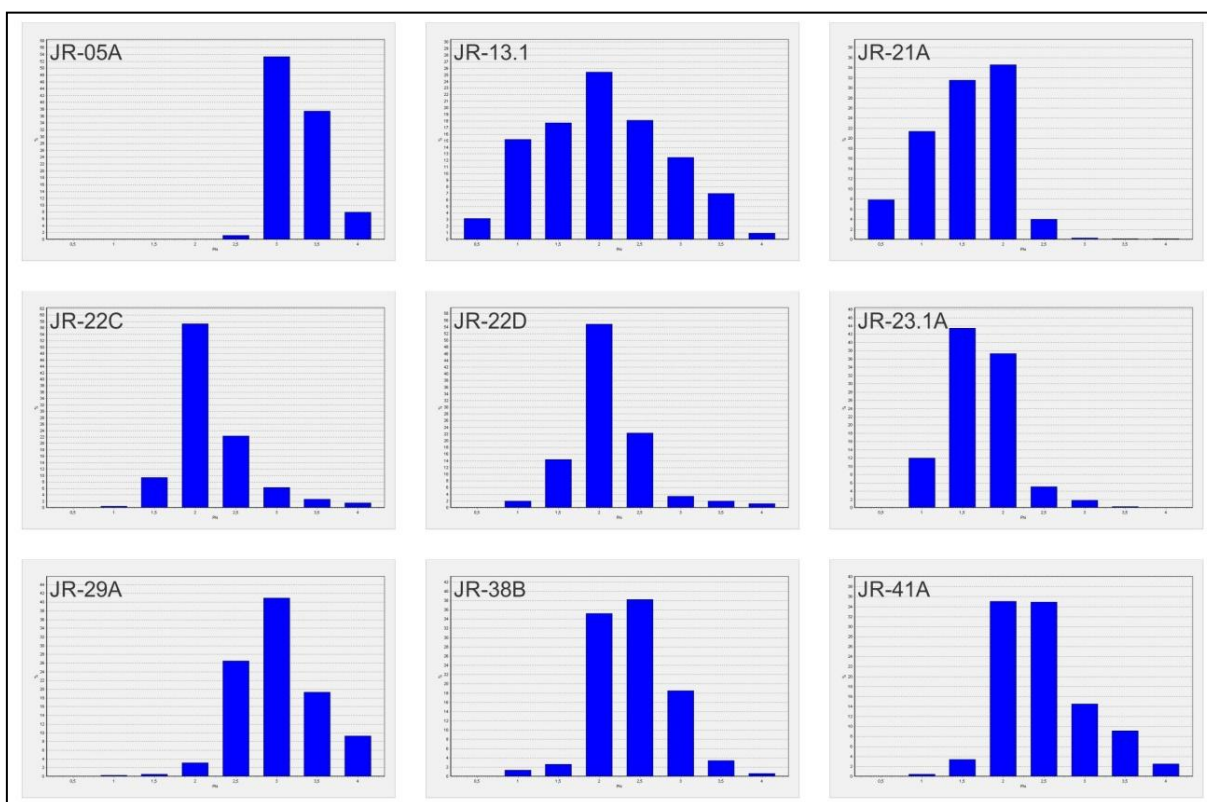


Figura 51: Histogramas obtidos no aplicativo SysGran 3.0 por meio dos dados granulométricos das amostras estudadas nos depósitos recentes (JR-21A; JR-23.1A), terraço Inferior (JR-04A; JR-05A), terraço intermediário (JR-38B), terraço superior (JR-22C; JR-22D; JR-29A; JR-41A) e embasamento (JR-13.1).

7.1.5 *Evidências de Paleocanais*

A integração dos dados de sensores remotos (imagens Landsat-8, ALOS PALSAR e dados SRTM) com os de campo e da literatura geológica regional, permitiu a delimitação de três feições de paleocanais, distribuídos nas unidades de terraços Inferior, Intermediário e Superior (Figura 52). As imagens ópticas (Landsat-8) e de radar (ALOS PALSAR) são uma excelente ferramenta para a delimitação das formas, limites e morfologia deposicional (linhas de acreção) destas paleogeofomas.

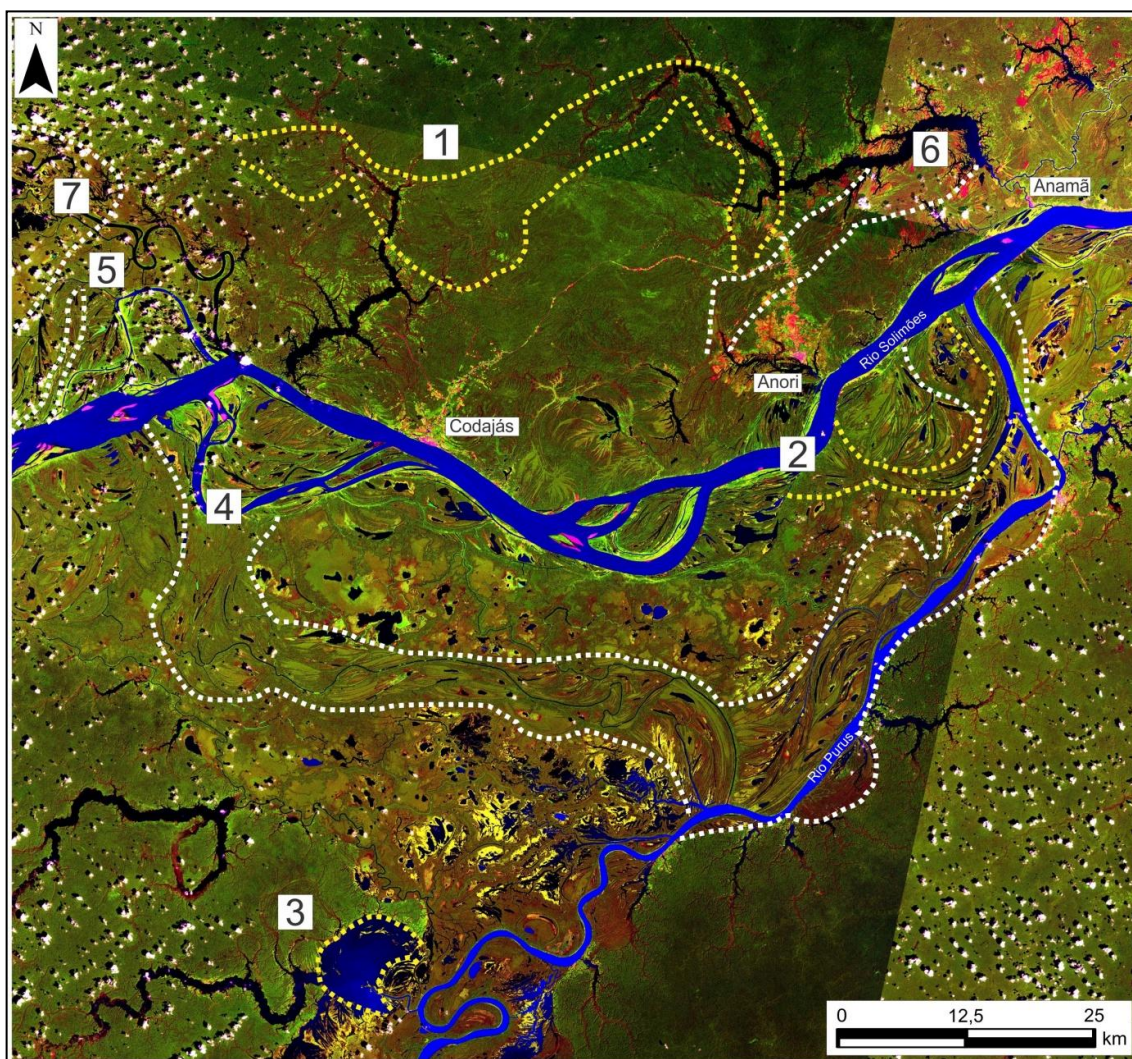


Figura 52: Mosaico Landsat das principais feições de paleocanais da Amazônia Ocidental (linhas pontilhadas branca e amarela), descritos na literatura geológica e neste estudo. Os paleocanais 1, 2 e 3 foram definidos no presente estudo com base em dados morfológicos obtidos nas imagens Landsat-8, ALOS-PALSAR e SRTM. Os demais foram identificados nos estudos de Latrubesse & Franzinelli (2002) (paleocanal 4), Teixeira & Soares (2011) (paleocanais 4, 5 e 6) e Mertes *et al.* (1996) e Horbe *et al.* (2011) (paleocanal 7).

O relevo dissecado do Terraço Superior, bem como a vegetação de grande porte que se instalou sobre esta unidade, ajuda a atenuar o contraste gerado entre as feições morfológicas dos paleocanais e o relevo circundante. Apesar da redução de contraste, a delimitação das

geoformas neste terraço foi possível em função da diferença entre os padrões de drenagens (dendrítico a subdendrítico) que predominam neste terraço e a morfologia de barras alongadas, características dos paleocanais. De forma complementar, as variações topográficas obtidas por meio do Modelo Digital de Elevação, permitem definir também os limites topográficos entre os terraços Intermediário e Inferior.

O contraste entre a vegetação de maior porte, identificada sobre o Terraço Intermediário e a pioneira desenvolvida dentro dos limites dos paleocanais ajudam a delinear as feições de paleocanais, que também se destacam devido o preenchimento sedimentar predominantemente arenoso, conforme observado na Figura 53. Além disso, nos limites internos do paleocanal 4 (identificado por Latrubesse & Franzinelli, 2002) ocorre alta densidade de linhas de acreção, com várias direções de truncamentos, que contrastam com o relevo plano do Terraço Intermediário, conforme observado no paleocanal 4 da Figura 52.



Figura 53: Seção transversal NW-SE (A) e NE-SW (B) do Paleocanal 4 da Figura 52 (indicação por seta vermelha) na margem direita do rio Solimões. A diferença de vegetação marca o limite da geoforma sobre o terraço fluvial circundante. No paleocanal predomina vegetação gramínea e sedimentação arenosa (Detalhes C e D), que contrasta com a vegetação de maior porte do terraço. O detalhe E mostra os depósitos arenosos com estratificação cruzada tabular do paleocanal. O detalhe F indica o local de coleta de amostra para datação por termoluminescência de cristais.

No Terraço Inferior foram observadas as menores feições desta geoforma, como na Figura 54, onde ocorre paleocanal truncando esta unidade. Este paleocanal exhibe forma arqueada, com dezenas de metros de extensão e cerca de 1 metro de espessura, preenchido por sedimentos areno-siltico-argilosos, com fragmentos de cerâmica indígena (pré-colonial) retrabalhados, onde muitos fragmentos mostram-se imbricados, indicando o sentido do paleofluxo.

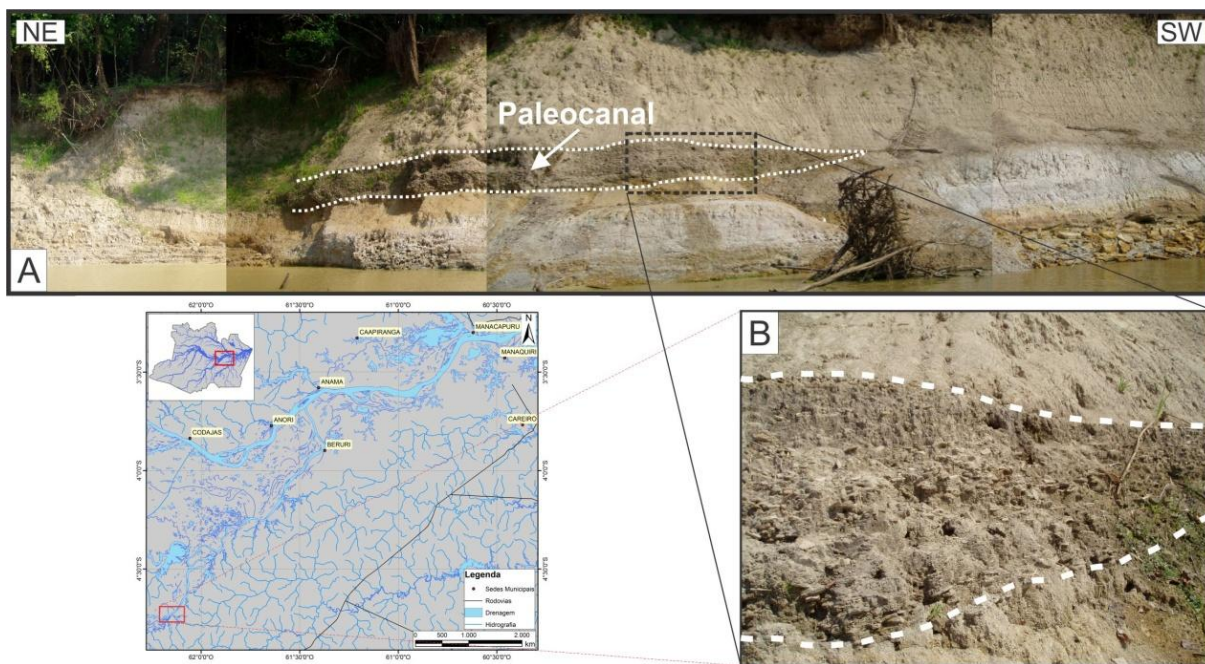


Figura 54: Seção panorâmica do Terraço Inferior (Ponto JR-23) nas margens do Rio Purus, destacando a feição de paleocanal preenchido por sedimento areno-siltico-argiloso e fragmentos de cerâmica indígena (pré-colonial). As linhas tracejadas indicam os limites externos do paleocanal, detalhado em B.

7.1.6 Idades das Unidades Quaternárias

O arcabouço estratigráfico das unidades sedimentares quaternárias da área de estudo foi embasado em dados de datações por luminescência de cristais e radiocarbono, os quais foram integrados aos dados de idades publicados na literatura geológica regional (Latrubesse & Franzinelli, 2002; Rossetti *et al.*, 2005; Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010; CPRM, 2010; Horbe *et al.*, 2011; Rozo *et al.*, 2012; Ferreira, 2013; Gonçalves Júnior, 2013; Fiore *et al.*, 2014). As idades utilizadas neste estudo, fazem parte dos projetos CPRM (2010b) e FAPEAM/MCT/CNPQ-INFRA N° 012/2009 (Fiore *et al.*, 2014), conforme discussão no item 6.1.

As unidades de terraços fluviais quaternários descritos no trecho entre Codajás e Manacapuru, apresentaram idades variando de 204.596 ± 54.672 a 750 ± 90 anos AP (Tabela 6, Figura 55 e Figura 56). O Terraço Superior exibe idades entre 204.596 ± 54.672 a 55.000 ± 4.450 anos AP, o Intermediário entre 37.240 ± 4.980 e 28.400 ± 1.755 anos AP, e Inferior no intervalo de 9.315 ± 490 a 750 ± 90 anos AP. O depósito do paleocanal 4 (Figura 52), desenvolvido sobre o Terraço Intermediário, apresenta idade de 4.475 ± 700 anos.

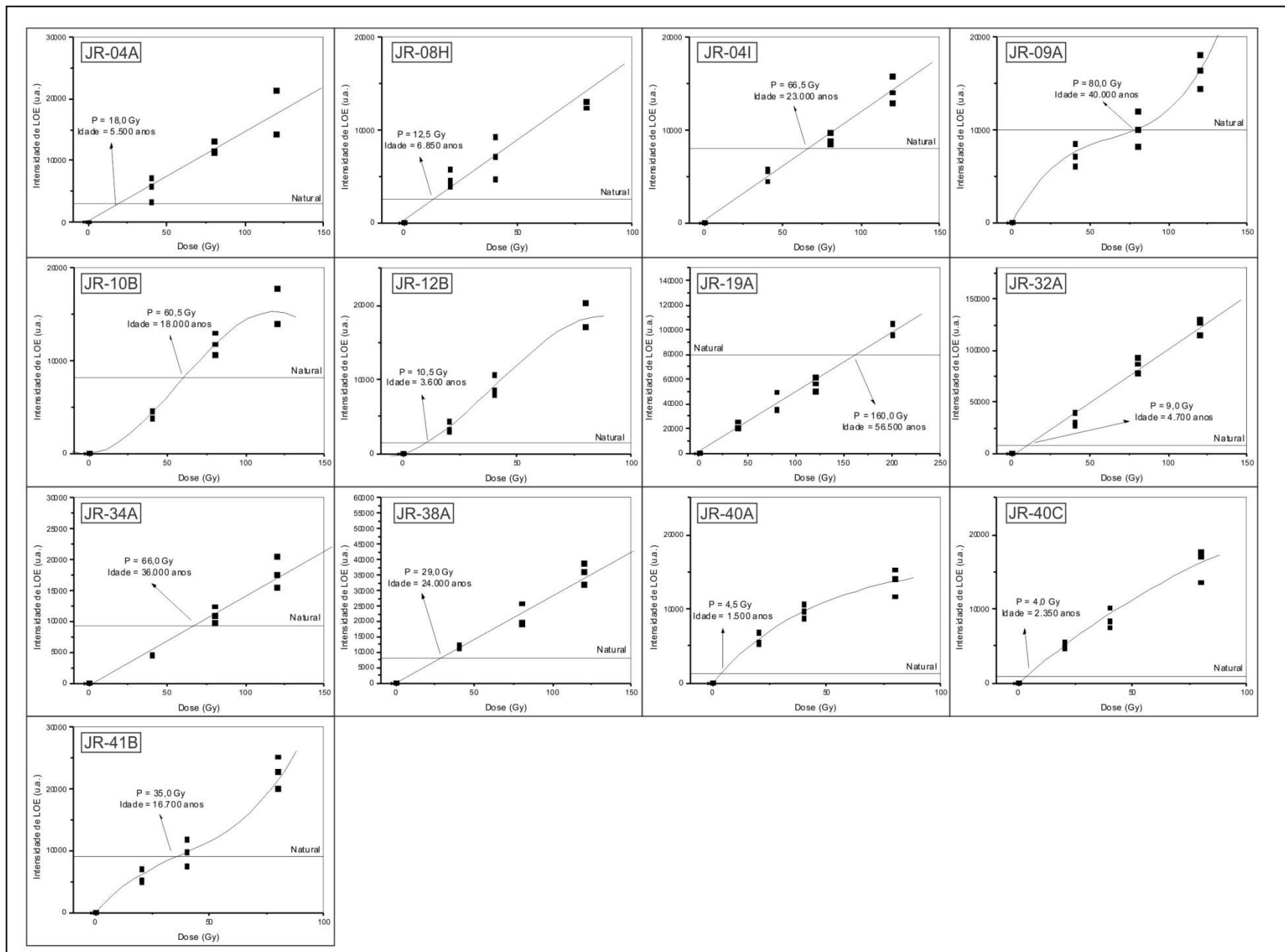


Figura 55: Gráficos das idades de algumas amostras estudadas por termoluminescência de cristais (amostras com a sigla JR).

Tabela 6: Dados de idade por luminescência de cristais obtidas em diversas amostras dos terraços fluviais descritos na área de estudo. Os dados geocronológicos foram obtidos por meio dos projetos: *CPRM (2010b), uma parceria CPRM e UFAM, e **FAPEAM/MCT/CNPQ-INFRA N° 012/2009, que resultou no estudo de Fiore *et al.* (2014).

