

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio de Claro

MAYARA ALINE SANTOS RIBEIRO DO NASCIMENTO

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E TECTÔNICA DA PORÇÃO NORTE DA
BACIA DO AMAZONAS: REGIÃO DO RIO APUAÚ (AM)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Co-orientador: Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva

RIO CLARO SP / 2016

551.8 Nascimento, Mayara Aline Santos Ribeiro do
N244e Evolução geomorfológica e tectônica da porção norte da
Bacia do Amazonas: Região do Rio Apuaú (AM) / Mayara
Aline Santos Ribeiro do Nascimento. - Rio Claro, 2016
183 f. : il., figs., tabs. + 01 mapa

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Norberto Morales
Coorientador: Clauzionor Lima da Silva

1. Geologia estrutural. 2. Neotectônica na Amazônia. 3.
Morfotectônica. 4. Bacia Amazônica. 5. Datação LOE. 6.
Neotectônica. I. Título.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Norberto Morales – Orientador
IGCE/UNESP/ Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Eduardo Salamuni
UFPR/ Curitiba (PR)

Prof. Mário Lincoln de Etchebehere
Autônomo/ Rio Claro (SP)

Mayara Aline Santos Ribeiro do Nascimento
Aluna

Rio Claro, 08 de novembro de 2016.

DEDICATÓRIA

Ao meu marido Alessandro Aderson,

A minha querida filha Maria Cecília

Aos meus pais José Augusto e Dislainy,

E minha irmã Taynara

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes”.

(Marthin Luther King)

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho em todas as suas etapas. Primeiramente eu agradeço a Deus pelo dom da vida e por iluminar meu caminho com pessoas tão especiais.

Agradeço a UNESP de Rio Claro pelo apoio ao desenvolvimento desta dissertação e a CAPES pelo suporte financeiro, juntamente com o Projeto Neotectônica (UNESP/ Rede de Geotectônica da PETROBRAS).

Ao meu orientador Prof. Dr. Norberto Morales (IGCE/UNESP), por acreditar no projeto, por todo apoio e paciência, por todos ensinamentos e palavras de incentivos que guardo com muito respeito e carinho.

Ao meu amigo e eterno professor, Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva, que hoje leciona na Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRuralRJ), e que desde a minha graduação sempre me apoiou e acreditou no meu potencial, sua dedicação e apoio foram essenciais para conclusão desta dissertação. Agradeço pelas conversas e conselhos sábios que levarei sempre comigo, igual a frase que até hoje tenho na memória (“Os sonhos continuam os mesmos, só a maneira de os alcançar que mudar. ”).

Agradeço a Universidade Federal do Amazonas – UFAM, onde me formei geóloga, pelo auxílio no transporte cedendo o carro e motorista da universidade para nos levar e trazer de Novo Airão (AM), aproveito e agradeço ao motorista Douglas nos dirigiu nas estradas com segurança.

Ao Departamento de Geociências – DEGEO, por nos conceder o espaço e as cartas topográficas para auxílio na pesquisa, em especial ao Prof. Dr. João Carvalho (DEGEO).

Meus agradecimentos ao Instituto Chico Mendes de Conservação de Biodiversidade (ICMBio) por permitir nossa entrada e suporte de embarcação e alojamento no Parque Nacional das Anavilhanas (AM) para realização das atividades de campo, e juntamente meu obrigado aos barqueiros Vermelho e Antônio que nos guiaram em segurança nas águas escuras dos rios da região pesquisada.

Agradeço as universidades UNIFESP (Campus Baixada Santista) e USP pela colaboração na datação de sedimentos da área de estudo, em especial aos professores: Prof^a Dra. Sônia Hatsue Tatumi, Prof. Dr. Renê Rojas Rocca e Prof. Dr. Mácio Yee, todos do Departamento de Ciências do Mar (DCMAR/UNIFESP), que me ensinaram os procedimentos do método de datação LOE e se dedicaram na análise das amostras desta pesquisa.

A Rosângela, da secretaria da Pós-Graduação de Geociências e Meio Ambiente – UNESP, por toda atenção e carinho que sempre me recebeu.

Ao técnico de Geotecnia Alan, da UNESP/Rio Claro que me auxiliou nas análises sedimentares no Laboratório Didático de Geotecnia.