Unidades	Amostra	Idades SAR (anos)	Dose Anual ($\times 10^{-6}$ Gy/Ano)	Dose Equivalente (Gy)	Fonte
Terraço Inferior	JR-40A	750 \pm 90	2935 \pm 240	2,2 \pm 0,2	CPRM (2010b)*
Terraço Inferior	JR-40C	880 \pm 180	1700 \pm 70	1,5 \pm 0,3	CPRM (2010b)*
Terraço Inferior	JR-12B	1.990 \pm 275	2870 \pm 265	5,7 \pm 0,6	CPRM (2010b)*
Paleocanal	JR-32A	4.475 \pm 700	1900 \pm 200	8,5 \pm 1,0	CPRM (2010b)*
Terraço Inferior	RG-35 A	5.434 \pm 1.243	2.024 \pm 362	11 \pm 3	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Inferior	JR-04A	6.400 \pm 1.070	3280 \pm 450	21 \pm 2	CPRM (2010b)*
Terraço Inferior	JR-08H	9.315 \pm 490	1825 \pm 90	17,0 \pm 0,3	CPRM (2010b)*
Terraço Intermediário	JR-10B	28.400 \pm 1.755	3380 \pm 180	96 \pm 3	CPRM (2010b)*
Terraço Intermediário	JR-41B	33.335 \pm 3.125	2100 \pm 175	70 \pm 3	CPRM (2010b)*
Terraço Intermediário	JR-08I	37.240 \pm 4.980	2900 \pm 280	108 \pm 10	CPRM (2010b)*
Terraço Superior	JR-09B	55.000 \pm 4.450	2000 \pm 100	110 \pm 7	CPRM (2010b)*
Terraço Superior	JR-34A	61.580 \pm 4.725	1835 \pm 115	113 \pm 5	CPRM (2010b)*
Terraço Superior	JR-38A	68.595 \pm 4.355	1210 \pm 50	83 \pm 4	CPRM (2010b)*
Terraço Superior	RG-34 A	82.565 \pm 14.665	1.187 \pm 151	98 \pm 23	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Superior	RG-24 A	95.825 \pm 19.367	1.649 \pm 251	158 \pm 37	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Superior	RG-27 A	102.195 \pm 17.018	1.282 \pm 149	131 \pm 11	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Superior	RG-14 A	104.197 \pm 23.402	873 \pm 152	91 \pm 7,7	CPRM (2010b)*
Terraço Superior	RG-29 A	111.847 \pm 20.460	1.368 \pm 182	153 \pm 28	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Superior	RG-28 A	138.963 \pm 19.436	1.007 \pm 91	140 \pm 30	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Superior	RG-33 A	181.123 \pm 33.672	1.270 \pm 173	230 \pm 73	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Superior	RG-03 A	181.638 \pm 43.082	826 \pm 155	150 \pm 11	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Superior	RG-04 A	195.476 \pm 50.969	645 \pm 136	126 \pm 21	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Terraço Superior	RG-20 A	204.596 \pm 54.672	792 \pm 172	162 \pm 16	Fiore <i>et al.</i> (2014)**
Unidade Cretácea-Miocena	JR-19A	Muito Antigo	2830 \pm 160	Muito Antigo	CPRM (2010b)*

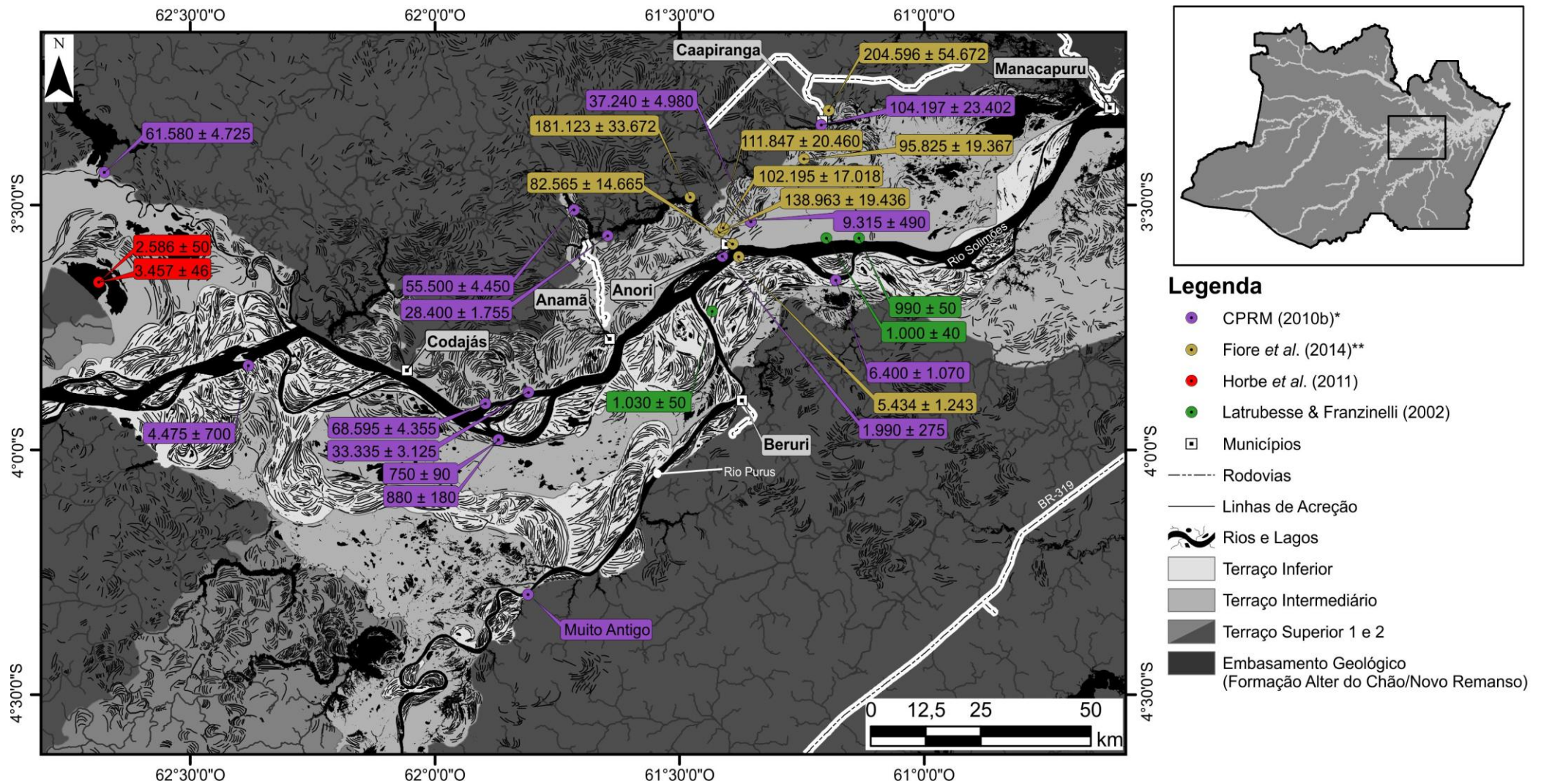


Figura 56: Mapa com dados de idades dos terraços fluviais quaternários da área de estudo. A maioria dos dados geocronológicos foram obtidos por meio dos projetos: *CPRM (2010b), uma parceria CPRM e UFAM, e **FAPEAM/MCT/CNPQ-INFRA N° 012/2009, que resultou no estudo de Fiore *et al.* (2014). As demais idades foram obtidas dos trabalhos de Latrubesse & Franzinelli (2002) e Horbe *et al.* (2011).

7.1.7 Contexto tectônico da área de estudo

Na área investigada ocorrem alinhamentos estruturais desenvolvidos principalmente sobre as unidades do embasamento cretáceo-mioceno e dos terraços fluviais (TS, TI, TInf). Associado aos principais alinhamentos estruturais se implantou a rede de drenagem do sistema fluvial Solimões-Amazonas. O limite em área entre o Terraço Superior 1 e 2 é marcado por um lineamento estrutural N55°E, o qual é concordante com os alinhamentos dos rios Solimões e Purus e do Lago Aiapuá (localizado 100 km a montante de Beruri) no trecho entre Anamã e Anori, também descritos nos estudos de Costa *et al.* (1996) e Ribeiro *et al.* (2009).

Em diversos locais da área de estudo é possível observar evidências da atividade neotectônica no desenvolvimento da rede de drenagem, como os alinhamentos dos rios (principalmente nas direções NE-SW, NW-SE, E-W) e as “quebras em cotovelo” (Figura 57). Como exemplo típico, a geração do Lago Acará é função do deslocamento do Terraço Superior e possivelmente também o Intermediário, em função da movimentação transcorrente dextral gerado na direção NE-SW (Figura 57).

Com base nos lineamentos obtidos por interpretação das imagens Landsat-8 e sua plotagem no diagrama de rosetas, foi possível identificar duas tendências principais de lineamentos nas direções NW-SE e NE-SW, apresentando diferença angular de 60° e 120°, e uma terceira subordinada com diferença angular de aproximadamente 60° (direção N-S) as quais foram associadas a esforços transcorrentes dextrais.

A primeira tendência, com direção principal N65°W, constata segmentos longos do trecho de contato do Terraço Superior com o Intermediário e/ou Inferior na porção oeste da área de estudo, e a direção principal do rio Solimões na região de Codajás (Figura 58). A segunda tendência, com direção principal N55°E, controla o canal do rio Solimões no trecho entre Anamã e Anori e também na região a montante de Manacapuru, assim como diversos canais de ordem inferior ao canal principal, observados em alguns afluentes como, por exemplo, os tributários Purus, Madeira e Juruá. Esta tendência também marca o contato do Terraço Superior com o Terraço Intermediário e/ou Inferior, e o limite do Terraço Superior 1 e 2. Nas porções Norte e Sul do Terraço Superior, tributários exibem alinhamento preferencial N-S.

A integração destes lineamentos ajustam-se para um modelo de fraturamento não coaxial, representadas por estruturas tensivas NW-SE, e de encurtamento NE-SW, e subordinadamente uma estrutura discreta N-S. As duas tendências principais

encontradas apresentam direções médias N65°W e N55°E, onde teríamos o lineamento NW-SE representando a fratura de partição “T” (fratura de distensão) paralela ao esforço principal (σ_1), e o lineamento NE-SW representando as fraturas de cisalhamento “P” (sintéticas secundárias), e as estruturas N-S representada pelas fraturas de cisalhamento “X” (antitéticas secundárias), conforme demonstrado no modelo abaixo (Figura 59). Esta interpretação (Figura 59) está de acordo com os dados estruturais ressaltados por Caputo & Silva (1990) na Bacia do Solimões, onde foi definido o Megacisalhamento Solimões, direção geral NE-SW, com cerca de 1.300 km de extensão e 70 a 100 km de largura, estendendo-se da Bacia do Acre (oeste do Arco de Iquitos) até a Bacia do Amazonas (leste do Arco de Purus).

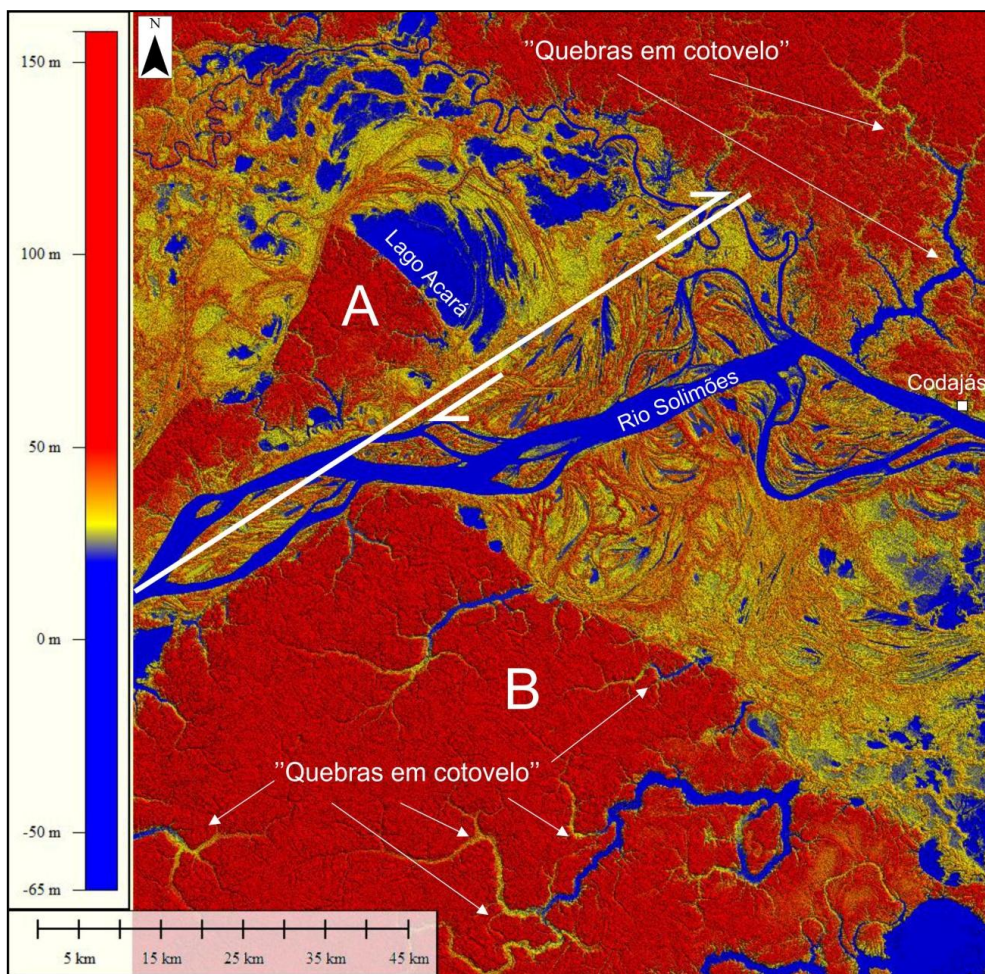


Figura 57: MDE obtido pelos dados SRTM mostrando o deslocamento do TS (blocos A e B) por um plano de falha de direção geral SW-NE (demonstrado por linha branca) e seu critério cinemático (setas brancas). As setas brancas indicam as “quebras em cotovelo” observadas na rede de drenagem.

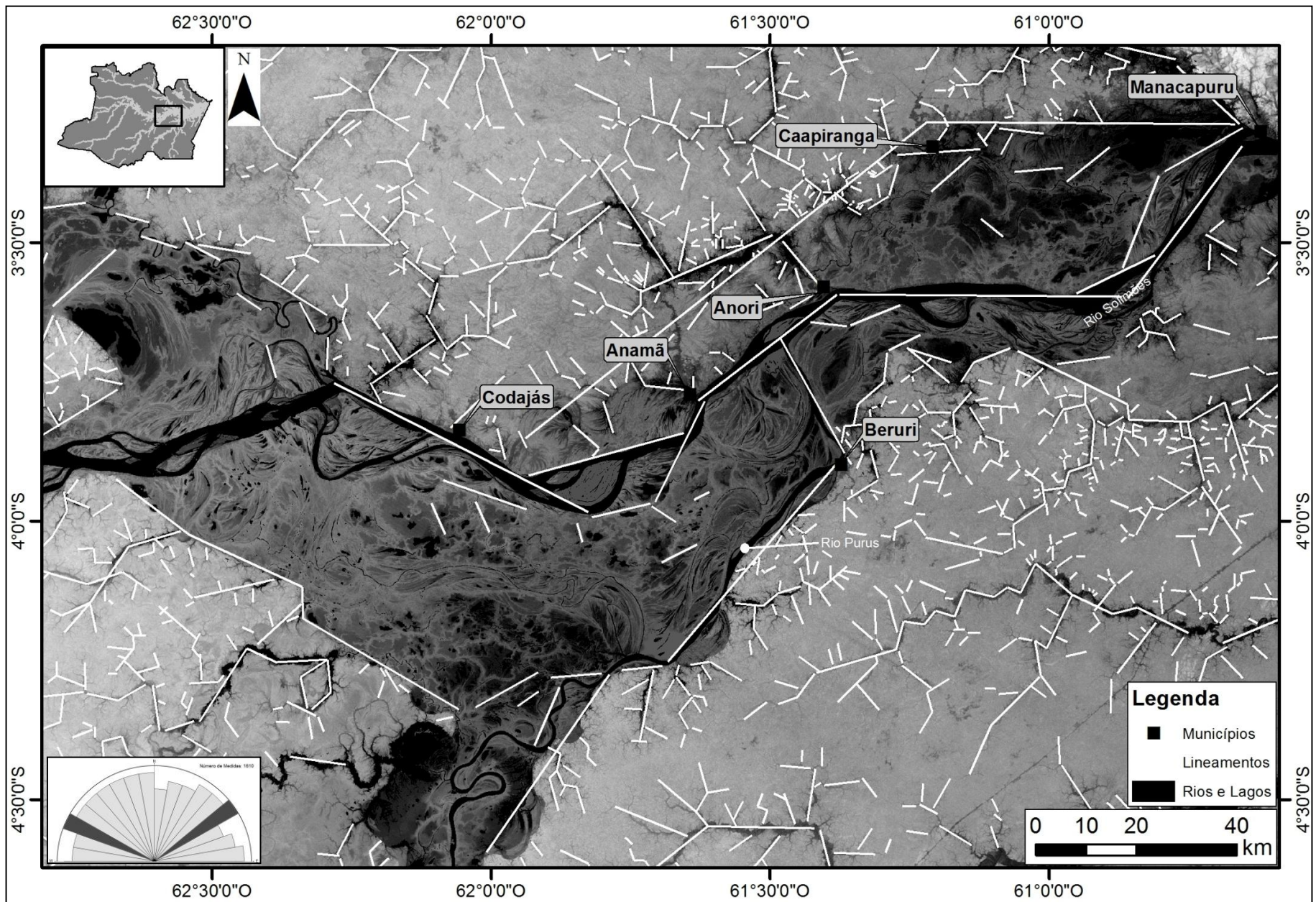


Figura 58: Mapa de lineamentos estruturais obtido neste estudo, sobreposto ao relevo sombreado gerado pelos dados SRTM, compilados aos dados estruturais de Costa *et al.* (1996) e Latrubesse & Franzinelli (2002).

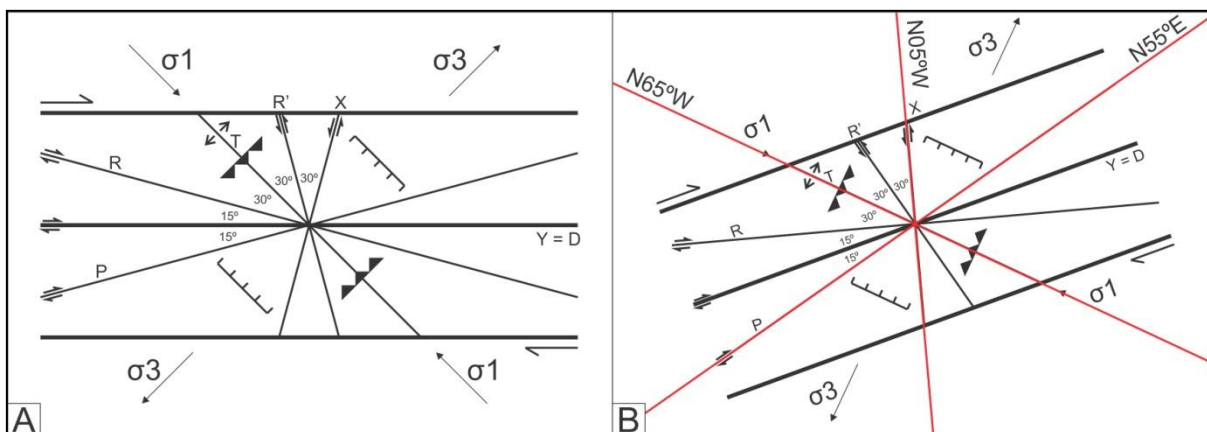


Figura 59: A) Modelo de Riedel (1929), sendo: T- fratura de partição (fratura de extensão ou distensão), R- fratura de cisalhamento de RIEDEL (sintética), R' - fratura de cisalhamento conjugada de RIEDEL (antitética), P e X- fraturas de cisalhamento (sintéticas secundárias), Y ou D - fratura de cisalhamento, que se forma paralelamente ao binário em casos extremos. B) Modelo de Riedel associado aos dois lineamentos principais encontrados na área de estudo (linhas vermelhas), sendo σ_1 - N65°W, σ_3 - N25°E, X- N05°W, P- N55°E, R' - N35°W, R- N85°E e Y ou D- N70°E.

Evidências da neotectônica têm sido descritas em diversos estudos regionais da Amazônia (Sternberg, 1950; Oliveira *et al.*, 1977; Franzinelli & Piuci, 1988; Igreja *et al.*, 1999; Franzinelli & Latrubesse, 1993; Latrubesse & Franzinelli, 2002), onde são observadas as tendências NW-SE e NE-SW. Estas tendências indicam pares conjugados interpretados como transtensivos dextrais também destacados nos trabalhos de Igreja *et al.* (1999) e Latrubesse & Franzinelli (2002) (Figura 58).

Dados estruturais descritos na Amazônia Ocidental por Igreja *et al.* (1999), Franzinelli & Igreja (1990), Franzinelli & Latrubesse (1993) e Franzinelli & Igreja (2002), mostram que os lineamentos e critérios cinemáticas da neotectônica regional estão diretamente relacionadas aos alinhamentos dos rios e mudanças bruscas na trajetória dos canais (zonas em cotovelo). Iriondo & Suguio (1981) e Iriondo (1982) também destacam a influência da neotectônica na estruturação e desenvolvimento da planície aluvial do Rio Solimões, no trecho entre o limite Brasil-Peru e a sua confluência com o Rio Negro, e Rio Amazonas até o Oceano Atlântico.

8 DISCUSSÕES

8.1 *Correlação das Unidades Quaternárias*

Na zona de confluência dos rios Solimões e Purus (Amazônia Ocidental) foi possível caracterizar 3 unidades de terraços fluviais (Superior - TS, Intermediário - TI e Inferior - TInf) dispostas em faixas quilométricas contínuas e alongadas, subparalelas ao sistema de canais dos rios. Estes terraços, em parte foram correlacionados às unidades quaternárias descritas nos estudos geológico regionais, que exibem idades, nomenclaturas e distribuição em área distintas, conforme mostrado abaixo.

As faixas de unidades geomorfológicas definidas nesta região por Latrubesse & Franzinelli (2002) (Figura 12), são similares às descritas neste estudo, onde as planícies Dominada por Barras e de Inundação Impedida, correspondem ao TI, e a unidade de Canal Dominado por Planície de Inundação ao TInf.

Das unidades definidas por Rossetti *et al.* (2004, 2005), os intervalos de idades definidos para Q1 (43.700 a 37.400 anos AP) e Q2 (27.200 anos AP), podem ser correlacionados ao TI (37.240 e 28.400 anos AP), o de Q3 (6.730 a 2.480 anos AP) ao TInf (9.315 a 750 anos AP) e o Q4 (240 a 130 anos AP) aos Depósitos Aluvionários Recentes.

As faixas do TS, TI e TInf deste estudo, mostram continuidade lateral em área e idades similares às descritas nos estudos de Soares (2007) (Figura 13), Gonçalves Júnior (2013), (Figura 14), Ferreira (2013) (Figura 15) e Rozo *et al.* (2012) (Figura 16), na região entre Manacapuru e Autazes. O intervalo de idade do TS (entre 55.000 e 204.596 anos AP) é similar ao definido para esta unidade a leste, nos estudos de Gonçalves Júnior (2013), entre 51.000 e 240.000 anos AP, e Soares (2007), entre 59.700 e 66.250 anos AP, enquanto a faixa de idade do TI (entre 28.400 e 37.240 anos AP) é correlata à definida por Gonçalves Júnior (2013), entre 19.100 e 31.000 anos AP. O intervalo de idade do TInf (entre 750 a 9.315 anos AP) é similar ao obtido por Soares (2007), de 6.000 a 30.000 anos AP, por Gonçalves Júnior (2013), de 2.000 a 18.300 anos AP, por Ferreira (2013), entre 1.300 e 11.900 anos AP e Rozo *et al.* (2012), entre 3.400 e 7.500 anos AP.

8.1.1 *Gênese das Turfas*

Depósitos de turfas têm sido descritos em depósitos aluviais quaternários das bacias do Amazonas e Solimões, associadas às fácies lamosas da planície amazônica (Rozo, 2004; CPRM, 2010a,b; Rozo *et al.*, 2012; Rossetti *et al.* 2014), entretanto, a escassez de dados descritivos detalhados, bem como a falta de relação espacial entre a turfa e as estruturas da

unidade hospedeira, tem dificultado a interpretação sobre sua gênese no ambiente fluvial amazônico. Segundo os dados descritivos destes autores, as turfas são constituídas por camadas descontínuas de matéria orgânica (folhas, galhos, sementes), de espessuras centimétricas a métricas, que exibem pequena expressividade em área, sendo classificados como imaturos (Rozo, 2004; Rossetti *et al.* 2014).

Os níveis de turfeiras estudados na planície aluvial do Rio Solimões, entre Manacapuru e Codajás, ocorrem associados aos pares de estratificação heterolítica inclinada dos terraços fluviais Inferior (Tinf) e Intermediário (TI). Em geral, exibem extensões e espessuras limitadas (escala decimétrica a métrica) e foram classificadas como pouco maduros, de caráter autóctone e alóctone, descrição no item 7.1.2.3 e ilustração nas Figura 41, Figura 42, Figura 44 e Figura 45.

No presente estudo, a gênese das turfeiras será discutida com base nas observações de campo, já que em vários locais da planície aluvial do Sistema Solimões-Amazonas, foram identificados acúmulos de material vegetal (incluindo troncos, galhos, folhas e sementes) na área de confluência de canais tributários maiores e menores, relacionados principalmente às drenagens de segunda e terceira ordem, respectivamente (Figura 60). A diferença na velocidade de fluxo das drenagens induz ao barramento do fluxo do canal menor pelo do maior, proporcionado à deposição da carga sedimentar (incluindo abundante material orgânico) e, conseqüentemente, a concentração de níveis de material vegetal acamadados, de extensão métrica. Se tais níveis forem soterrados durante a evolução do sistema fluvial, durante décadas ou milhares de anos, podem gerar camadas de turfas pouco compactas, semelhantes às observadas internamente nos depósitos dos terraços fluviais Intermediário (TI) e Inferior (Tinf) da área estudada.

A ausência de turfas nos depósitos do Terraço Superior, não é indicativo de não-deposição, mas pode estar relacionada à intensa ferruginização e pedogênese que esta unidade foi submetida nos últimos 200.000 anos, que podem ter degradado a matéria orgânica e destruído seus vestígios.

Em regiões de climas quentes e úmidos, como na planície amazônica, a atividade microbiana é intensa, causando oxidação da matéria orgânica em condições superficiais (aeróbicas), entretanto, quando a matéria orgânica é soterrada e alcança maiores profundidades, conseqüentemente é submetida a menor quantidade de oxigênio (condições anaeróbicas), com predomínio de um pH ácido, entre 3 e 6, corroborando para a diminuição

da atividade de microrganismos e preservação da matéria orgânica depositada (Sallun & Sallun Filho, 2008).



Figura 60: Zonas de acúmulo de material vegetal nos depósitos aluviais do sistema Solimões-Amazonas, destacando a zona de confluência entre dois tributários de segunda e terceira ordem (Ponto JR-27), conforme ilustrado no detalhe A. Os detalhes B e C mostram o acúmulo de material orgânico (incluindo principalmente trocos, galhos e folhas) acamadados, que podem evoluir para o desenvolvimento das turfas.

Em geral, as turfas são formadas em ecossistemas de zonas úmidas, exibem coloração castanha escura, marrom ou preta, e são constituídas principalmente por organossolos (solos poucos evoluídos, ricos em matéria orgânica), que incluem fibras vegetais, folhas, raízes, flores, sementes, entre outros (Suguió, 1991; Cortizas & Pombal, 2001; IPCC, 2001). O acúmulo de extensos depósitos de turfas geram as Turfeiras, que exibem extensão quilométrica e espessura centimétrica a métrica, onde os restos vegetais ainda preservam as estruturas internas, que permitem identificar as plantas que lhe deram origem. Internamente, exibem estrutura acamadada, desenvolvida em função do crescimento da vegetação e mudanças sazonais, freáticas, climáticas e físico-químicas das águas (Gignac, 1994), os quais são fatores condicionantes para a sua geração. O tempo de desenvolvimento é variável, entre dez mil anos (Toledo, 1999; Franchi, 2000) até centenas de milhares de anos (IPCC, 2001).

Esse tipo de depósito é gerado a partir da deposição e decomposição lenta ou incompleta da matéria orgânica, em zonas pantanosas ou alagadas, como as várzeas de rios, planícies costeiras e regiões lacustres (Makaske, 2001) e seu desenvolvimento está condicionado a um equilíbrio hídrico positivo, ou seja, quando as taxas de perda de água e evaporação são superadas pela taxa de precipitação (Cortizas & Pombal, 2001). Nestas regiões, a baixa oxigenação no meio aquoso e a alta umidade (cerca de 65 a 95% de água), de forma temporária ou permanente, ocasionam a preservação e evolução da maturação da matéria orgânica acumulada (CESP, 1985; Franchi, 2000; Cortizas & Pombal, 2001; IPCC, 2001, Makaske, 2001; Sallun & Sallun Filho, 2008).

8.2 Dinâmica Fluvial Holocênica do Sistema Solimões-Amazonas (Artigo Submetido)

The screenshot shows the submission page for article #324 on the PPEGeo platform. The page is titled "Geologia USP. Série Científica" and includes navigation links for "PÁGINA INICIAL", "SOBRE", "PÁGINA DO USUÁRIO", and "NOTÍCIAS". The breadcrumb trail is "Página inicial > Usuário > Autor > Submissões > #324 > Avaliação".

#324 Sinopse

RESUMO | **AVALIÇÃO** | EDIÇÃO

Submissão

Autores	Marcel Silva Passos
Título	DINÂMICA FLUVIAL HOLOCÊNICA DO SISTEMA FLUVIAL SOLIMÕES-AMAZONAS, NO TRECHO ENTRE OS RIOS PURUS E NEGRO (BACIA DO AMAZONAS), POR MEIO DA ANÁLISE MULTITEMPORAL DE IMAGENS LANDSAT-5/TM
Seção	Artigos
Editor	Nanci Assakura

Avaliação

Rodada 1

Versão para avaliação	GUSPSC-324-324-1707-2-RV.PDF	2015-10-20
Iniciado		2016-01-12
Última alteração		2016-06-01
Arquivo enviado		Nenhum(a)
Versão do editor	324-1758-1-ED.PDF	2015-10-20
	GUSPSC-324-324-1758-2-ED.PDF	2016-06-22
Versão do autor	GUSPSC-324-324-2362-1-ED.DOCX	2016-06-22

Rodada 2

Versão para avaliação	324-1707-3-RV.PDF	2016-06-22
Iniciado		2016-06-22
Última alteração		2016-07-12
Arquivo enviado		Nenhum(a)

Decisão Editorial

Decisão	—
Notificar editor	Comunicação entre editor/autor 2016-06-01
Versão do editor	324-1758-3-ED.PDF 2016-06-22
Versão do autor	Nenhum(a)
Transferir Versão do Autor	<input type="button" value="Selecionar arquivo..."/> Nenhum arquivo selecionado. <input type="button" value="Transferir"/>

Figura 61: Artigo submetido no dia 14 de setembro de 2015, aceito com correções no dia 01 de junho de 2016 e submissão corrigida enviada no dia 22 de junho de 2016, aguardando o segundo parecer.

ANÁLISE MULTITEMPORAL DO SISTEMA FLUVIAL SOLIMÕES-AMAZONAS ENTRE OS TRIBUTÁRIOS PURUS E NEGRO, AMAZÔNIA OCIDENTAL

Multitemporal analysis of Solimões-Amazonas river system between tributaries Purus and Negro, Amazon West

Marcel Silva Passos¹, Emílio Alberto Amaral Soares²

^{1,2}Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO), Departamento de Geociências (DEGEO) da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), Campus Universitário, CEP 69077-000, Manaus, AM, BR (marcel.silva.k2@gmail.com¹; easoares@ufam.edu.br²)

Resumo: Nas últimas décadas as feições geomorfológicas de trechos do sistema fluvial Solimões-Amazonas têm sido estudadas por meio de imagens de sensores remotos, aliados a dados de análise multitemporal, destacando principalmente as modificações morfológicas das planícies aluviais e canais deste sistema. Os primeiros estudos utilizavam bases cartográficas de menor precisão em comparação às atuais e não consideravam alguns fatores como a cota dos rios, tipos de sensores e imprecisões na aquisição dos dados, o que diminui a acurácia dos dados. Atualmente, dentre os fatores mais enfatizados na análise deste sistema fluvial, se destaca a taxa de migração dos canais e a definição do estilo fluvial em diferentes trechos, que variam entre os tipos mais conhecidos na literatura. Este trabalho demonstra por meio da análise multitemporal de imagens Landsat-5/TM a fase final de evolução do sistema fluvial Solimões-Amazonas, no trecho entre os tributários Purus e Negro, entre os anos de 1991 e 2011. As interpretações indicam uma leve predominância dos processos deposicionais em relação aos erosivos no trecho analisado, com áreas de 8,56 km² e 6,86 km², respectivamente, obtendo-se assim uma taxa de migração média de 0,32%/ano. Os processos deposicionais se concentram principalmente na parte convexa dos meandros e nas áreas à jusante das ilhas, incluindo a formação de novas ilhas, e os erosivos na parte côncava dos meandros e a montante das ilhas. Apesar da dinâmica de erosão e deposição observada no trecho estudado deste sistema, foi possível constatar o elevado padrão de estabilidade dos canais, o qual é coerente com dados batimétricos e de taxa de migração de estudos geológicos regionais, que ajudam a caracterizar o atual estilo fluvial *anabranching*.

Palavras-Chave: Sensoriamento Remoto; Terraços Fluviais; Sistema Fluvial Solimões-Amazonas; *Anabranching*.

Abstract: In recent decades geomorphological features excerpts from the Solimões-Amazonas river system have been studied by means of remote sensing images, combined with multitemporal analysis, mainly highlighting the morphological changes in floodplains and channels of the system. Early studies used cartographic databases of lower accuracy compared with the presents and did not consider such factors as the height of rivers, types of sensors and inaccuracies in data acquisition, which reduces the accuracy of the data. Currently, among the most emphasized factors in the analysis of this river system, there is the migration rate of the channels and the definition of fluvial style in different sections, ranging from the most well-known brands in the literature. This work demonstrates through multi-temporal analysis of Landsat-5/TM images the final stage of evolution of the river Solimões-Amazonas, in the stretch between the tributaries Purus and Negro, between the years 1991 and 2011. The interpretations indicate a slight predominance of depositional in relation to the erosive processes along the analyzed stretch, with areas of 8.56 km² and 6.86 km², respectively, thereby obtaining an average migration rate of 0.32%/year. The depositional processes are mainly concentrated in the convex part of the meanderings and areas downstream of the islands, including the formation of new islands, and the erosion in the concave part of the meanderings and upstream of the islands. Despite the dynamics of erosion and deposition observed in the study of the system, it was possible to find the high standard of stability of the channels, which is consistent with bathymetric data and migration rate of regional geological studies, which help characterize the present *anabranching* fluvial style.

Keywords: Remote Sensing; Fluvial Terraces; River System Solimões-Amazonas; *Anabranching*.

INTRODUÇÃO

Desde a década de 70, os rios amazônicos têm sido investigados por meio de produtos de sensores remotos, que mostram um padrão misto, envolvendo principalmente os estilos de canais retilíneos, meandantes e entrelaçados definidos por Leopold e Wolman (1957), além das formas transicionais e anastomosadas (Knighton, 1998), tradicionalmente reconhecidas na literatura e enfatizadas por Miall (1977) e Schumm (1977). Atualmente, o sistema fluvial Solimões-Amazonas tem sido classificado como *anabanching* por Latrubesse (2008) ou *anastomosing* por Kalliola *et al.* (1992), Mertes *et al.* (1996), Latrubesse e Franzinelli (2002), Rozo (2004) e Rozo *et al.* (2012). O termo *anabanching* tem sido utilizado para caracterizar uma rede interconectada de canais separados por ilhas vegetadas e planícies de inundação, aplicado a qualquer tipo padrão de multicanais (Nanson e Knighton, 1996), enquanto rios *anastomosing* correspondem a um tipo de baixa energia, dentro do estilo *anabanching*, com planície de inundação rica em matéria orgânica e coesiva (Nanson e Knighton, 1996; Makaske, 2001).

Nas últimas décadas, a análise multitemporal do sistema Solimões-Amazonas tem sido analisada principalmente com base em produtos de sensores remotos. Um dos trabalhos pioneiros foi o de Mertes *et al.* (1996) que analisaram este sistema deste Iquíto (Peru) até a foz do rio Amazonas, destacando as modificações e mobilidade dos canais em diversos trechos. Estudos recentes definiram valores de taxas de erosão, deposição e migração dos canais do sistema Solimões-Amazonas, entre os tributários Negro e Madeira (Rozo, 2004; Rozo *et al.*, 2005, 2012), na confluência do rio Japurá com o rio Solimões (Peixoto *et al.* 2009) e no trecho do rio Solimões na fronteira tríplice Brasil-Peru-Colômbia (Rozo e Soto, 2009, 2010; Rozo *et al.*, 2014).

Neste estudo, a análise multitemporal deste sistema fluvial entre os tributários Purus e Negro (Figura 62), por meio de imagens Landsat-5/TM no período de 20 anos (1991 a 2011), permitiu definir áreas de erosão e deposição, as quais integradas a dados hidrológicos, batimétricos e geocronológicos disponíveis, ajudaram a definir o padrão de estabilidade dos canais.

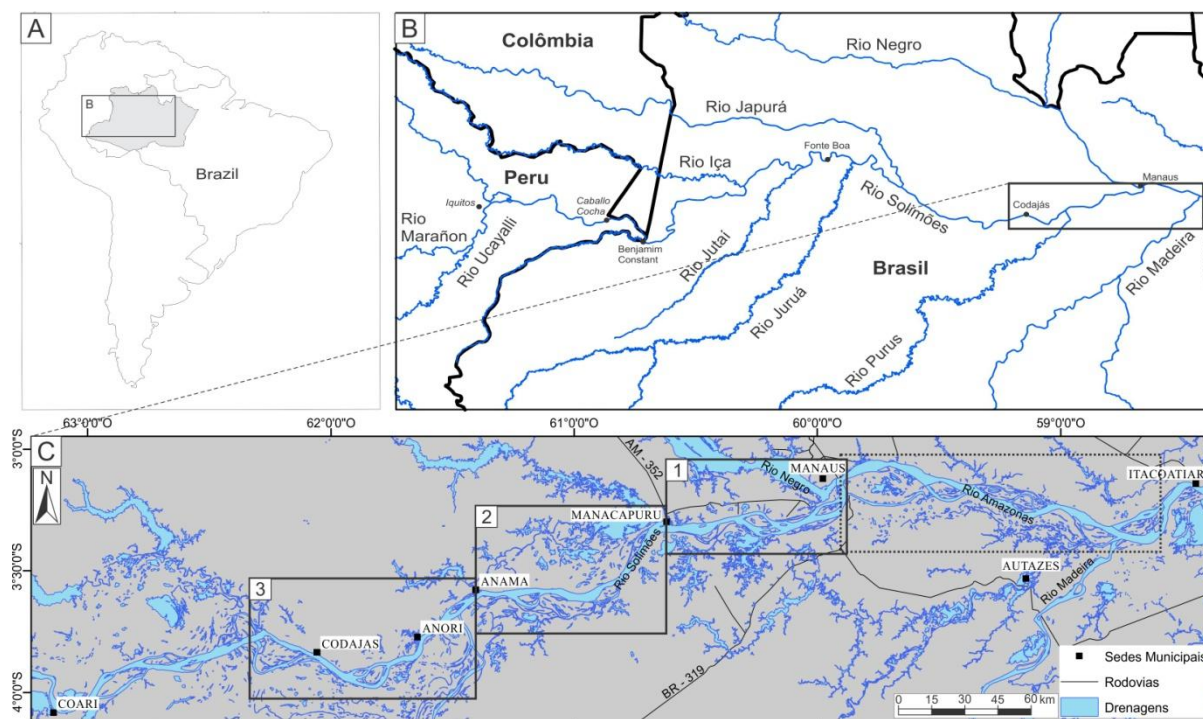


Figura 62: A) Mapa da América do Sul, destacando parte da rede de drenagem do sistema fluvial Solimões-Amazonas (Detalhe B), dos seus principais afluentes até a confluência com o Rio Madeira, onde foram realizados os principais estudos de análise multitemporal descritos na literatura. O detalhe C mostra a rede de drenagem e as vias de acesso da região entre Coari e Itacoatiara, destacando os trechos estudados (áreas 1, 2 e 3) entre os tributários Purus e Negro e retângulo pontilhado, entre o Negro e o Madeira, referente aos estudos de Rozo (2004) e Rozo *et al.* (2005, 2012).

CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia de drenagem do Rio Amazonas é a maior bacia hidrográfica do mundo, cobrindo uma área de aproximadamente $6,1 \times 10^6$ km² (Guyot *et al.*, 2007; Latrubesse, 2008), desde suas nascentes nos Andes Peruanos até sua foz no Oceano Atlântico. Esta bacia continental se estende sobre vários países da América do Sul, como Brasil (63%), Peru (17%), Bolívia (11%), Colômbia (5,8%), Equador (2,2%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,2%) e concentra 5 (Amazonas, Madeira, Negro, Japura e Tapajos) dos 11 dos maiores rios do planeta (Latrubesse *et al.* 2005a,b), destacando-se entre os principais afluentes da margem esquerda, os rios Japurá, Negro e Trombetas e, da margem direita, os rios Juruá, Purus e Madeira. Entre os Andes e os Escudos das Guianas e Brasil Central há o domínio da planície de inundação do sistema fluvial Solimões-Amazonas, cobrindo cerca de 44% da bacia (Guyot *et al.*, 2007).

Em partes da Amazônia Central e Ocidental, o nível de detalhamento sedimentológico e estratigráfico (incluindo dados de datação) é inadequado e tem dificultado a caracterização das unidades litoestratigráficas cretáceas-cenozóicas aflorantes. Rossetti *et al.* (2005), no trecho entre Tabatinga e a foz do rio Amazonas, descreve depósitos sedimentares das formações Alter do Chão (Cretáceo) e Solimões (Mioceno) sobrepostos por unidades quaternárias (Q1, Q2, Q3 e Q4), com idades entre 43.700 a 130 anos AP, que formam cinturões alongados na direção NW-SE. No mapa geológico da CPRM (2010), entre Manaus e Codajás, ocorrem depósitos sedimentares das formações Alter do Chão (Cretáceo) e Içá (Plioceno), sobrepostos por aluviões e terraços holocênicos e pleistocênicos.

Estudos geológicos detalhados na região entre Manacapuru-Manaus-Autazes, Amazônia Central (Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010; Gonçalves Júnior, 2013) permitiram definir sobre as unidades cretácea-miocenas (formações Alter do Chão e Novo Remanso) três níveis de terraços fluviais quaternários, constituídos principalmente de areia e lama (argila e silte) com

estratificação heterolítica inclinada, que apresentam idades entre 240.000 a 1.300 anos AP. Os terraços estão dispostos em faixas paralelas às margens do sistema fluvial Solimões-Amazonas e são contínuos por dezenas de quilômetros. A presença de paleocanais sobre os terraços (Mertes *et al.*, 1996; Latrubesse e Franzinelli, 2002; Teixeira e Soares, 2011; Soares e Teixeira, 2011; Horbe *et al.*, 2011; Gonçalves Júnior, 2013), evidencia períodos de avulsão e retomada da sedimentação e juntamente com a estratificação heterolítica, ajudam a caracterizar a predominância do estilo fluvial meandrante do sistema fluvial Solimões-Amazonas no Pleistoceno Superior-Holoceno Inferior, que difere do atual estilo *anastomosing-anabranching* que começou a se desenvolver a partir de 6.000 anos AP (Soares, 2007). Segundo este autor, a mudança de estilo meandrante para anastomosado foi associada à ascensão do nível de base regional, em função da subida do nível do mar e/ou movimentos tectônicos. Outros estudos (Fredsoe, 1978; Crosato e Mosselman, 2009; Petrovski *et al.*, 2012) relacionam esta mudança a declividade, velocidade, largura e profundidade dos canais.

Parte do sistema de drenagem do sistema fluvial Solimões-Amazonas está condicionado a lineamentos tectônicos e falhas, com direções preferenciais N-S, E-W, ENE-WSW, NE-SW e NW-SE, descritos em diversos estudos (Sternberg, 1950; Franzinelli e Latrubesse, 1993; Costa *et al.*, 1996; Bemerguy, 1997; Igreja *et al.*, 1990; Igreja, 1999; Gonzaga *et al.*, 2000; Latrubesse e Franzinelli, 2002; Riccomini *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2007; Ibanez *et al.*, 2014, entre outros). Este sistema fluvial, na confluência com o rio Purus, apresenta uma tendência NE-SW que se estende por cerca de 75 km, mudando abruptamente para a direção E-W, e posteriormente para NEE-SWW, na confluência com o Rio Manacapuru, onde se estende por cerca de 40 km, passando novamente para a direção NE-SW até a confluência com o Rio Negro, em Manaus (Igreja *et al.*, 1990; Franzinelli e Latrubesse, 1993; Latrubesse e Franzinelli, 2002) (Figura 63). Os conjuntos de falhas e lineamentos descritos permitiram o desenvolvimento de bacias romboédricas, associados a um sistema transcorrente dextral (Araújo, 1972; Porshe, 1985; Franzinelli e Igreja, 2002; Bezerra, 2003; Silva *et al.*, 2003; Silva, 2005; Silva *et al.*, 2007). Igreja (1999) define que o modelo atual da região Amazônica pode ser simplificado em cinco direções estruturais (WSW-ENE, N60W, N50E, N10E e N45W) que refletem falhas transcorrentes que afetam partes da Placa Sul-Americana sob tensões causadas pelas colisões da Placa de Nazca (a oeste) e a Placa do Caribe (ao norte), acentuadas no Mioceno.

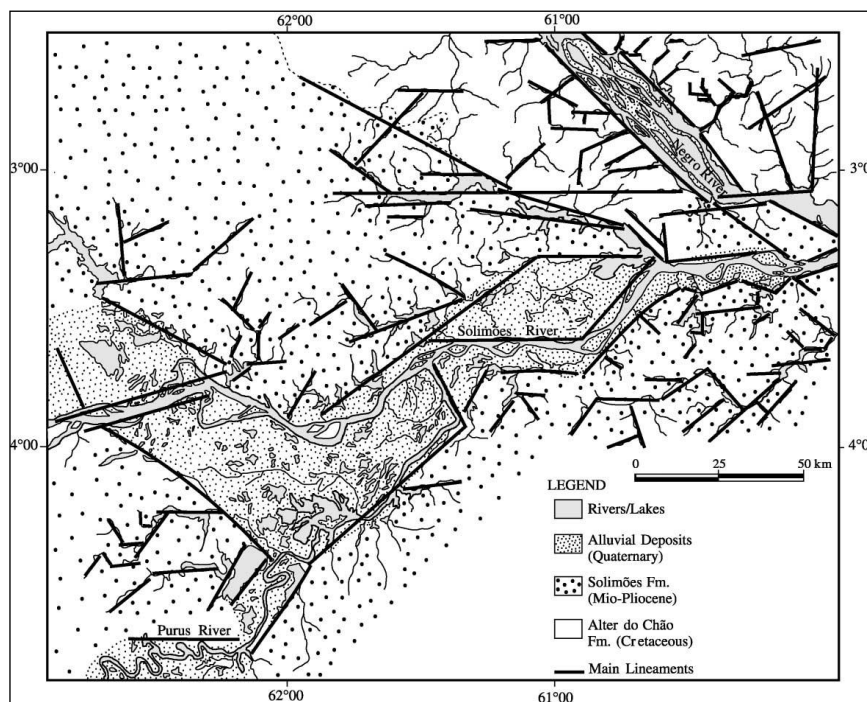


Figura 63: Principais lineamentos estruturais no trecho do sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre os tributários Purus e Negro. Fonte: Latrubesse e Franzinelli (2002).

O sistema fluvial Solimões-Amazonas apresenta descarga média anual de 209.000 m³/s (Latrubesse, 2008), carga em suspensão de aproximadamente 1.000 Mt/ano (Meade, 1985 *apud* Mertes *et al.*, 1996), produzindo cerca de 167 t/km anuais de sedimento (Latrubesse, 2008), condicionado a um sistema fluvial misto, apresentando variações em determinados trechos. Latrubesse (2008) caracteriza este sistema fluvial como *anabranching*, assim como alguns dos seus principais tributários como os rios Japurá, Negro e Madeira, sendo característico dos grandes rios tropicais que apresentam descarga anual superior a 17.000m³/s, com exceção do rio Mississipi. Os estudos Knighton e Nanson (1993) e Rozo e Soto (2010) atribuem este estilo ao sistema Solimões-Amazonas apenas na região andina, que muda para o estilo anastomosado na Amazônia brasileira. De forma mais detalhada, Latrubesse (2008, 2012) classifica parte deste sistema, entre os tributários Purus e Negro, de *anabranching* de baixa sinuosidade. Conceitualmente, o estilo fluvial *anabranching* é formado por múltiplos canais separados por ilhas vegetadas estáveis, pertencentes à mesma planície fluvial (Smith e Smith, 1980; Nanson e Knighton 1996; Makaske, 2001; Latrubesse, 2008; Latrubesse *et al.*, 2009; Nanson, 2013).

Apesar de escassos, existem dados batimétricos descritivos de alguns trechos do sistema fluvial Solimões-Amazonas obtidos na Missão Hidrologia e Geoquímica da Bacia Amazônica (www.ore-hybam.org), que mostram características do leito dos canais ao longo de vários anos. Entretanto, a região mais estudada é a zona de confluência deste sistema com o Rio Negro, conforme demonstrado nos estudos de Park e Latrubesse (2015), Ianniruberto *et al.* (2015) e Trevethan *et al.* (2015a,b) que relacionam dados batimétricos com vazão, largura, profundidade e sazonalidade dos rios, constatando um aumento da rugosidade do leito e da vazão após a zona de confluência. Nesta zona, Franzinelli (2011) integrou o maior conjunto de dados batimétricos deste sistema, com 16 perfis de direção geral NW-SE dispostos num trecho de aproximadamente 13 km, onde é possível observar a estabilidade dos canais e de parte das ilhas da Xiborena e do Careiro (Figura 64, perfis 1 a 16), no período de 20 anos (1978 e 1998), além da deposição de barras submersas e migração do depocentro dos canais (Figura 64).

Amazonas em diversos estudos, estes valores de cotas estão próximos aos realizados em diferentes trechos, podendo ser comparados ao valor de 52 cm obtido na fronteira tríplice Brasil-Peru-Colômbia (Rozo e Soto, 2010; Rozo *et al.*, 2014), ao valor de 82 cm no trecho entre os tributários Negro e Madeira (Rozo, 2004) e ao intervalo de 100 a 290 cm na confluência com o rio Japurá (Peixoto *et al.*, 2009). As variações de cota têm sido relacionadas principalmente as datas de aquisição das imagens, que dependem da resolução temporal do sensor Landsat (intervalos de 16 dias) e cobertura de nuvens, que consequentemente, influenciam na quantificação das áreas de erosão e deposição. Entretanto, as incertezas geradas na quantificação não têm sido consideradas nos estudos em função da escala regional e resolução espacial (em média 30 m) dos sensores utilizados.

Com base nas imagens foram criados dados vetoriais (escala de 1:75.000), por meio de fotointerpretação e digitalização manual dos canais (que inclui ilhas e margens) e, a partir da diferença dos contornos das ilhas e margens, foram definidas as áreas de erosão e deposição. Para o cálculo da taxa de migração dos canais (ilhas e margens) utilizou-se a diferença entre as áreas inicial e final dividida pelo número de anos e o resultado recalculado em porcentagem.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os dados da análise multitemporal adquiridos neste estudo demonstraram as principais mudanças morfológicas geradas, entre 1991 e 2011, pelos processos de erosão e deposição das ilhas e margens, que juntas delimitam os canais do sistema fluvial Solimões-Amazonas, conforme demonstrado nas tabelas 7, 8, 9 e 10 e na Figura 65. Em geral, houve predominância dos processos deposicionais nas margens (3,94 km²) e nas ilhas (4,62 km²), totalizando uma deposição de 8,56 km² nos canais, em relação aos erosivos, que apresentam valores de 3,20 km² (margens) e 3,66 km² (ilhas), perfazendo uma área de erosão total de 6,86 km² nos canais. A diferença da área inicial (obtida em 1991 e 1995) e final (obtida em 2009 e 2011) dividida pelo número de anos permitiu definir taxa de migração de 0,94%/ano para as margens e de 1,86%/ano para as ilhas, cuja integração resultou na taxa de migração final de 0,32%/ano para os canais.

Tabela 7: Áreas de erosão e deposição obtidas nas margens.

Região/Área	Margens			
	Área Inicial	Área Final	Erosão	Deposição
Área 1	29,58 km ²	29,44 km ²	1,82 km ²	1,53 km ²
Área 2	31,01 km ²	31,26 km ²	0,96 km ²	1,21 km ²
Área 3	33,12 km ²	33,89 km ²	0,42 km ²	1,20 km ²
TOTAL	93,72 km ²	94,60 km ²	3,20 km ²	3,94 km ²

Tabela 8: Áreas de erosão e deposição obtidas nas ilhas.

Região/Área	Ilhas			
	Área Inicial	Área Final	Erosão	Deposição
Área 1	9,62 km ²	10,32 km ²	1,29 km ²	2,26 km ²
Área 2	10,16 km ²	10,05 km ²	1,47 km ²	1,36 km ²
Área 3	17,50 km ²	17,61 km ²	0,89 km ²	1,00 km ²
TOTAL	37,29 km ²	37,98 km ²	3,66 km ²	4,62 km ²

Tabela 9: Áreas de erosão e deposição obtidas nos canais.

Região/Área	Canal			
	Área Inicial	Área Final	Erosão	Deposição
Área 1	19,96 km ²	19,12 km ²	3,11 km ²	3,79 km ²
Área 2	20,85 km ²	21,21 km ²	2,44 km ²	2,57 km ²
Área 3	15,62 km ²	16,28 km ²	1,31 km ²	2,19 km ²
TOTAL	56,43 km ²	56,61 km ²	6,86 km ²	8,56 km ²

Tabela 10: Taxas de migração anuais médias obtidas.

Local	Região			
	Área 1	Área 2	Área 3	TOTAL
Margens	0,49%	0,81%	2,33%	0,94%
Ilhas	7,27%	1,10%	0,61%	1,86%
Canais	4,23%	1,73%	4,26%	0,32%

A integração das áreas 1, 2 e 3 (Figura 62C) no trecho estudado do sistema Solimões-Amazonas revelou a predominância dos processos deposicionais em relação aos erosivos, com áreas de 8,56 km² e 6,86 km², respectivamente (Tabelas 1, 2, 3 e 4 e Figura 65). Entretanto, deve-se considerar que esses valores não abrangem as variações relacionadas à acreção vertical (agradiação), bem como aos processos de deposição e/ou erosão relacionados à sazonalidade anual dos rios amazônicos, que varia até cerca de 15 m, conforme citado no estudo de Marinho e Melo (2009).

A deposição por acreção vertical foi ressaltada nos depósitos aluviais de trechos do sistema Solimões-Amazonas por Mertes *et al.* (1996), onde a taxa de sedimentação varia entre 0,56 e 1,35 cm/ano (Turcq *et al.*, 2004; Cordeiro *et al.*, 2008).

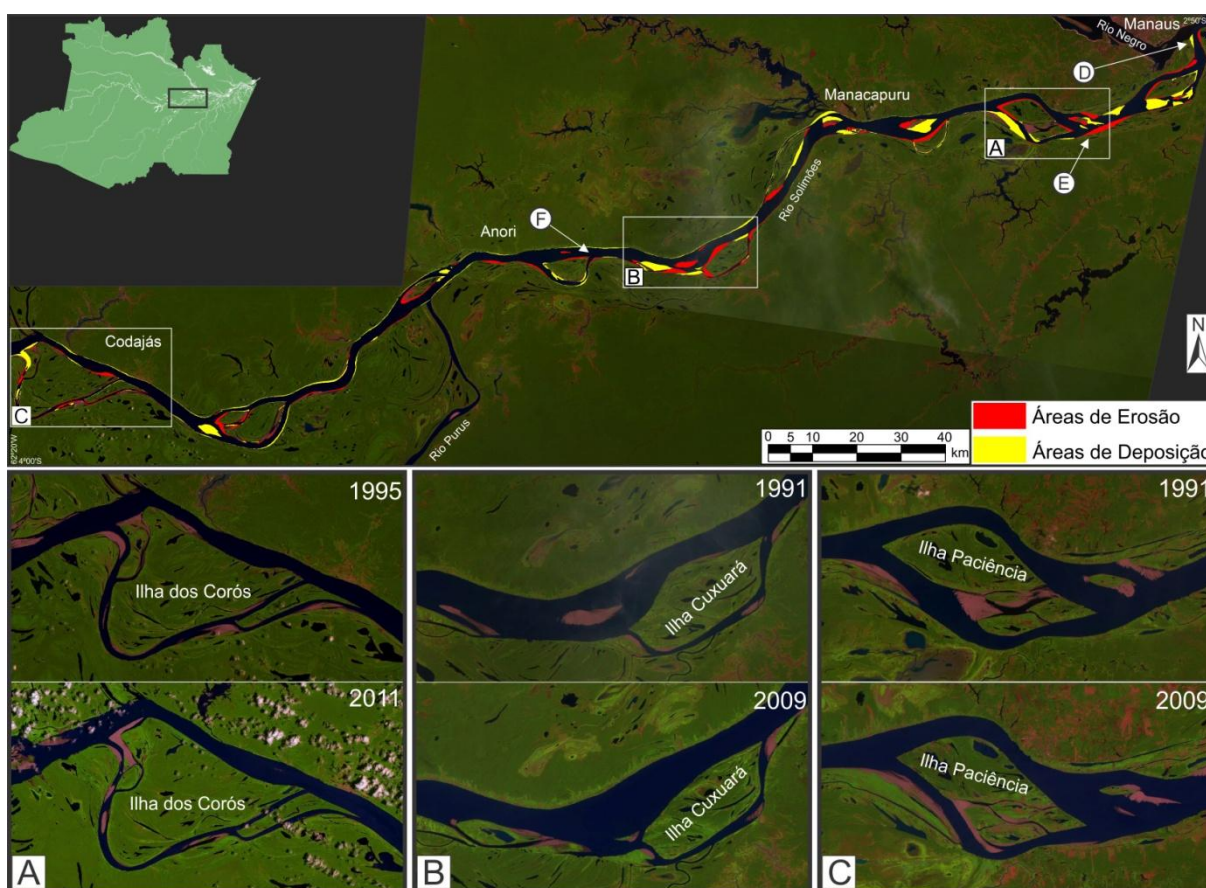


Figura 65: Imagens Landsat-5/TM do sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre Manaus e Codajás, apresentando as áreas de erosão (vermelho) e deposição (amarelo), destacando as modificações ocorridas em determinados trechos das áreas 3 (Detalhe A), 2 (Detalhe B) e 1 (Detalhe C). As indicações das áreas de deposição (Detalhe D) e erosão (Detalhes E e F) são demonstradas na Figura 65.



Figura 66: A) Área de deposição na porção leste da Ilha da Xiborena (Detalhe D da Figura 65). B e C) Áreas de erosão na margem do rio Solimões, próximo a Iranduba (Detalhe E da Figura 65) e no trecho entre Manacapuru e Anori (Detalhe F da Figura 65).

Os cálculos de área nas ilhas e margens dos múltiplos canais deste sistema, juntamente com as interpretações temporais das imagens analisadas, permitiram definir que os processos de deposição e erosão são praticamente inexistentes nos trechos menos sinuosos das margens dos canais, tornando-se mais evidentes nos trechos mais sinuosos (meandrantas). Estas observações também foram descritas em diversos rios (Leopold e Wolman, 1957; Nanson e Knighton, 1996; Willis e Tang, 2010; Labrecque *et al.*, 2011; Passos e Soares, 2013; Passos *et al.*, 2013).

Os processos deposicionais se concentraram na parte interna (convexa) das curvaturas e a jusante das ilhas (Figura 66A), enquanto os erosivos foram mais atuantes na parte externa (côncava) das curvaturas dos canais (principais e secundários) e a montante das ilhas. Particularmente, os erosivos têm sido associados principalmente ao fenômeno de “Terras

Caídas”, que erode a base dos “barrancos” gerando o desmoronamento do pacote sedimentar (Figura 66B e C). Sternberg (1950) associa este fenômeno a atividades sísmicas na Amazônia.

Em quase 2 décadas, entre 1991 e 2009, os processos de erosão e deposição são bem evidentes na região mundialmente conhecida pelo fenômeno do “encontro das águas” na zona de confluência do rio Negro com o sistema Solimões-Amazonas, onde a porção oeste da Ilha do Careiro diminuiu cerca de 600 metros e a porção leste da Ilha da Xiborena aumentou aproximadamente 1.200 metros (Figura 67). O deslocamento regular da zona de confluência para leste em 18 anos, por aproximadamente de 1 km, é evidente no perfil batimétrico 1 da Figura 64 de Franzinelli (2011), que também destaca mudanças nas direções das barras acrecionárias da Ilha de Xiborena, de NE-SW a oeste para N-S a leste, indicando uma mudança gradual no ângulo de confluência entre os rios, de 15° (1978) para 90° (1998) (Franzinelli, 2011), chegando aos 75° (2009). Com base em dados batimétricos, Ianniruberto *et al.* (2015) definiu neste mesmo trecho, deposição subaquáticas nas ilhas de Xiborena e do Careiro.

Mudanças morfológicas dos canais, relacionados a trechos de erosão e deposição foram relatadas em diversos rios amazônicos. Nas margens do rio Madeira, Teixeira e Maia (2008, 2009) definiram um trecho de erosão (de até 1.500 m) e deposição (de até 1.800 m), entre os anos de 1987 e 2007, enquanto nas margens do rio Branco, Sander (2015) mapeou um trecho erosivo de 750 m, entre 2002 e 2013.

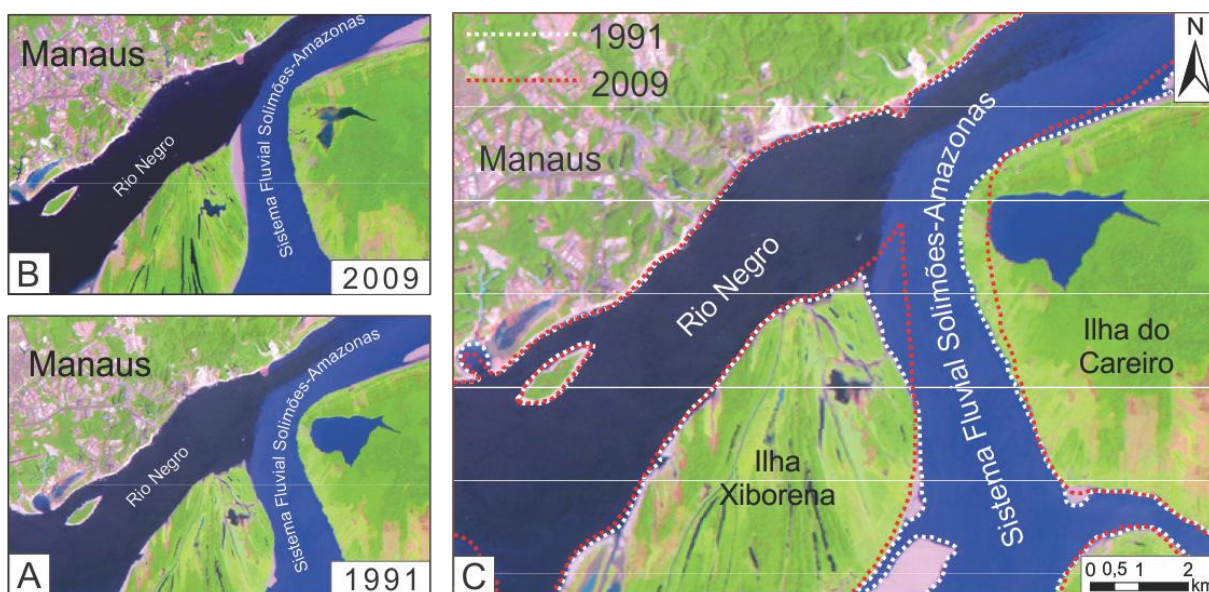


Figura 67: Modificações morfológicas na região de confluência do rio Negro com o sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre 1991 (Detalhe A) e 2009 (Detalhe B) demonstrado pelas áreas de deposição (linha pontilhada vermelha) e erosão (linha pontilhada branca) no detalhe C.

Os alinhamentos, inflexões e sinuosidades dos canais do sistema fluvial Solimões-Amazonas, no trecho estudado, são em grande parte um reflexo da neotectônica, que propiciou o encaixe da rede de drenagem deste sistema, principalmente nas direções NW-SE, NE-SW e W-E (Franzinelli e Igreja, 1990; Igreja *et al.*, 1990; Franzinelli, 2011), cujas inflexões contribuem na dinâmica dos processos erosivos e deposicionais. Nos trechos onde ocorre o estreitamento do canal há um aumento do fluxo das águas, gerando aumento da velocidade das águas e da competência do sistema nestes locais, conseqüentemente intensificando os processos erosivos, em contraposição, nos locais de alargamento do canal, ocorre à diminuição dos fatores citados, predominando os processos deposicionais. Esta relação é destacada no estudo de Mertes *et al.* (1996) para alguns trechos deste sistema.

Dados de vazão deste sistema fluvial, no trecho entre Manacapuru e Manaus, são variáveis (Tabela 11), conforme também enfatizados nos principais estudos hidrológicos regionais (Filizola *et al.*, 2009; Filizola e Guyot, 2009; Laraque *et al.*, 2009; Franzinelli, 2011), podendo o valor de vazão dobrar quando relacionados as enchentes e vazantes (Filizola *et al.*, 2009). As mudanças morfológicas dos canais estão diretamente relacionadas às modificações (tamanho e forma) e surgimento de ilhas e de barras marginais, que geram variações de gradiente e velocidade de fluxo e, conseqüentemente, influenciam na intensidade dos processos erosivos e deposicionais.

O sistema fluvial Solimões-Amazonas apresenta uma declividade média de 2 cm/km, em sua porção média e inferior, com velocidade variando entre 2 e 7 km/h, carreando sedimentos finos (areia fina a argila) em suspensão (Carvalho *et al.*, 2009) com pouco poder abrasivo, já que segundo Hjulstrom (1935 *apud* Christofolletti, 1981) a velocidade mínima necessária para gerar abrasão no leito do canal seria de aproximadamente 43,2 km/h (12 m/s). Provavelmente, os principais fatores que geram os processos erosivos neste sistema são as correntes turbulentas e a grande pressão vertical, as quais são associadas a grande vazão que atinge cerca de 240.000 m³/s (Carvalho *et al.*, 2009). As maiores modificações morfológicas dos canais são relacionadas à maior capacidade de transporte e velocidade de fluxo nas enchentes máximas (Strasser, 2002, 2008). Particularmente, Carvalho *et al.* (2009) associam a erosão do rio Amazonas a pressão vertical exercida pelo volume de água.

Tabela 11: Dados de vazão do sistema Solimões-Amazonas, entre os tributários Manacapuru e Negro. Fonte: Agencia Nacional de Águas (ANA).

Período	Estação de Coleta	Vazão
25/11/2011	Manacapuru	58.382,58 m ³ /s
29/11/2009	Manacapuru	55.476,46 m ³ /s
27/09/1995	Manacapuru	53.136,00 m ³ /s
12/11/1991	Manacapuru	73.816,60 m ³ /s

Diferentes valores de taxa de migração dos canais têm sido atribuídos a trechos distintos do sistema fluvial Solimões-Amazonas, cuja variação depende basicamente da declividade do terreno e do intervalo de anos analisados (Tabela 12). Na região Andina, os valores de taxa de migração obtidos são mais elevados e variados, conforme demonstrado nos estudos de Rozo e Soto (2009 e 2010) e Rozo *et al.* (2014) que encontraram valores de 0,24%/ano (1999-2004), 0,48%/ano (1986-2004), 0,55%/ano (1986-1999), 1,4% (1978-2006), de 1,9% (1986-1994) e 2,0%/ano (1994-2001) na região entre *Caballo Cocha* (Peru) e Benjamim Constant (Brasil). Entretanto, o valor de 37%/ano (1979-1983) foi definido por Kalliola *et al.* (1992) na região de confluência dos rios *Ucayali* e *Marañon*, entre as cidades de *Requena* e *Iquitos* (Peru). O trabalho de Peixoto *et al.* (2009), na região de confluência entre os rios Solimões e Japurá, demonstrou taxas de migração variando entre 1,4 e 2,5%/ano (1984-2005).

As modificações morfológicas definidas no sistema Solimões-Amazonas, no trecho entre os tributários Purus e Negro, demonstraram uma taxa de migração em torno de 0,32%/ano (1991-2011), com variações de 4,26%/ano (1991-2009) entre Codajás e Anori, 1,73%/ano (1995-2011) entre Anori e Manacapuru e 4,23%/ano (1995-2011) entre Manacapuru e Manaus. Por fim, no trecho entre os tributários Negro e Madeira, este sistema apresenta taxas de migração entre 0,02%/ano (1986-2001) e 0,6%/ano (1978-2009) definidas por Rozo (2004, 2005) e Rozo *et al.* (2012), cuja variação é coerente com a taxa de 0,32%/ano obtido neste estudo para o trecho deste sistema a jusante, entre os tributários Purus e Negro (Áreas 1, 2 e 3 da Figura 62). A relação mais precisa dos dados destes estudos deve-se principalmente a metodologia aplicada no cálculo de taxa de migração, que considerou

produtos de sensores remotos semelhantes (de mesma resolução espacial, espectral e radiométrica), assim como o intervalo de tempo e a proximidade das áreas estudadas, que exibem padrões de declividade e controle estrutural semelhante.

A elevada estabilidade dos canais do sistema Solimões-Amazonas, no trecho estudado, pode estar associada a alguns fatores, como: 1) o barramento na margem esquerda deste sistema, no trecho entre os tributários Manacapuru e Madeira, por rochas siliciclásticas cretáceas-neógenas que impedem sua migração para norte (Soares, 2007; Rozo *et al.*, 2012); 2) a maior subsidência deste sistema a jusante da confluência com o Rio Negro (Meade *et al.*, 1985; Filizola e Guyot, 2009; Filizola *et al.*, 2009), que pode ter criado maior espaço de acomodação e induzido os processos de agradação vertical, favorecendo a estabilidade dos canais; 3) a elevada estabilidade lateral dos canais individuais deste sistema, a qual pode ser relacionada à combinação do grau de coesão das barras marginais e ilhas e fitoestabilização (Soares, 2007). A variação desses parâmetros tem sido discutida em diversos estudos (Smith, 1976, Cairncross *et al.*, 1988, Makaske, 2001). A coesão é aumentada pela granulação mais fina dos sedimentos, que tornam os bancos mais coesos (Ikeda, 1989; Törnqvist, 1993), conforme verificado nas camadas de lama (silte e argila) que compõem a estratificação heterolítica inclinada das ilhas e barras marginais deste sistema fluvial. Além disso, a maioria das ilhas são vegetadas (inclusive por vegetação de médio a grande porte), e apresentam tempo de fixação entre 1.300 e 7.500 anos AP, de acordo com dados de datação por luminescência de cristais e radiocarbono obtidos nos estudos de Sternberg (1960), Absy (1979), Soares (2007), Soares *et al.* (2010), Rozo *et al.* (2012).

Tabela 12: Integração dos dados de taxa de migração do sistema fluvial Solimões-Amazonas nas últimas décadas.

Trabalhos	Período		Espaço Temporal	Rio	Região	Taxa de Migração
Kalliola <i>et al.</i> (1992)	1979	1983	4 anos	Solimões	Entre os rios <i>Ucayali</i> e <i>Marañon</i>	37,00%/ano
Mertes <i>et al.</i> (1996)	1979-1980	1971-1972	8 anos	Solimões	Entre Iquitos (Peru) e Obidos (Pará-Brasil)	3,00%/ano
	1853	1971-1972	119 anos	Solimões	Xibeco e Fonte Boa	1,00%/ano
Rozo (2004)	1986	2001	15 anos	Amazonas	Entre os rios Negro e Madeira	0,02%/ano
Rozo e Soto (2009)	1986	1999	13 anos	Solimões	Entre Ilha <i>Corea</i> (Colômbia) e Ilha <i>Amorosa</i> (Amazonas-Brasil)	0,55%/ano
	1999	2004	5 anos			0,24%/ano
	1986	2004	18 anos			0,48%/ano
Peixoto <i>et al.</i> (2009)	1984	1986	2 anos	Solimões	Região de confluência com o rio Japurá	2,50%/ano
	1986	1993	7 anos			1,80%/ano
	1993	1997	4 anos			1,40%/ano
	1997	2000	3 anos			2,00%/ano
	2000	2005	5 anos			1,60%/ano
	1984	2005	21 anos			1,80%/ano
Rozo e Soto (2010)	1978	2006	28 anos	Solimões	Entre Tabatinga e Benjamim Constant	1,40%/ano
Rozo <i>et al.</i> (2012)	1978	2009	31 anos	Amazonas	Entre os rios Negro e Madeira	0,60%/ano
Rozo <i>et al.</i> (2014)	1986	1994	8 anos	Solimões	Entre <i>Caballo Cocha</i> (Peru) e Benjamim Constant (Amazonas-Brasil)	2,00%/ano
	1994	2001	7 anos			1,90%/ano
Dados obtidos neste estudo	1995	2011	16 anos	Solimões	Entre Codajás e Anori	4,26%/ano
	1991	2009	18 anos		Entre Anori e Manacapuru	1,73%/ano

	1991	2009	18 anos		Entre Manacapuru e Manaus	4,23%/ano
	1991	2011	20 anos		Entre Codajás e Manaus	0,32%/ano

O valor da taxa de migração de 0,32%/ano obtida neste estudo para o sistema Solimões-Amazonas é semelhante aos valores obtidos para os rios Araguaia (0,20%/ano) e Paraguai (0,26%/ano e 1,99%/ano), conforme demonstrando nos estudos de Prado e Latrubesse (2001) e Justiniano (2010), respectivamente. Entretanto, a comparação deste valor com os descritos na literatura para os grandes rios do mundo, como Mississipi (EUA), Nilo (Egito) e Brahmaputra-Jamuna (Bangladesh) não foi possível devido à diferença metodológica empregada. Para estes, os valores de taxa de migração foram obtidos por meio da relação entre unidade linear/tempo (m/ano) e/ou unidade de área/tempo (km²/ano), conforme demonstrado nos estudos de Hudson e Kesel (2000) para o Mississipi, de Ahmed e Fawzi (2011) para o Nilo e de Sarker *et al.* (2014) e Baki e Gan (2012) para o sistema Brahmaputra-Jamuna.

CONCLUSÕES

A análise multitemporal obtida em 20 anos (1991-2011) para o trecho do sistema fluvial Solimões-Amazonas, entre os tributários Purus e Negro, demonstrou a elevada estabilidade deste sistema, com leve predominância dos processos deposicionais em relação aos erosivos.

A área de deposição para o trecho estudado foi de cerca de 8,56 km², enquanto a de erosão foi de cerca de 6,86 km², no mesmo período. Os processos deposicionais foram associados à coalescência de bancos arenosos nas ilhas e barras marginais, bem como a formação de novas ilhas, os quais são mais evidentes nos trechos mais largos dos canais e porções convexas dos meandros, enquanto os processos erosivos são caracterizados pela erosão completa ou parcial de ilhas e barras marginais, mais evidentes em trechos de estreitamento dos canais e porções côncavas dos meandros.

A quantificação das áreas inicial e final do trecho estudado permitiu definir uma taxa de migração média de 0,32%/ano para os canais do sistema Solimões-Amazonas, sendo condizente com a variação de 0,2 a 2,5%/ano obtida, respectivamente, por Roza (2004) e Peixoto *et al.* (2009) para trechos deste sistema. A baixa taxa de migração obtida, juntamente com a coesão e fitoestabilização das barras marginais e ilhas, permite associar este sistema ao estilo fluvial *anabranching*.

REFERÊNCIAS

- Absy, M. L. (1979). *A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin*. Tese (Doutorado) University of Amsterdam, Amsterdam. 100 p.
- Ahmed, A. A., Fawzi, A. (2011). Meandering and bank erosion of the River Nile and its environmental impact on the area between Sohag and El-Minia, Egypt. *Arab J Geosci*, 4, 1-11.
- Araújo, J. B. (1972). Reavaliação dos dados de refração sísmica na Bacia do Amazonas. Relatório Interno. Belém: PETROBRAS/RENOR.
- Baki, A. B. M., Gan, T. Y. (2012). Riverbank migration and island dynamics of the braided Jamuna River of the Ganges-Brahmaputra basin using multi-temporal Landsat images. *Quaternary International*, 263, 148-161.
- Bemerguy, R. L. (1997). *Morfotectônica da Calha do Rio Amazonas*. Tese (Doutorado). Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém-PA. 200 p.
- Bezerra, P. E. L. (2003). *Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro*. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica). Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Belém-PA. 335 p.

Cairncross, B., Stanistreet, I. G., McCarthy, T. S., Ellery, W. N., Ellery, K., Grobicki, T. S. A. (1988). Paleochannels (stone rolls) in coal seams: modern analogues from fluvial deposits of the Okavango Delta, Botswana, Southern Africa. *Sedimentary Geology*, 57(1-2), 107-118.

Carvalho, J. A. L., Igreja, H. L. S., Cunha, S. B., Carneiro, D. S. (2009). Episódio de terras caídas no rio Amazonas: caso Costa da Águia, Parintins-AM. *XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, v. 18, 1-11. Campo Grande: ABRH.

Christofoletti, A. (1981). *Geomorfologia fluvial: o canal fluvial*. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher Ltda. 313 p.

Cordeiro, R. C., Turcq, P. F. M., Turcq, B., Moreira, L. S., Rodrigues, R. C., da Costa, R. L., Sifeddine, A., Simões Filho, F. F. L. (2008). Acumulação de Carbono em Lagos Amazônicos Como Indicador de Eventos Paleoclimáticos e Antrópicos. *Oecol. Bras.*, 12(1), 116-140.

Costa, J. B. S., Bemerguy, R. L., Hasui, Y., Borges, M. S., Ferreira Júnior, 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*, 4(2), 23-44.

Crosato, A., Mosselman, E. (2009). Simple physics-based predictor for the number of river bars and the transition between meandering and braiding. *Water Resour. Res.*, 45(3), 1-14.

Filizola, N. P., Guyot, J. L. (2009). Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Processes*, 23, 3207-3215.

Filizola, N. P., Spinola, N. M., Arruda, W., Seyler, F., Calmant, S., Silva, J. (2009). The Rio Negro and Rio Solimões confluence point - hydrometric observations during the 2006/2007 cycle. *River, coastal and estuarine morphodynamics*, v. 2, 1003-1006. Santa Fé-Argentina.

Franzinelli, E. (2011). Características morfológicas da confluência dos rios Negro e Solimões (Amazonas, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 41(4), 587-596.

Franzinelli, E., Igreja, H. L. S. (1990). Utilização de sensoriamento remoto na investigação na área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. *VI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v. 3, 641-648. Manaus: INPE.

Franzinelli, E., Igreja, H. L. S. (2002). Modern sedimentation in the lower Negro River, Amazon State, Brazil. *Geomorphology*, 44, 259-271.

Franzinelli, E., Latrubesse, E. (1993). The use of remote sensing in a neotectonic study in the Amazon Basin. *Bull Inqua*, 16, 10-13.

Fredsoe, J. (1978). "Sedimentation of river navigation channels". *Journal of the Hydraulic Division, ASCE*, 104(2), 223-236.

Gonçalves Júnior, E. S. (2013). *Terraços fluviais quaternários das regiões de Careiro-da-Várzea, Manaquiri, Careiro-Castanho e Autazes, Amazônia Central*. Dissertação (Mestre em Geociências). Universidade Federal do Amazonas. Manaus-AM, 127 p.

Gonzaga, E. G., Gonçalves, E. T. T., Coutinho, L. F. C. (2000). Petroleum geology of the Amazon Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: M. R. Mello, B. J. Katz (Eds.), *Petroleum System of South America Margins* (v. 73, 159-178).

Guyot, J. L., Jouanneau, J. M., Soares, L., Boaventura, G. R., Maillet, N., Lagane, C. (2007). Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena*, 71, 340-356.

Hayakawa, E. H. (2011). *Paleogeofomas e sistemas de drenagem da Bacia do Baixo Rio Madeira, AM: Interpretação de dados de sensoriamento remoto*. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP. 191 p.

Hjulstrom, F. (1935). Studies of the morphological activity of Rivers as illustrated by the river Fyris. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 25, 221-528.

Horbe, A. M. C., Behling, H., Nogueira, A. C. R., Mapes, R. (2011). Environmental changes in the western Amazonia: morphological framework, geochemistry, palynology and radiocarbon dating data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(3), 863-874.

Hudson, P. F., Kesel, R. H. (2000). Channel migration and meander-bend curvature in the lower Mississippi River prior to major human modification. *Geology*, 28(6), 531-534.

Ianniruberto, M., Trevethan, M., Filizola, N., Santos, A. M., Andrade, J. F. P., Pinheiro, A. N. D. V. (2015). River bed morphology and stratigraphy at the confluence of Rio Negro and Rio Solimões. *Conference: Andean and Amazonian rivers: deciphering the global change from the hydroclimatic variability in the critical zone - 6th Observation Service HYBAM Scientific Meeting*, Cuzco - Peru.

Ibanez, D. M., Riccomini, C., Miranda, F. P. (2014). Is the current stress state in the Central Amazonia caused by surface water loading?. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 19-28.

Igreja, H. L. S. (1999). *Aspectos do Modelo Neotectônico da Placa Sul-Americana na Província Estrutural Amazônica, Brasil*. Tese (Livro Docência). Universidade Federal do Amazonas, Manaus-AM. 155 p.

Igreja, H. L. S., Borges, M. S., Alves, R. J., Costa Jr, P. S. C., Costa, J. B. S. (1990). Estudos neotectônicos nas ilhas do Outeiro e Mosqueiro, NE do Estado do Pará. *36º Congresso Brasileiro de Geologia (CBG)*, v. 5, 2110-2123. Natal: SBG.

Ikeda, H. (1989). Sedimentary controls on channel migration and origin of point bars in sand-bedded meandering rivers. In: S. Ikeda, G. Parker (Eds.) *River meandering*. American Geophysical Union (v. 12, 51-68). Washington.

Justiniano, L. A. A. (2010). *Dinâmica fluvial do rio Paraguai entre a foz do Sepotuba e a foz do Cabaçal*. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais). Instituto de Ciências Naturais e Tecnológicas, Universidade do Estado de Mato Grosso. Cáceres-MT. 72 p.

Kalliola, R., Salo, J., Puhakka, M., Rajasilta, M., Häme, T., Neller, R. J., Rasänen, M. E., Danjoy Arias, W. A. (1992). Upper Amazon channel migration. *Naturwissenschaften*, 79, 75-79.

Knighton, A. D. (1998). *Fluvial forms and processes: a new perspective*. New York. 383 p.

Knighton, A. D., Nanson, G. C. (1993). Anastomosis and the continuum of the channel pattern. *Earth Surface Process and Landforms*, 18, 613-625.

Labrecque, P. A., Hubbard, S. M., Jensen, J. L., Nielsen, H. (2011). Sedimentology and stratigraphic architecture of a point bar deposit, Lower Cretaceous McMurray Formation, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 59(2), 147-171.

Laraque, A., Guyot, J. L., Filizola, N. (2009). Mixing processes in the Amazon River at the confluences of the Negro and Solimões Rivers, Encontro das Águas, Manaus, Brazil. *Hydrol. Process*, 23, 3131-3140.

Latrubesse, E. M. (2008). Patterns of anabranching channels The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Elsevier Science B. V. Geomorphology*, 101, 130-145.

Latrubesse, E. M. (2012). Lakes Paleolakes and Reservoirs in the Amazon basin. In: R.W. Bengtsson, R. Herschy (Eds.), *Encyclopedia of Lakes, Paleolakes and Reservoirs*. Springer Verlag. DOI 10.1007/978-1-4020-4410-6.

Latrubesse, E. M., Franzinelli, E. (2002). The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Elsevier Science B. V. Geomorphology*, 44(3-4), 241-257.

Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C., Sinha, R. (2005a). Tropical rivers. *Geomorphology*, 70, 187-206.

Latrubesse, E. M., Stevauxb, J. C., Sinha, R. (2005b). Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 6(1), 01-18.

Leopold, L. B., Wolman, M. G. (1957). River channel patterns: braided, meandering, and straight. *United States Geological Survey Professional Paper*, 282 p.

Maia, M. A. M., Marmo, J. L. (2010). *Geodiversidade do Estado do Amazonas*. CPRM, Manaus, 275 p.

Makaske, B. (2001). Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Review*, 53, 149-196.

Marinho, R. R., Melo, E. (2009). Análise multitemporal da geomorfologia fluvial do rio Solimões entre dois períodos (Cheia e Vazante). *XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v.14, 4765-4772. Natal: INPE.

Meade, R. H., Dunne, T., Richey, J. E., Santos, U. M., Salati, E. (1985). Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon river of Brazil. *Science*, 228, 488-490.

Mertes, L. A. K., Dunne, T., Martinelli, L. A. (1996). Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *Geologica Society of America Bulletin*, 108(9), 1089-1107.

Miall, A. D. (1977). A review of the braided-rivers depositional environment. *Earth Science Review*, 13(1), 1-62.

Nanson, G. C., Knighton, A. D. (1996). Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Process and Landforms*, 21, 217-239.

Park, E., Latrubesse, E. M. (2015). *Surface water types and sediment distribution patterns at the confluence of mega rivers: The Solimões-Amazon and Negro rivers junction*. DOI: 10.1002/2014WR016757.

Passos, M. S., Soares, E. A. A. (2013). Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Codajás (Amazônia Ocidental) por meio de imagens Landsat-5/TM. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, v. 13, 517-519. Belém: SBG.

Passos, M. S., Soares, E. A. A., Salazar, C. A. (2013). Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Manaus (Amazônia Central) por meio de imagens Landsat-5/TM. *XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v. 16, 3627-3634. Foz do Iguaçu: INPE.

Peixoto, J. M. A., Nelson, B. W., Wittmann, F. (2009). Spatial and temporal dynamics of river channel migration and vegetation in central Amazonian white-water floodplains by remote-sensing techniques. *Remote Sensing of Environment*, 113, 2258-2266.

Petrovski, J., Székely, B., Timár, G. (2012). A systematic overview of the coincidences of river sinuosity changes and tectonically active structures in the Pannonian Basin, *Global Planet. Change*, 98-99, 109-121.

Porshe, E. (1985). *Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá; Bacia do Alto Amazonas, Brasil: Um modelo estrutural*. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto - UFOP. 124 p.

Prado, R. E., Latrubesse, E. M. (2001). Dinâmica evolutiva dos processos de erosão e sedimentação no canal do rio Araguaia no trecho, Barra do Garças (MT) e a ilha do Bananal, no período entre as décadas de 60 e 90. *VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão*. Goiânia-GO.

Riccomini, C., Soares, E. A. A., Sant'anna, L. G., Ibanez, D. M., Taga, V. Y., Andrade, L. S. (2012). O rift continental da Amazônia Central. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG.

Rosa, R. (2009). *Introdução ao Sensoriamento Remoto*, 7ª edição, Uberlândia: EDUFU. 264 p.

Rossetti, D. F., Todolo, P. M., Góes, A. M. (2005). New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, 63(1), 78-89.

- Rozo, J. M. G. (2004). *Evolução Holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira*. Dissertação (Mestre em Geociências). Universidade Federal do Amazonas, Manaus-AM. 125 p.
- Rozo, J. M. G., Nogueira, A. C. R., Carvalho, A. S. (2005). Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira. *XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v. 12, 1875-1882. Goiânia: INPE.
- Rozo, J. M. G., Soto, C. C. (2009). Multitemporal analysis of the Amazon River between Corea Island (Colombia) and Aramosa Island (Brazil). *XII Congreso Colombiano de Geología*, v. 9, n. 2, 13-17. Paipa - Colômbia.
- Rozo, J. M. G., Soto, C. C. (2010). Quantification of change and migration rates in the Amazon River. *45º Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG.
- Rozo, J. M. G., Nogueira, A. C. R., Truckenbrodt, W. (2012). The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 1471-1488.
- Rozo, J. M. G., Nogueira, A. C. R., Castro, C. S. (2014). Remote sensing-based analysis of the planform changes in the Upper Amazon River over the period 1986 e 2006. *Journal of South American Earth Sciences*, 51, 28-44.
- Sander, C. (2015). *Geomorfologia da planície aluvial do alto rio branco em Roraima: dinâmica e processos evolutivos*. Tese (Doutorado). Universidade Estadual de Maringá. 231 p.
- Sarker, M. H., Thorne, C. R., Aktar, M. N., Ferdous, M. R. (2014). Morpho-dynamics of the Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. *Geomorphology*, 215, 45-59.
- Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*. New York: Wiley Interscience. 338 p.
- Silva, C. L. (2005). *Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências*. Tese (Doutorado), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Brasil. 282 p.
- Silva, C. L., Horbe, A. M. C., Horbe, M. A., Morales, N., Costa, S. S., Rueda, J. R. J. (2003). Bacias quaternárias ao longo do Rio Solimões-Amazonas. *VIII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Manaus: SBG.
- Silva, C. L., Morales, N., Crósta, A. P., Costa, S. S., Jiménez-Rueda, J. R. (2007). Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(4), 693-711.
- Smith, D. G. (1976). Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geological Society of American Bulletin*, 87(6), 857-860.
- Soares, E. A. A. (2007). *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste de bacia do Amazonas*. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, Brasil. 205 p.
- Soares, E. A. A., Tatumi, S. H., Riccomini, C. (2010). OSL age determinations of pleistocene fluvial deposits in central Amazonia. *Academia Brasileira de Ciências*, 82(3), 9-14.
- Soares, E. A. A., Teixeira, S. G. (2011). Fusão de imagens SAR-R99B e Landsat-7 para identificação de Paleocanais na planície aluvial do Rio Solimões, Amazônia Ocidental. *XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e III Encontro do Quaternário Sulamericano*, v. 13, 1-5. Armação dos Búzios: ABEQUA.
- Sternberg, H. O. R. (1950). Vales Tectônicos da planície Amazônica?. *Revista Brasileira de Geografia*, 12(4), 3-26.
- Sternberg, H. O. R. (1960). Radiocarbon dating as applied to a problem of Amazonian morphology. *Congrès International de Géographie*, v. 2, 399-424.

Strasser, M. A. (2002). *Estudo da geometria das formas de fundo no curso médio do rio Amazonas*. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 100 p.

Strasser, M. A. (2008). *Dunas fluviais no rio Solimões-Amazonas - Dinâmica e transporte de sedimentos*. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio de Janeiro. 148 p.

Teixeira, S., Maia, M. A. (2008). Análise multitemporal da dinâmica fluvial do Rio Madeira através de imagens de sensores remotos ópticos. *44º Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 44, 26-31. Curitiba: SBG.

Teixeira, S., Maia, M. A. (2009). Análise da dinâmica das margens do Rio Madeira (AM) no período de 1987 à 2007, a Partir de Imagens de Sensores Remotos Ópticos. *XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v. 14, 1559-1567. Natal: INPE.

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. *XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v. 14, 3611-3617. Curitiba: INPE.

Törnqvist, T. E. (1993). Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse Delta (Central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(4), 683-693.

Trevethan, M., Martinelli, A., Oliveira, M., Ianniruberto, M., Gualtieri, C. (2015a). Fluid dynamics, sediment transport and mixing about the confluence of Negro and Solimões rivers, Manaus, Brazil. *36º IAHR World Congress*. The Hague, the Netherlands. Acesso: 17 de setembro de 2015. <<http://www.researchgate.net/publication/274064501>>.

Trevethan, M., Ianniruberto, M., Oliveira, M., Martinelli, A., Filizola, N., Gualtieri, C. (2015b). Morphodynamics and hydrodynamics features observed about the confluence of Negro and Solimões rivers, Brazil. Acesso: 17 de setembro de 2015. <<http://www.researchgate.net/publication/276918575>>.

Turcq, P. M., Jouanneaub, J. M., Turcq, B., Seyler, P., Weberb, O., Guyot, J. L. (2004). Carbon Sedimentation at Lago Grande de Curuai, a Floodplain Lake in the low Amazon Region: Insights into Sedimentation Rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214(1-2), 27-40.

Willis, B. J., Tang, H. (2010). Three-dimensional connectivity of point-bar deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 440-454.

8.3 *Evolução do sistema fluvial Solimões-Amazonas no Pleistoceno Superior - Holoceno*

A evolução geológica proposta neste estudo para o sistema fluvial Solimões-Amazonas, no trecho entre os tributários Purus e Negro (Amazônia Ocidental - Central), está relacionada principalmente aos processos tectonossedimentares que a Bacia do Amazonas foi submetida desde o Mioceno Superior até o Holoceno, em grande parte influenciados pelas variações climáticas e glacioeustáticas.

Após a fase de tectônica colisional entre as placas do Caribe, Norte Americana e Sul-Americana, no Oligoceno-Mioceno (Burke *et al.*, 1984; Jaillard *et al.*, 2000; Silva, 2005), considerado um importante momento tectônico transpressivo na Amazônia (Costa, 1996; Silva, 2005), houve um período de quiescência tectônica (Costa, 1991; Costa, 1996; Bezerra, 2003; Silva, 2005), que possibilitou o desenvolvimento de um paleossolo laterítico no topo do substrato Mioceno (Formação Novo Remanso) exposto. Este paleossolo se estende por toda a Amazônia Central e Ocidental, conforme descrito por Soares (2007), Soares *et al.* (2010), Dino *et al.* (2012) e Gonçalves Júnior (2013) e o processo de lateritização que o originou foi datado em 10 Ma por Horbe (2014).

O primeiro pulso neotectônico que afetou a Bacia do Amazonas no Mioceno-Plioceno (Costa *et al.*, 1996, Bezerra, 2003), gerou uma subsidência no substrato Mioceno (Formação Novo Remanso), por meio de falhas de direção geral NE-SW, NW-SE e E-W (Bemerguy, 1997; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Bezerra, 2003), que originou uma área rebaixada e forneceu condições para a implantação inicial do proto sistema fluvial Solimões-Amazonas, provavelmente no Plioceno (Latrubesse *et al.*, 1997, 2007, 2010; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Ribas *et al.*, 2012) (Figura 69-Etapa 1).

Com a contínua abertura da bacia e o basculamento dos blocos, a sinuosidade deste sistema foi aumentando e possibilitou o desenvolvimento de extensas faixas de planície aluvial com centenas de quilômetros de extensão, que se estendem até os limites norte e sul da bacia, que representam o Terraço Superior (TS) deste sistema, com idade entre 204.596 e 55.000 anos AP (Figura 69-Etapa 2). A faixa do TS pode ser estendida para leste, até a confluência deste sistema com o rio Madeira, onde apresenta idade entre 240.000 e 51.000 anos AP, segundo dados geocronológicos de Soares (2007), Soares *et al.* (2010) e Gonçalves Júnior (2013).

Durante a deposição do TS, teve início na região o desenvolvimento do segundo pulso neotectônico, que se estendeu do Pleistoceno Superior até o Holoceno (Fernandes Filho *et al.*, 1995; Costa *et al.*, 1996), marcado pela reativação de falhas normais nas direções NW-SE,

NE-SW e E-W (Costa *et al.*, 1996; Gonzaga *et al.*, 2000; Soares, 2007; Riccomini *et al.*, 2012; Gonçalves Júnior, 2013), que permitiram o basculamento de blocos, a migração dos canais e desenvolvimento da planície aluvial (Figura 69-Etapa 3).

Entre 200.000 e 55.000 anos AP, o nível do mar apresentou oscilações de dezenas de metros (Lambeck *et al.*, 2002), com rebaixamento expressivo de aproximadamente 80 m, entre 70.000 e 60.000 anos AP, podendo ser associado ao início do *Middle Glacial*, à aproximadamente 60.000 anos AP, segundo dados de Shackleton & Opdyke (1973), Jouzel *et al.* (2002), Chappell (2002) e Thompson & Goldstein (2006) (Figura 68). Com o contínuo rebaixamento do nível de base regional e, provavelmente, o basculamento de blocos tectônicos, as porções norte e sul do TS ficaram expostas em função da incisão do sistema, propiciando a atuação dos processos de dissecação e pedogênese, bem como a implantação de vegetação em função do predomínio do clima úmido a partir de 60.000 anos AP (Van der Hammen & Absy, 1994; Absy, 2000; Santos *et al.*, 2000; Irion *et al.*, 2010; Suguio, 2010).

Somente com a nova transgressão marinha no final do *Middle Glacial* (acerca de 28.000 anos AP), houve uma retomada da sedimentação por acreção vertical, que recobriu grande parte do TS e resultou na formação de extensas faixas de planície aluvial marginais ao sistema de rios, resultando na deposição do Terraço Intermediário (TI), entre 37.240 e 28.400 e anos AP (Figura 69-Etapas 4 e 5).

Posteriormente, um novo rebaixamento do nível de base regional na bacia induziu a dissecação do TI, bem como a implantação de vegetação, provavelmente relacionado à regressão marinha do *Last Glacial Maximum*, que teve seu pico entre 20.000 a 18.000 anos AP, rebaixando o nível do mar até cerca de 120 m em relação aos níveis atuais (Fairbridge, 1960; Suguio, 1998; Chappell *et al.*, 1996; Lambeck *et al.*, 2002; Waelbroeck *et al.*, 2002; Thompson & Goldstein, 2006) (Figura 68). Neste período, a reativação de falhas de direção geral NE-SW permitiu a implantação inicial do proto Rio Purus, entre 24.000 e 19.000 anos AP, conforme dados geocronológicos obtidos por Latrubesse & Kalicki (2002) em um terraço antigo deste rio na zona de confluência com o Rio Acre. A implantação deste rio no sistema é concomitante com a dos tributários Negro e Madeira, acerca de 44.000 (Soares *et al.*, 2010) e 43.000 anos AP (Rossetti *et al.*, 2014), respectivamente.

Com a elevação do nível de base regional da bacia, provavelmente relacionada ao período transgressivo do *Lateglacial*, entre 13.000 e 10.000 anos AP, ocorreu o barramento da foz do sistema fluvial Solimões-Amazonas (Soares, 2007; Gonçalves Júnior, 2013), e,

consequentemente, o recobrimento do TI, bem como o afogamentos dos principais tributários, formando as rias fluviais (Costa *et al.*, 1996; Costa, 2002) (Figura 69-Etapa 6).

No início do Holoceno, com a continua elevação do nível do mar, uma nova etapa de sedimentação se instalou na Bacia do Amazonas, e permitiu a deposição do Terraço Inferior (TInf), que exibe idade entre 9.315 e 750 anos AP, datado na área de estudo. Acerca de 6.000 a 5.000 anos AP o nível do mar já estava bem próximo ao atual (Fairbridge, 1960; Chappell *et al.*, 1996; Thompson & Goldstein, 2006), e pode ter induzido a diminuição da declividade do sistema, tornando-o menos sinuoso e modificando seu estilo, de meandrante para um de multicanais. A associação de processos é proposta por Petrovszki *et al.* (2012) para diversos rios da Europa Central. Segundo Soares (2007), com a ascensão do nível do mar no Holoceno houve o aumento da carga em suspensão (silte e argila) deste sistema, bem como a redução da declividade que tornou as ilhas a margens mais coesas, fator que contribuiu para o aumento da estabilidade. Além disso, esse autor também enfatiza que a retomada de clima mais úmido neste período, também contribuiu para a fitoestabilização das margens e ilhas. Em geral, a integração destes fatores contribuíram para a modificação de estilo fluvial do sistema Solimões-Amazonas no Pleistoceno-Holoceno, de meandrante para o atual Anastomosado-*Anabranching* (Figura 69-Etapa 7).

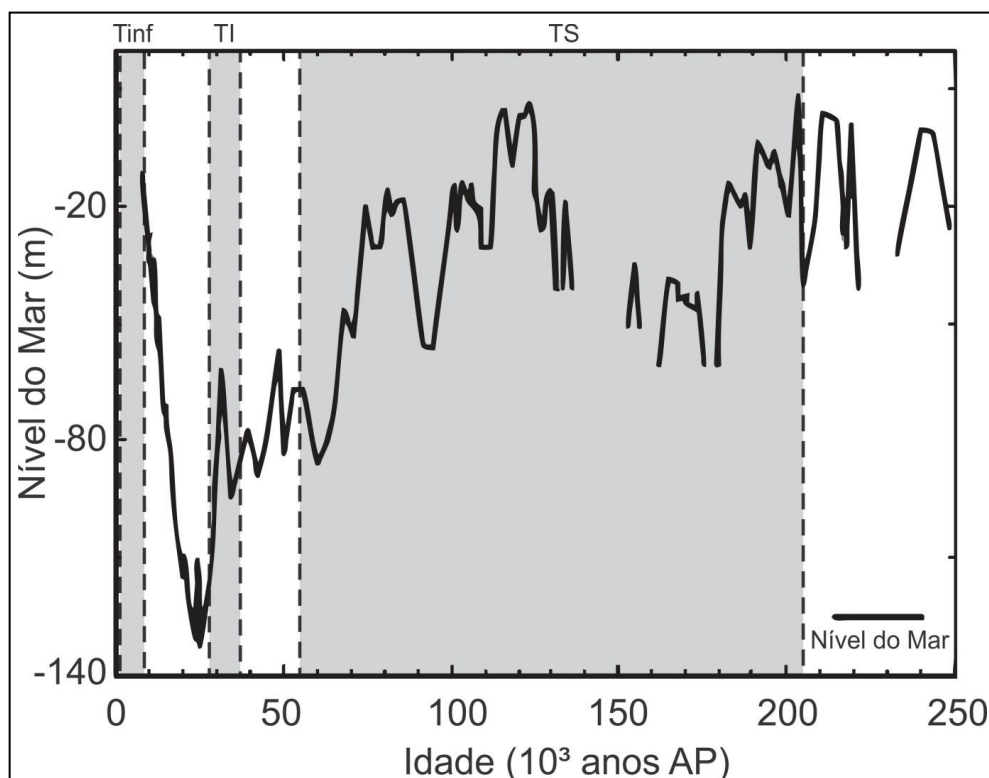


Figura 68: Curva de variação do nível do mar dos últimos 250 mil anos, obtida por meio da compilação de dados de isótopos de ^{18}O em terraços de corais do Oceano Atlântico, localizados no Caribe. Fonte: Thompson & Goldstein (2006). As faixas de tonalidade cinza mostram os intervalos temporais entre os terraços Superior (204.596 a 55.000 anos AP), Intermediário (9.315 a 28.400 anos AP) e Inferior (9.315 a 750 anos AP), e sua relação com a curva de variação do nível do mar.

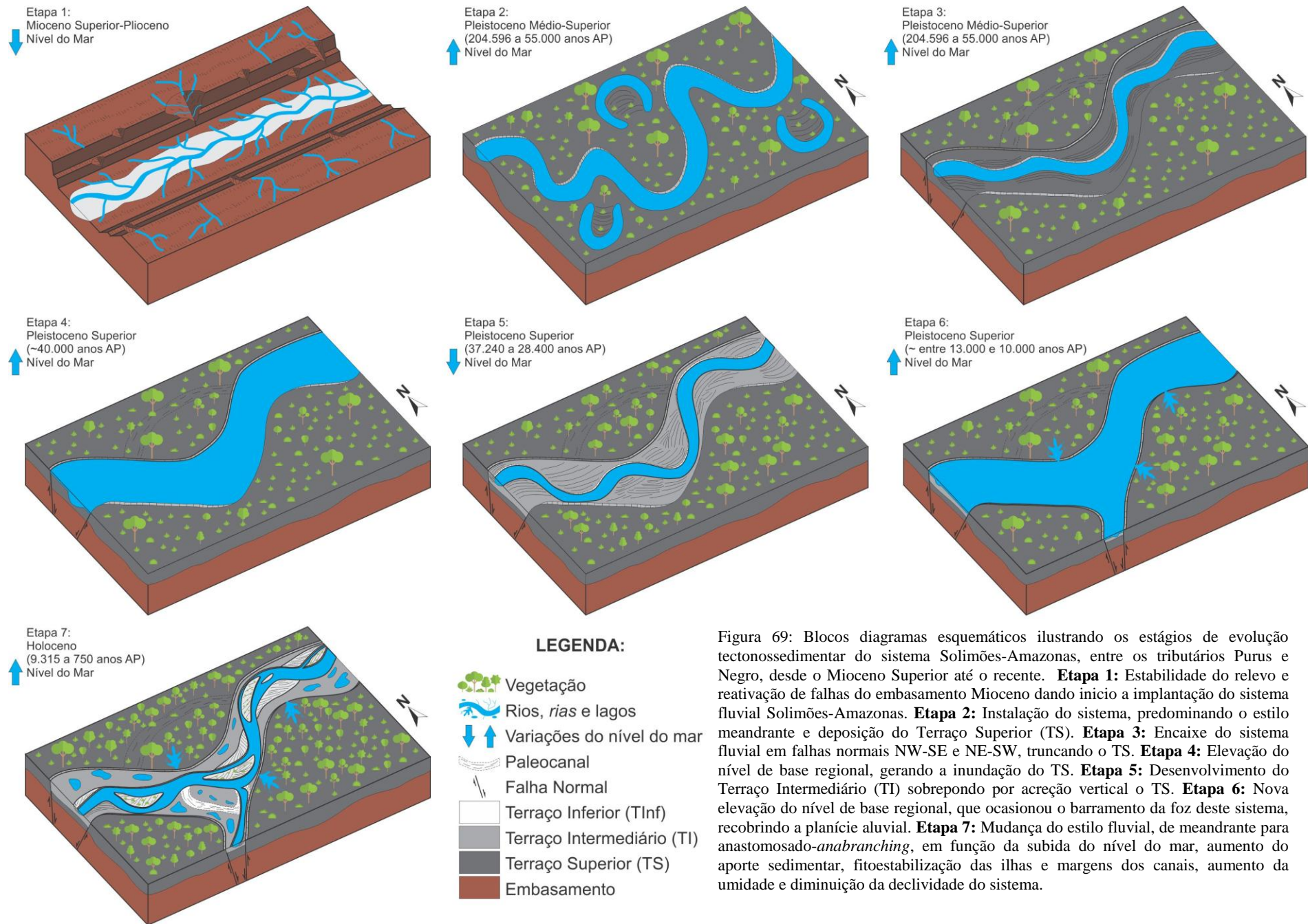


Figura 69: Blocos diagramas esquemáticos ilustrando os estágios de evolução tectonossedimentar do sistema Solimões-Amazonas, entre os tributários Purus e Negro, desde o Mioceno Superior até o recente. **Etapa 1:** Estabilidade do relevo e reativação de falhas do embasamento Mioceno dando início a implantação do sistema fluvial Solimões-Amazonas. **Etapa 2:** Instalação do sistema, predominando o estilo meandrante e deposição do Terraço Superior (TS). **Etapa 3:** Encaixe do sistema fluvial em falhas normais NW-SE e NE-SW, truncando o TS. **Etapa 4:** Elevação do nível de base regional, gerando a inundação do TS. **Etapa 5:** Desenvolvimento do Terraço Intermediário (TI) sobrepondo por acreção vertical o TS. **Etapa 6:** Nova elevação do nível de base regional, que ocasionou o barramento da foz deste sistema, recobrando a planície aluvial. **Etapa 7:** Mudança do estilo fluvial, de meandrante para anastomosado-*anabranching*, em função da subida do nível do mar, aumento do aporte sedimentar, fitoestabilização das ilhas e margens dos canais, aumento da umidade e diminuição da declividade do sistema.

9 CONCLUSÕES

A definição dos depósitos sedimentares pleistocenos-holocenos da zona de confluência dos rios Solimões e Purus se baseou em dados de sensores remotos, levantamentos de campo e análises sedimentológica, estratigráfica e geocronológica, que possibilitaram as seguintes conclusões:

- O embasamento sedimentar cretáceo-neógeno, de ocorrência restrita na área de estudo, tem seu limite superior marcado por paleossolo laterítico, que pelo posicionamento estratigráfico, pode ser que foi associado ao evento de lateritização que ocorreu acerca de 10 Ma na Amazônia, segundo dados geocronológicos de Horbe (2014).
- Sobre o embasamento, foram identificados três níveis de terraços fluviais, denominados informalmente de Superior (TS), Intermediário (TI) e Inferior (TInf), dispostos em faixas alongadas, aproximadamente simétrica e subparalelas ao Rio Solimões, com idades entre 750 e 204.596 anos AP e se estendem por dezenas de quilômetros. Internamente, os terraços são constituídos predominantemente por intercalações de camadas de areia e lama (silte e argila), em diversas proporções, que compõem os pares de EHI.
- O TS do Rio Solimões apresenta idade entre 55.000 e 204.596 anos AP, relevo dissecado de cristas e depressões, drenagem dendrítica a subdendrítica e resquílios de antigas linhas de acreção lateral, não sendo inundado pelas enchentes sazonais. Os níveis dos terraços intermediário (TI) e inferior (TInf) fazem parte da planície aluvial ativa deste rio e sofrem influência direta das inundações sazonais, que influenciam na dinâmica dos canais de planície e nas modificações do relevo. O TI apresenta idade entre 28.400 e 37.240 anos AP, relevo plano com suaves ondulações e exibe linhas de acreção lateral e lagos de formas e tamanhos variados. O TInf, com idade entre 750 e 9.315 anos AP, mostra relevo plano e compõe os depósitos de barras marginais e ilhas, e se destaca dos demais por exibir na superfície maior densidade de linhas de acreção lateral e lagos.
- A evolução da rede de drenagem do Rio Solimões no trecho estudado está associada à implantação posterior do tributário Purus, acerca de 24.000, com desenvolvimento de planície aluvial restrita. A implantação deste rio pode ser relacionada a dos tributários Negro e Madeira, do sistema Solimões-Amazonas, acerca de 44.000 e 43.000 anos AP, respectivamente.

- As feições de paleocanais descritas nos terraços do Rio Solimões representam antigos processos de avulsão e retomada da sedimentação, e quando associadas a morfologia de cristas e depressões e aos pares de EHI das barras em pontal, evidenciam o antigo estilo fluvial meandrante deste rio, que persistiu entre 200.000 a 4.500 anos AP. Este último intervalo foi definido com base em dado geocronológico do paleocanal 4 (Figura 52).
- O sistema fluvial Solimões-Amazonas apresenta estilo anastomosado-*anabranching*, no trecho entre os tributários Manacapuru e Madeira, segundo Soares (2007) e Gonçalves Júnior (2013). A confirmação deste estilo a oeste, até a região de confluência com o rio Purus, é corroborada neste estudo pela baixa taxa de migração dos canais deste sistema, em torno de 0,32%/ano, que indica sua elevada estabilidade no Holoceno (conforme discutido no item 8.2). Em geral, a litologia dos depósitos (areia e lama) e o elevado padrão de estabilidade dos canais podem ser associados aos estilos *anabranching* de baixa sinuosidade (Latrubesse, 2008) e *anabranching* do tipo 1 (sedimentos coesos) (Nanson & knighton, 1996).
- A mudança do estilo fluvial meandrante para anastomosado-*anabranching* pode ser associada aos eventos climáticos, tectônicos e glacioeustáticos, que influenciaram a dinâmica fluvial no Holoceno. Aparentemente, a subida do nível do mar, que alcançou os níveis atuais a cerca de 6.000 anos AP, ocasionou o bloqueio do sistema e, conseqüentemente, o afogamento dos tributários (originando as *rias fluviais*), a diminuição da declividade do sistema e o aumento da carga em suspensão (aporte sedimentar), que aliada à mudança de clima seco para úmido contribuiu para sua estabilidade, que caracteriza o estilo anastomosado-*anabranching*. Esses dados são coerentes com as interpretações de Soares *et al.* (2010) e Gonçalves Júnior (2013), para este sistema a leste, até a confluência com o Rio Madeira.

10 REFERÊNCIAS

- ABINADER, H.D.; 2008. *Depósitos cenozóicos da porção oeste da Bacia do Amazonas*. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 83 p.
- ABSY, M.L. 1985. *Palynology of Amazônia: the history of the forests as revealed by the palynological record*. IN: G.T. PRANCE & T.E. LOVEJOY, Eds. *Amazônia* - Pergamon Press, Oxford, p. 72-82.
- ABSY, M.L. 2000. *Quaternary changes of vegetation and climate in the Amazon basin*. IN: *Amazônia: Um ecossistema em formação*. Ed. SALATI, E.; ABSY, M.L.; VICTÓRIA, R.L. Cap. 9, p.235-246.
- ALLEN, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, v. 2, p. 93-114.
- ALLEN, J.R.L. 1965a. The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. *Proc. Yorks. Geol. Soc.* v. 35, p. 139-185.
- 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).
- BAKER, V.R. 1978. Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. In: *Fluvial Sedimentology*, MIALL, A.D (ed). Canadian Society of Petroleum Geologists: Calgary; p. 211-230.
- BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S. 1995. Tectônica e paleogeografia da calha do Rio Amazonas. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. Boletim de resumos expandidos. Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 419-420.
- BEMERGUY, R.L. 1997. *Morfotectônica da Calha do Rio Amazonas*. 200 p. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- BERTANI, T.C. 2011. *Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento de paleomorfologias no interflúvio Madeira-Purus, sudoeste da Amazônia brasileira*. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos: INPE. 104 p.
- BEZERRA, P.E.L. 2003. *Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro*. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica)-Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Belém-PA. 335 p.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M. G.; COSTA, M.L.; HASUI, Y. 1995a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Boletim de resumos expandidos...* Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 421-422.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERREIRA Jr, C.R. P.; HASUI, Y. 1995b. A esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Boletim de resumos expandidos...* Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 423-424.
- BRIDGE, J.S.; DIEMER, J.A. 1983. Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology*, v. 30, p. 599-623.
- BRIDGLAND, D.R.; WESTAWAY, R. 2014. Quaternary fluvial archives and landscape evolution: a global synthesis. *Proceedings of the Geologists' Association*. v. 125, p. 600-629.
- BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. 2001. *Tectonic geomorphology*. London: Blackwell Science, 287 p.
- BURKE, K., COOPER, C, DEWEY, J.F., MANN, P., PINDELL, J.L. 1984. Caribbean tectonics and relative plate motions. In: BONINI, W.E., HARGRAVES, R.B., SHAGAN, R. The Caribbean-South America plate boundary and regional tectonics. *The Geological Society of America (Memoir 162)*, p. 31-63.
- CAMARGO, M.G. 2006. Sysgran: Um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 2, p. 371-378.
- CAPUTO, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, palaeoclimatology and palaeogeography of northern basins of Brazil*. Tese (Doutorado) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 532 p.

- CAPUTO, M.V.; SILVA, O.B. 1990. Sedimentação e Tectônica da Bacia do Solimões. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. p. 169-193.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico e atualização. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, *Anais...*, v.3, p. 35-46.
- CAPUTO, M.V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do e o Alto de Monte Alegre. In: *Contribuições a Geologia da Amazônia*, v. 7, p. 7-23.
- CASTRO, M.W. 2009. *A Cronologia dos sítios Lago do Iranduba e Lagunho à Luz das Hipóteses da Ocupação Humana para a Amazônia Central*. Dissertação de Mestrado. Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CHAPPELL, J.; OMURA, A.; ESAT, A.; MCCULLOCH, T.; PANDOLFI, M.; PILLANS, J. 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 141, p. 227-236.
- CHAPPELL, J. 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the last glacial cycle; new results from coral terraces. *Quaternary Science Review*. v. 21, n. 10, p. 1229-1240.
- CHARLTON, R. 2008. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge 275 p.
- CHAVEZ, J.P.S. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*. New York, v. 24, p. 459-479.
- CLIFTON, H.E.; PHILLIPS, R.L. 1980. Lateral trends and vertical sequences in estuarine sediments, Willapa Bay, Washington. In: M.E. Field *et al.* (Editors), *Quaternary Depositional Environments of the Pacific Coast*. Soc. Econ. Paleontol. Miner., Pac. Sect., Pac. Coast Paleogeogr. Symp. v. 4, p. 55-71.
- COSTA, A.R.A. 2002. *Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 238 p.
- COSTA, J.B.S. 1996. A neotectônica na Amazônia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém. *Anais...* Belém: SBG/NO, v. 1, p. 8-35.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; SAADI, A.; COSTA Jr.; P.S. 1994. Arcabouço tectônico mesocenoico da região da calha do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, *Anais...* Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém: SBG, p. 47-50.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L. 1995. Arcabouço tectônico mesozóico-cenoico da região da calha do Rio Amazonas. São Paulo: Editora da UNESP. *Geociências*, v. 13, n. 2.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; FERREIRA JÚNIOR, 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, n. 2, p. 23-44.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (Ed.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG, p. 15-19.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 21, n. 2, p. 146-160.
- COSTA, M.L. 1997. Laterization as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Exploration and Mining Geology*. v. 6, n. 1, p. 79-104.
- CPRM. 2006. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas, Programa Geologia do Brasil. Brasília: Ministério de Minas e Energia / CPRM / Serviço Geológico do Brasil.
- CPRM. 2010a. *Geodiversidade do estado do Amazonas*. Organização: Maria Adelaide Mansini Maia e José Luiz Marmos. Manaus: 275 p.
- CPRM. 2010b. *Projeto Dinâmica Fluvial do Sistema Negro-Solimões-Amazonas (Relatório de viagem à Bacia do Baixo Solimões, nas regiões de Codajás, Anamá, Anori, Beruri, Manacapuru e Coari)*. Teixeira, S.G & Riker, S.R.L.

- 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. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, n. 2, p. 58-84.
- DAEMON, R. F.; CONTREIRAS, C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25.; São Paulo. *Anais...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 79-88.
- DE MOWBRAY, T. 1983. The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, v. 30, p. 425-435.
- DENIS, P. 1927. *Amérique du sud*. In: LA BLACH, P.V.; GALLOIS, L. (Org.) *Geographie universelle*. Paris: Armand Colin, v. 15.
- DINO, R.; SILVA, O.B.; ABRAHÃO, D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: *V Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*. Serra Negra: SBG.
- 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.; ANTONIOLI, L.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C. 2012. Palynostratigraphy and sedimentary facies of miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 34, p. 61-80.
- DUMONT, J. F.; DEZA, E.; GARCIA, F. 1991. Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowland of Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4, p. 373-381.
- EDWARDS, M.B.; ERIKSSON, K.A.; KIER, R.S. 1983. Paleochannel geometry and flow patterns from exhumed Permian point bars in north-central Texas. *J. Sediment. Petrol.* v. 53, p. 1261-1270.
- ELLIOTT, T. 1976b. Sedimentary sequences from the Upper Limestone Group of Northumberland. *Scott. J. Geol.* v. 12, p. 115-124.
- EMBRAPA. 2013. http://www.sat.cnpm.embrapa.br/conteudo/missao_alos.php. <Acesso em 25/07/2014>.
- FAIRBRIDGE, R.W. 1960. The changing level of the sea. *Scient. Am.* New York, v. 202, n. 5, p. 70-79.
- FAIRBRIDGE, R.W. 1962. World sea-levels and climatic changes. *Quaternaria*, v. 6, p. 111-134.
- FAMBRINI, G.L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. 2005. Revisão litoestratigráfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, Rio Grande do Sul, Brasil. *Estudos Geológicos*. v. 15, p. 165-195.
- FAMBRINI, G.L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. 2006. Estratigrafia e evolução paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 36, n. 3, p. 550-565.
- FERNANDES FILHO, L.A.; COSTA, J. B. S.; COSTA, M. L. 1995. Bacia de Manaus: urna estrutura pull-apart do Quaternário. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5. Gramado, 1995. *Boletim de resumos expandidos...* Gramado SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 419-420.
- FERNANDEZ, O.V.Q. 1990. *Mudanças no canal fluvial do rio Paraná e processos de erosão nas margens; Região de Porto Rico-PR*. Dissertação de Mestrado, UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Naturais. Rio Claro, 85 p.
- FERREIRA Jr.; C.R.P.; BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1996a. Geomorfologia da região da Bacia de São Luís. In: SIMP. GEOL. AMAZ.; 5. Belém, *Boletim de resumos expandidos...* Belém, SBG, p. 316-319.
- FERREIRA Jr.; C.R.P.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1996b. Neotectônica na área da Bacia de São Luís. *Geociências*, v.14, n. 2.
- FERREIRA, M.P. 2013. *Geocronologia e proveniência dos sedimentos holocênicos da confluência dos rios Negro e Solimões, AM*. Dissertação (Mestrado). Universidade de São Paulo. 95 p.

- FIGLIORE, M. SOARES, E. A. A. MITTANI, J. C. R. YEE, M. TATUMI, S. H. 2014. OLS dating of sediments from Negro and Solimões rivers - Amazon, Brazil. *Radiation Physics and Chemistry*. v. 95, p. 113-115.
- FRANCO, E.M.S.; MOREIRA, M.M.M.A. 1977. Geomorfologia da Folha SA.19 Içá. Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL. (*Levantamento de Recursos Naturais*), v.14, p. 125-180.
- FRANZINELLI, E.; PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém. *Anais ...* Belém, SBG, p. 80-90.
- FRANZINELLI, E.; LATRUBESSE, E. 1993. Neotectonics in the Central Part of the Amazon Basin. *Bull Inqua N C*, v. 16, p. 10-13.
- FRANZINELLI, E.; IGREJA, H.L.S. 1990. Utilização do sensoriamento remoto na investigação na área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 6, 1990, Manaus. *Anais...* São José dos Campos: INPE, 2015. Artigos, v. 3, p. 641-648. CD-ROM.
- FRANZINELLI, E.; IGREJA, H.L.S. 2002. Modern sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology*, v. 44, n. 3, p. 259-271.
- GONÇALVES JÚNIOR, E.S. 2013. *Terraços fluviais quaternários das regiões de Careiro-da-Várzea, Manaquiri, Careiro-Castanho e Autazes, Amazônia Central*. Dissertação (Mestre em Geociências). Universidade Federal do Amazonas. Manaus-AM, 127 p.
- GONZAGA, E.G.; GONÇALVES, E.T.T.; COUTINHO, L.F.C. 2000. Petroleum geology of the Amazon Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: Mello, M.R.; Katz, B.J. (Eds.), *Petroleum System of South America Margins*, v. 73. AAPG memoir, p. 159-178.
- GOUDIE, A.S. 2004. *Encyclopedia of geomorphology*. Oxford: Routledge. 1.156 p.
- GRADZINSKI, R. 1970. Sedimentation of dinosaur-bearing Upper Cretaceous deposits of the Nemegt Basin, Gobi Desert. *Paleontol. Pol.* v. 21, p. 147-229.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte: SBG/MG, p. 1-31.
- HAYAKAWA, E.H.; ROSSETTI, D.F.; VALERIANO, M.M. 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*, p. 262-270.
- HAYAKAWA, E.H. 2011. *Paleogeofórmulas e sistemas de drenagem da Bacia do Baixo Rio Madeira, AM: Interpretação de dados de sensoriamento remoto*. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos - SP. 193 p.
- HEIN, F.J. 1984. Deep-sea fluvial braided channel conglomerates: a comparison of two case studies. In: E.H. Koster and R.J. Steel (Editors), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Mem. Can. Soc. Pet. Geol. v. 10, p. 33-49.
- HILBERT, P.P.A. 1968. *Archaeologische Untersuchungen AM mittlern Amazonas*. Berlin: Dietrich Reimer Verlag.
- HOBDAV, D.K. 1978. Fluvial deposits of the Ecca and Beaufort Groups in the eastern Karoo Basin, Southern Africa. In: A.D. Miall (Editor), *Fluvial Sedimentology*. Mem. Can. Soc. Pet. Geol. v. 5, p. 413-429.
- HOPKINS, J.C. 1985. Channel-fill deposits formed by aggradation in deeply scoured, superimposed distributaries of the Lower Kootenai Formation (Cretaceous). *J. Sediment. Petrol.* v. 55, p. 42-52.
- HOLZ, K.R.; BAKER, V.R.; SUTTON, S.M.; PENTEADO-ORELLANA, M.M. 1979. South American river morphology and hydrology: *NASA Special Publication*, 412, Apollo-Soyuz Test Project Summary Science Report, v. 2, p. 545-594.
- HORBE, A.M.C.; BEHLING, H.; NOGUEIRA, A.C.R.; MAPES, R. 2011. Environmental changes in the western Amazonia: morphological framework, geochemistry, palynology and radiocarbon dating data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 83, n. 3, p. 863-874.
- HORBE, A.M.C. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais*. v. 9, p. 93-104.
- HORNE, J.C.; FERM, J.C.; CARUCCIO, F.T.; BAGANZ, B.P. 1978. Depositional models in coal exploration and mine planning in the Appalachian region. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* v. 62, p. 2379-2411.

- HUANG, H.Q. NANSON, G.C. 2007, Why some alluvial rivers develop an anabranching pattern. *Water Resources Research*, v. 43.
- IBGE. 2008. http://www.sieg.go.gov.br/downloads/GOIANIA_APRESENTACAO_ALOS.pdf. <Acesso em 25/07/2014>.
- IGREJA, H.L.S.; FRANZINELLI, E.; REPOLHO, T. 1999. Neotectonic Influence on Fluvial Capture in the Amazon Basin, State of Amazonas, Brazil. *Special Issue on GLOCOPH*. v. 49, n. 2, p. 197-206.
- INPE. 2002. http://www.dpi.inpe.br/spring/espanol/tutorial/introducao_pro.html. <Acesso em 24/07/2014>.
- IPCC. 2001. Intergovernmental Panel On Climate Change. *Irish Peatland Conservation Council: Action for bogs and wildlife*. Disponível em: <http://www.ipcc.ie/>. <Acesso em: 23/03/2009>.
- IRION, G. 1982. Mineralogical and geochemical contribution to climatic history in central Amazonia during quaternary time. *Tropical Ecology*, v. 23, n. 1, p. 76-85.
- IRION, G. 1984. Sedimentation and sediments of amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since Pliocene times. In: SIOLI, H. (Ed.). *The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dordrecht; Boston: *W. Junk Publishers*, p. 201-214.
- IRION, G.; KALLIOLA, R. 2010. Long-term landscape development processes in Amazonia. In: Hoorn, C.; Wesselingh, F. *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*. Oxford: Wiley & Blackwell. Cap. 11, p. 185-197.
- IRION, G.; DE MELLO, J.A.S.N.; MORAIS, J.; PIEDADE, M.T.F.; JUNK, W.J.; GARMING, L. 2010. Development of the Amazon valley during the Middle to Late Quaternary: sedimentological and climatological observations. IN: JUNK, W.J.; PIEDADE, M.T.F.; WITTMANN, F.; SCHÖNGART, J.; PAROLIN, P. (Eds.), *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management*. Springer Verlag, Berlin, p. 27-42.
- IRIONDO, M.H.; SUGUIO, K. 1981. Neotectonic of the Amazon plain. *Buletin Of The Inqua Neotectonic Commission*, Stockholm, v. 4, p. 72-78.
- IRIONDO, M.H. 1982. Geomorfologia da planície Amazônica. In: Simpósio do Quaternário no Brasil, 4, Rio de Janeiro. *Atlas...* Rio de Janeiro: SBG/SE, p. 323-48.
- JACKSON II, R.G. 1978. Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. In: A.D. Miall (Editor), *Fluvial Sedimentology*. Mem. Can. Soc. Pet. Geol. v. 5, p. 543-576.
- JACKSON II, R.G. 1981. Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering streams of the American Middle West. *J. Sediment. Petrol.* v. 51, p. 1169-1192.
- JAILLARD, E.; HÉRAIL, G.; MONFRET, T.; DIAZ-MARTÍNEZ, E.; BABY, P.; LAVENU, A.; DUMON, J.F. 2000. The evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In: *Tectonic evolution of South America*. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (ed.). International Geological Congress, v. 31, p. 481-559.
- JOUZEL, J.; HOFFMANN, G.; PARRENIN, F.; WAELBROECK, C. 2002. Atmospheric oxygen 18 and sea-level changes. *Quaternary Science Reviews*. v. 21, p. 307-314.
- KALAF, R.; BRASILEIRO, R.; CARDOSO, P.V.; BERNADETE, C.; CRUZ, M. 2013. Landsat 8: Avanços para mapeamento em mesoescala. In: Congresso Brasileiro de Geoprocessamento, 4; 2013, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: CBG, v. 4.
- KEIM, G.; IRION, G.; BEHLING, H.; JUNK, W.J.; NUNES DE MELLO, J. 1999. The sediment deposits of Lago Calado, a Ria Lake in Central Amazonia (Brazil), as indicator for postglacial water level rise of the Amazon River. Extended abstract in the abstract-volume (CD-ROM) of the *International Symposium on Hydrological and Geochemical Processes in Large-Scale River Basins* - Manaus, Brazil.
- KISTLER, P. 1954. Historical resume of the Amazonas Basin. *Unpublished internal report*, Petrobras Renor, Belém-PA.
- KNIGHTON, A.D.; NANSON, G.C. 1993. Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surface Processes and Landforms*. v. 18. n. 7, p. 613-625.
- KNIGHTON, A.D. 1998. *Fluvial formns and processos: a new perspectvie*. New York: John Wiley & Sons, 383 p.

- KOSTER, E.H. 1983. Sedimentology of the Upper Cretaceous Judith River (Belly River) Formation, Dinosaur Provincial Park, Alberta. *Can. Soc. Pet. Geol., Conf., The Mesozoic of Middle North America, Fieldtrip Guide Book*. v. 1, p. 121.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; CALAF, J.M.C. 2005. Evolução Geológica Meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará e Extremo Oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 263-272.
- LAMBECK, K.; YOKOYAMA, Y.; PURCELL, T. 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*. v. 21, p. 343-360.
- LATHRAP, D. 1970. *The Upper Amazon*. London: Thames & Hudson.
- LATRUBESSE, E.M. 1992. *The Cenozoic of the Purus basin in the Acre state, Brazil*. Unpublished PhD thesis, University of San Luis, Argentina, 219 p. (in Spanish).
- LATRUBESSE, E.M.; BOCQUENTIN, J.; SANTOS, C.R.; RAMONELL, C.G. 1997. Paleoenvironmental model for the late Cenozoic southwestern Amazonia paleontology and geology. *Acta Amazonica*. v. 27, p. 103-118.
- LATRUBESSE, E.M.; FRANZINELLI, E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, v. 44, n. 3, p. 241-57.
- LATRUBESSE, E.M.; KALICKI, T. 2002. Late Quaternary Paleohydrology of the Purus river, Amazon, Brazil. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, Tubingem, Alemanha, v. 129, p. 41-59.
- LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. 2005. Tropical rivers. *Geomorphology*. v. 70, p. 187-206.
- LATRUBESSE, E.M.; SILVA, S.F.; COZZUOL, M.; ABSY, M.L. 2007. Late Miocene continental sedimentation in the southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. *Journal of South American Earth Science*. v. 23, p. 61-80.
- LATRUBESSE, E.M. 2008. Patterns of anabranching channels The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Elsevier Science B. V. Geomorphology*, v. 101, p. 130-145.
- LATRUBESSE, E.M.; COZZUOL, M.; SILVA-CAMINHA, S.A.F.; RIGSBY, C.A.; ABSY, M.L.; JARAMILLO, C. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth-Science Reviews*. p. 99-124.
- LEPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. 1957. River channel patterns: braided, meandering, and straight. *United States Geological Survey Professional Paper*, p. 282-B.
- LIMA, H.P.; SILVA, C.A. 2004. *Levantamento Arqueológico do Baixo Amazonas*. (Relatório de pesquisa).
- LUCAS, Y.; SOUBIÈS, F.; CHAUVEL, A.; DESJARDINS, T. 1993. Estudos do solo revelam alterações climáticas da Amazônia. Paleoclimas da Amazônia. *Ciência Hoje*, v. 93, n. 16, p. 26-30.
- MACHADO, J.S. 2005. *A formação de montículos artificiais: um estudo de caso no sítio Hatahara, Amazonas*. Dissertação (Mestrado em Arqueologia). Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- MAKASKE, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*. v. 53, p. 149-196.
- MANTELLI, L.R.; ROSSETTI, D.F.; ALBUQUERQUE, P.C.G.; VALERIANO, M.M. 2009. SRTM digital elevation model to unravel Quaternary drainage in forested areas of Northeastern Amazonia. *Comput. Geosci*. v. 35, p. 2331-2337.
- MENDES, A.C.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 42, n. 1. p. 39-57.
- MERTES, L.A.K.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L.A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *Geologica Society of America Bulletin*, September.
- MIALL, A.D. 1977. A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth Science Reviews*, v. 13. p. 1-62.
- MIALL, A.D., 1985b. Sedimentation on an early Proterozoic continental margin under glacial influence: the Gowganda Formation (Huronian), Elliot Lake area, Ontario, Canada. *Sedimentology*, v. 32, p. 763-788.

- MONGELÓ, G.Z. 2011. Análise dos processos de interação entre os sítios Lago Grande e Osvaldo (AM) com base no material cerâmico. *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia*, v. Suplemento, p. 109-114.
- MOSSOP, G.D. FLACH, P.D. 1983. Deep channel sedimentation in the Lower Cretaceous McMurray Formation, Athabasca Oil Sands, Alberta. *Sedimentology*, v. 30, p. 493-509.
- MORAES, C.P. 2006. *Levantamento arqueológico das áreas de entorno do Lago do Limão, município de Iranduba - AM*. Dissertação (Mestrado em Arqueologia). Museu de Arqueologia e Etnologia. Universidade de São Paulo, São Paulo. 243 p.
- MORAES, C.P. 2010. Aldeias circulares na Amazônia Central: um contraste entre fase Paredão e fase Guarita. In: Arqueologia Amazônica, editado por Edithe Pereira e Vera Guapindaia. *Museu Paraense Emilio Goeldi*, Belém. v. 2, p. 581-604.
- MORAES, C.P. 2013. *Amazônia Ano 1000: Territorialidade e Conflito no Tempo das Chefiarias Regionais*. Tese de Doutorado, Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- MOURGUIART, P. LEDRU, M. P. 2003. Last Glacial Maximum in an Andean cloud forest environment (eastern Cordillera, Bolivia), *Geology*, v. 31, p. 195-198.
- NAMI, M. 1976. An exhumed Jurassic meander belt from Yorkshire. *Geol. Mag.* v. 113, p. 47-52.
- NANSON, G.C.; CROOKE, J. C. 1992. A Genetic Classification of Floodplains. *Geomorphology*, v. 4, p. 459-486.
- NANSON, G.C.; JONES, B.G.; PRICE, D.M.; PIETSCH, T.J. 2005. Rivers turned to rock: Late Quaternary alluvial induration influencing the behaviour and morphology of an anabranching river in the Australian monsoon tropics. *Geomorphology*, v. 70, p. 398-420.
- NANSON, G.C. 2013. Anabranching and anastomosing rivers. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, Fluvial Geomorphology, v. 9, p. 330-345.
- NANSON, G.C.; KNIGHTON, A.D. 1996. Anabranching Rivers: Their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*. v. 21, p. 217-239.
- NASA. 2008. <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>. <Acesso em 31/10/2014>.
- NASA. 2013. http://landsat.gsfc.nasa.gov/?page_id=5377. <Acesso em 05/01/2016>.
- NEVES, E.G. 1999. Changing Perspectives in Amazonian Archaeology. In: *Archaeology in Latin America*, G. Politis and B. Alberti (eds.), London: Routledge, p. 216-243.
- NEVES, E.G. 2010. *Arqueologia da Amazônia Central e as classificações na Arqueologia Amazônica*. In: *Arqueologia Amazônica*. Pereira e Guapindaia Org. Belém, MPEG; IPHAN; SECULT, v. 2, p. 561-579.
- NOGUEIRA, A.C.R.; VIEIRA, L.C.; SUGUIO, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: SBG, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Rio Claro, SP, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 261-266.
- NORTH, C.P.; NANSON, G.C.; FAGAN, S.D. 2007. Recognition of the sedimentary architecture of dryland anabranching (anastomosing) rivers. v. 77, p. 925-938.
- OLIVEIRA, A.A.B.; PITTHAN, J.H.L.; GARCIA, M.G.L. 1977. Geomorfologia da Folha SB.19 Juruá. Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL, (*Levantamento de Recursos Naturais*), v. 15, p. 91-142.
- PASSOS, M.S.; SOARES, E.A.A. 2013. Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Codajás (Amazônia Ocidental) por meio de imagens Landsat-5/TM. In: Simpósio de Geologia da Amazônia (SGA), 13, 2013, *Anais...* Belém: SGA, 2013. Artigos, p. 517-519.
- PASSOS, M.S.; SOARES, E.A.A.; SALAZAR, C.A. 2013. Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Manaus (Amazônia Central) por meio de imagens Landsat-5/TM. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 16, 2013, *Anais...* São José dos Campos: INPE, 2013. Artigos, p. 3627-3634. CD-ROM.
- PASSOS, M.S.; SOARES, E. A.A.; SALAZAR, C.A. 2015. Análise multitemporal da dinâmica fluvial do Rio Solimões no trecho entre Manaus e Codajás (Amazônia Ocidental) por meio de imagens Landsat-5/TM. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 17, 2015, *Anais...* São José dos Campos: INPE, 2015. Artigos, p. 4010-4016. CD-ROM.

- PELTIER, W.R.; FAIRBANKS, R.G. 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quat. Sci. Rev.* v. 25, p. 3322-3337.
- PETROVSZKI, J.; SZÉKELY, B.; TIMÁR, G. 2012. A systematic overview of the coincidences of river sinuosity changes and tectonically active structures in the Pannonian Basin. *Global and Planetary Change*. v. 98-99, p. 109-121.
- PISIAS, N.G.; MOORE JR, T.C. 1981. The evolution of pleistocene climate: a time series approach. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 52, p. 450-458.
- PLINT, A.G. 1983. Facies, environments and sedimentary cycles in the Middle Eocene, Bracklesham Formation of the Hampshire Basin: evidence for global sea-level changes. *Sedimentology*. v. 30, p. 625-653.
- RADAMBRASIL, 1976. NASCIMENTO, D.A.; MAURO, C.A.; GARCIA, M.G.L. *Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém*. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM, 1976. v. 10, cap. 2, p. 131-98.
- RAHMANI, R.A. 1983. Facies relationships and paleoenvironments of a Late Cretaceous tide-dominated delta, Drumheller, Alberta. *Can. Soc. Pet. Geol., Conf., The Mesozoic of Middle North America*, Fieldtrip Guide Book. v. 2, p. 36.
- REINECK, H.E. 1958. Longitudinale Schrägschichten im walt. *Geol. Rundsch.* v. 47, p. 73-82.
- RIBAS, C.C.; ALEIXO, A.; NOGUEIRA, A.C.R.; MIYAKI, C.Y.; CRACRAFT, J. 2012. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proceeding of the Royal Society*. v. 279, p. 681-689.
- RIBEIRO, O.L.; SILVA, C.L.; MORALES, N.; MIRANDA, F.P.; FILHO, R.A.; BAISEL, C.H.; JÚNIOR, N.P.F. 2009. Controle tectônico na planície do Rio Solimões, região de Coari (AM), a partir de análise em imagens ópticas e dados SRTM. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 14, 2009, Anais... Natal-RN, Brasil. INPE, 2009. Artigos, p. 3301-3308. CD-ROM.
- RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M. 1993. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Boletim IG-USP. Série Didática*. v. 6, p. 1-37.
- RICCOMINI, C.; GIANINNI, P.C.F.; MANCINI, F. 2000. Rios e Processos Aluviais. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. (Orgs.). *Decifrando a Terra*. São Paulo, Ed. Oficina de Textos, 568 p.
- RICCOMINI, C.; SOARES, E.A.A.; SANT'ANNA, L.G.; IBANEZ, D.M.; TAGA, V.Y.; ANDRADE, L.S. 2012. O rift continental da Amazônia Central. In: *Proceeding of the Brazilian Geological Congress*. SBG, Santos. CD-ROM.
- RIEDEL, W. 1929. Zur mechanik geologischer bucherscheinungen. *Centralbl. f. Blatt F. Min. Geol. Und. Pal.*; v.8, p. 354-368.
- RODRIGUEZ, E.; MORRIS, C.H.; BELZ, J.E. 2006. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. v. 72, p. 249-260.
- RODRIGUES, I.D. 2006. *Estudos palinológicos em sedimentos do Holoceno do lago Caracaranã, Roraima, Brasil*. Dissertação de Mestrado. UFAM/INPA, Manaus.
- ROOSEVELT, A.C. 1991. Moundbuilders of the Amazon: Geophysical Archaeology on Marajó Island, Brazil. San Diego: *Academic Press*.
- 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.; NETO, R.G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous research*, v. 27, p. 513-528.
- ROSSETTI, D.F.; VALERIANO, M.M. 2007. Evolution of the lowest Amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *Catena*, v. 70, p. 253-265.

- ROSSETTI, D.F.; COHEN, M.C.L.; BERTANI, T.C.; HAYAKAWA, E.H.; PAZ, J.D.S.; CASTRO, D.F.; FRIAES, Y. 2014. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. *Catena*, v. 116, p. 19-37.
- ROSSETTI, D.F. 2015. Imaging underwater neotectonic structures in the Amazonian lowland. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 17, 2015, *Anais...* João Pessoa. INPE, 2015. Artigos, p. 185-191. CD-ROM.
- ROZO J.M.G. 2004. *Evolução Holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira*. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Amazonas (UFAM), Manaus-AM. 125 p.
- ROZO, J.M.G.; NOGUEIRA, A.C.R.; HORBE, A.M.C.; CARVALHO, A.S. 2005. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. In: HORBE, A.M.C.; SOUZA, V.S. (Eds.), *Contribuições a Geologia da Amazônia*. SBG, Manaus. v. 4, p. 201-207.
- ROZO, J.M.G.; NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W. 2012. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms*. v. 37. p. 1471-1488.
- 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*. v. 37, n. 2, p. 402-413.
- SALLUN, A.E.M.; SALLUN FILHO, W. 2008. *Geologia e geomorfologia*. Plano de manejo - Parque Estadual Campina do Encantado, SP. 42 p.
- SANCHES, I.D.A.; ANDRADE, R.G.; QUARTAROLI, C.F.; RODRIGUES, C.A.G. 2011. Análise comparativa de três métodos de correção atmosférica de imagens Landsat 5 - TM para obtenção de reflectância de superfície e NDVI. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 15, 2011, *Anais...* São José dos Campos: INPE, 2013. Artigos, p. 7564-7572. CD-ROM.
- SANTOS, G.M.; GOMES, P.R.S.; ANJOS, R.M.; CORDEIRO, R.C.; TURCQ, B.J.; SIFEDDINE, A.; DI TADA, M.L.; CRESSWELL, R.G.; FIFIELD, L.K. 2000. ^{14}C AMS dating of fires in the central Amazon rain forest. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*. v. 172, p. 761-766.
- SCHUMM, S.A. 1963. A tentative classification of alluvial river channels. *U.S. Geological Survey Circular*, v. 477.
- SCHUMM, S.A. 1968. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Bulletin of the Geological Society of America*. v. 79, n. 11, p. 1573-1588.
- SCHUMM, S.A. 1977. *The fluvial system*. USA: John Wiley & Sons, 338 p.
- SCHUMM, S.A. 1981. Evolution and response of fluvial system, sedimentologic implications. *The Society of Economic Paleontologists and Mineral*. SEPM. v. 31, p. 19-29.
- SCHUMM, S.A. 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 13, p. 5-27.
- SCHUMM, S.A. 1986. Alluvial River response to active tectonics. In: WALACE, R.E. *Active Tectonics*. Washington, D.C, National Academic Press. p. 80-94.
- SCHUMM, S.A.; ERSKINE, W.D.; TILLEARD, J.W. 1996. Morphology, hydrology, and evolution of the anastomosing Ovens and King Rivers, Victoria, Australia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 1212-1224.
- SCHUMM, S.A.; DUMONT, J.F.; HOLBROOK, J.M. 2000. *Active tectonics and alluvial rivers*. Melbourne: Cambridge University Press, 276 p.
- SHACKLETON, N.J.; OPDYKE, N.D. 1973. Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 Year and 10^6 Year Scale. *Quaternary Research*. v. 3, p. 39-55.
- SHELKOPLYAS, V.N.; MOROZOV, G.V. 1965. Some results from in investigation of Quaternary deposits by the thermoluminescence method. In: INQUA, Inter. Quat. Assoc. Cong.; 7, *Proceedings*, p. 83-90.
- SILVA, C.A. 2010. *A dinâmica do uso da terra nos locais onde há sítios arqueológicos: o caso da comunidade Cai N'água, Maniquiri - AM*. Dissertação de Mestrado. Centro de Ciências Ambientais. Universidade Federal do Amazonas – UFAM. 153 p.

- SILVA, C.L.; HORBE, A.M.C.; HORBE, M.A.; MORALES, N.; COSTA, S.S.; RUEDA, J.R.J. 2003. Bacias quaternárias ao longo do Rio Solimões-Amazonas. *Anais do 8º Simpósio de Geologia da Amazônia*, 8. Manaus.
- SILVA, C.L. 2005. *Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, SP, Brasil. 282 p.
- SILVA, C.L.; MORALES, N.; CRÓSTA, A.P.; COSTA, S.S.; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R. 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. v.79, n. 4, p. 693-711.
- SIOLI, H. 1975. *Tropical River: The Amazon*, p.461-488. In: B.A. Whitton, River ecology. Berkeley, University California Press, 725 p.
- SMITH, D.G. 1986. Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena river, northwestern Colombia, South America. *Sedimentary Geology*, v. 46, p. 177-196.
- 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 rivers systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, n. 1, p. 157-164.
- SOARES, E.A.A.; RICCOMINI, C. 2004. Influência da neotectônica no padrão de sedimentação neogênica-quaternária na região do Baixo Rio Negro, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42. 2004, Araxá. *Anais...* Araxá: SBG (CD-ROM).
- SOARES, E.A.A. 2007. *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste de bacia do Amazonas*. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, Brasil. 205 p.
- SOARES, E.A.A.; SILVA, J.H.A.; TEIXEIRA, S.G.; RIKER, R.L. 2010. Sedimentação Quaternária nas regiões de Caapiranga, Anamá, Anori e Beruri, Amazônia Ocidental. In: Congresso Brasileiro de Geologia (CBG), 45, 2010, *Anais...* Belém: SBG, 2010. Artigos. CD-ROM.
- SOARES, E.A.A.; TEIXEIRA, S.G. 2011. Fusão de imagens SAR-R99B e Landsat-7 para identificação de Paleocanais na planície aluvial do Rio Solimões, Amazônia Ocidental. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e III Encontro do Quaternário Sulamericano, 13, 2011, *Anais...* Armação dos Búzios-RJ: ABEQUA, Artigos, CD-ROM.
- SOARES, E.A.A.; DINO, R.; SOARE, D.P.; ANTONIOLI, L.; SILVA, M.A.L. 2015. New sedimentological and palynological data from surface Miocene strata in the central Amazonas Basin área. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45, n. 3, p. 337-357.
- SOARES, E.A.A.; WAHNFRIED, I.; DINO, R. 2016. Estratigrafia de Subsuperfície da Sequência Sedimentar Cretácea-Neógena das Regiões de Manaus e Itacoatiara, Amazônia Central. *Geol. USP, Sér. cient.*, v. 16, n. 1, p. 23-41.
- SOUZA FILHO, P.W.M.; EL-ROBRINI, M. 1996. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da planície costeira Bragantina, nordeste do Pará, Brasil. *Geonomos*, v. 4, n. 2, p. 1-16.
- STERNBERG, H.O.R. 1950. *Vales Tectônicos da planície Amazônica?*. Ver. Bras. Geogr. v.12, n. 4, p. 3-26.
- STERNBERG, H.O.R. 1955. Sismicite et morphologie en Amazonie bresilienne. *Annales de Géographie*, v. 342, p. 97-105.
- STERNBERG, H.O.R. 1960. Radiocarbon dating as applied to a problem of Amazonian morphology: Washington, D.C.; *International Geographical Union, Congrès International de Géographie*, 18th, Proceedings, v. 2, p. 399-424. IN: MERTES, L.A.K.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L.A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, September.
- STEWART, D.J. 1981. A meander-belt sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England. *Sedimentology*, v. 28, p. 1-20.
- SUGUIO, K. 1998. *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins*. Rio de Janeiro, Bertrand, Brasil. 1.222 p.
- SUGUIO, K. 2010. *Geologia do quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo: Oficina de Textos, 408 p.

- TATUMI, S.H.; SILVA, L.P.; PIRES, E. L.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. 2007. Datação de sedimentos pós-barreiras no norte do Brasil por luminescência opticamente estimulada (LOE). In: XI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 11, 2007, *Anais...* Belém-PA. XI ABEQUA, Artigos, CD-ROM.
- TATUMI H.S.; SILVA L.P.; PIRES E.L.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M; MUNITA, C.S. 2008. Datação de sedimentos pós-barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 38, n. 3, p. 514-524.
- 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: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e III Encontro do Quaternário Sulamericano, 13, 2011, *Anais...* Armação dos Búzios-RJ: ABEQUA, Artigos, 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.
- THOMPSON, W.G.; GOLDSTEIN, S.L. 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews*. v. 25, p. 3207-3215.
- TRICART, J.L.F. 1977. Tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na Amazônia brasileira. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 39, n.2, p. 3-40.
- TUCKER, M.E. 1973. The sedimentary environments of tropical African estuaries: Freetown Peninsula, Sierra Leone. *Geol. Mijnbouw*, v. 52, p. 203-215.
- USGS. 2014a. http://landsat.usgs.gov/band_designations_landsat_satellites.php. <Acesso em 22/05/2014>.
- USGS. 2014b. <http://srtm.usgs.gov>. <Acesso em 16/07/2014>.
- VALERIANO, M.M. 2004. *Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul*. São José dos Campos: INPE, 72 p. (Publicação do INPE, 10550-RPQ/756).
- VAN DER HAMMEN, T.; ABSY, M.L. 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* v. 109, p. 247-261.
- VIEIRA, L.C.; ALMEIDA, R.P.; TRINDADE, R.I.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; JANIKIAN, L. 2007. A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 37, n. 4, p. 1-14.
- VISSER, J. 1986. *Sedimentology and taphonomy of a Styracosaurus bonebed in the Late Cretaceous Judith River Formation, Dinosaur Provincial Park, Alberta*. Unpubl. M.Sc. thesis, Univ. of Calgary, Calgary, Alta., 150 p.
- WAELEBROECK, C.; LABEYRIE, L.; MICHEL, E.; DUPLESSY, J.C.; MCMANUS, J.F.; LAMBECK, K. BALBON, E.; LABRACHERIE, M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*. v. 21, p. 295-305.
- WANDERLEY FILHO, J.R. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. Dissertação de Mestrado. UFPA. 134 p.
- WANDERLEY FILHO, J.R.; COSTA, J.B.S. 1991. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3. *Anais...* Belém, Resumos Expandidos. SBG. p. 244-259.
- WENG, C.; BUSH, M.B.; ATHENS, J.S. 2002. Holocene climate change and hydrarch succession in lowland Amazonian Ecuador. *Rev. Palaeob. Palynol.* v. 120, p. 73-90.
- WENTWORTH, C.K. 1922. *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. *J. Geol.* v. 30, p. 377-392.
- WINN, R.D.; DOTT, R.H. 1979. Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, v. 26, p. 203-228.
- 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*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. SEPM, Society for Sedimentary Geology. v. 3, p. 22-24.

- WOOD, J.M. 1985. *Sedimentology of the Late Cretaceous Judith River Formation, "Cathedral" area, Dinosaur Provincial Park, Alberta*. Unpubl. M.Sc. thesis, Univ. of Calgary, Calgary, Alta., 215 p.
- WRIGHT, M.D. 1959. The formation of cross-bedding by a meandering or braided stream. *J. Sediment. Petrol.* v. 29, p. 610-615.