Meus agradecimentos mais que especiais ao meu marido, Alessandro Nascimento, que sempre esteve ao meu lado nos bons e maus momentos, pelo apoio psicológico, pelo carinho e companheirismo, por ter enxugado meu choro e me dado forças para continuar e chegar até aqui, agradeço pelas dicas na elaboração do texto e resultados, pela paciência e dedicação com nossa filha para que eu pudesse me dedicar na elaboração da pesquisa. A minha conquista divido com você.

Meus agradecimentos aos meus pais, Dislainy Ribeiro e José Augusto Ribeiro e familiares, que mesmo distantes me apoiaram e incentivaram muito desde o início.

Aos amigos de longa data que me ajudaram e colaboram na discussão e aperfeiçoamento da pesquisa: Emerson Sanches (Tintim), Jessica Miranda, Roger e Pedro Val. E aos novos amigos Aline Carlin, Syngra Flávio e Bruno Venâncio.

Deixo aqui os meus agradecimentos a todos da Banca Examinadora que aceitaram em participar da defesa deste Mestrado.

RESUMO

A paisagem na Amazônia tem mostrado um quadro geomorfológico evolutivo associado a condicionamentos tectônicos no controle da rede de drenagem, com importantes mudanças nos cursos dos rios associadas a sistemas de falhas no âmbito da Neotectônica. Esta pesquisa compreende o estudo da bacia hidrográfica do rio Apuaú, afluente da margem esquerda do rio Negro na sua porção média, a norte de Manaus, no Estado do Amazonas. Foi subsidiada por estudos estruturais e geomorfológicos apoiados em dados de campo, de sensores remotos e de datação dos depósitos aluvionares. Foram reconhecidos blocos desnivelados do relevo, com rupturas de declive (*knickpoints*) associadas e controladas por falhas. A rede de drenagem apresenta padrões anômalos dos cursos d'água, capturas, meandros e canais encurvados, alinhamento de canais retilíneos, marcando zonas de juntas ou zonas de falhas. Os blocos controlam também a distribuição de terraços, paleoterraços e canais abandonados, e suas datações por LOE apontam para depósitos mais antigos na faixa de 53.000 a 62.200 anos, intermediários na faixa de 20.330 a 23.100 anos, e depósitos atuais. O quadro geológico-estrutural aponta para compartimentos morfotectônicos, controlados por falhas normais e falhas transcorrentes destrais associadas. As falhas normais condicionam blocos rotacionados, a rede de drenagem e a distribuição dos depósitos aluvionares, enquanto as falhas transcorrentes parecem balizar e controlar os blocos na porção norte e leste da bacia hidrográfica. Reconhecidas em campo, as falhas normais formam dois grandes conjuntos, orientados NE-SW a EW e NW-SE, enquanto as falhas transcorrentes destrais predominam com orientação próxima a EW e transcorrentes sinistrais NE-SW. O tratamento das populações de falhas para obtenção de eixos de paleotensões indica um evento distensivo NNW-SSE a NW-SE, interpretado como mais antigo, um evento distensivo NE-SW a EW, ao qual pode ser atribuído o ajuste dos blocos rotacionados, controlados por falhas NW-SE, e um arranjo compressivo NNW-SSE a NW-SE, responsável pelas falhas transcorrentes, ambos mais jovens. A associação entre as falhas transcorrentes destrais EW balizando os blocos abatidos e rotacionados controlados por falhas normais NW-SE promove o rearranjo da rede de drenagem e o ajuste da distribuição das coberturas superficiais, indicando atuação do regime neotectônico, decorrente da interação da Placa Sulamericana com a Placa do Caribe.

Palavras-chave: Morfotectônica, Bacia Amazônica, datação LOE, depósitos aluvionares, análise de população de falhas, Neotectônica.

ABSTRACT

The landscape in the Amazon has shown a geomorphological evolution associated to tectonic constraints in controlling the drainage network, with important changes in the stream courses associated with fault systems within the scope of the neotectonic regime. This research comprises the study of the catchment of the Apuaú river, a tributary of the left bank of the Negro river in its middle portion, North of Manaus, in the state of Amazonas. Structural and geomorphological studies supported by field data, remote sensing and dating of alluvial deposits were carried out. Uneven relief blocks were recognized with associated slope ruptures (knickpoints) and controlled by faults. The drainage network has anomalous patterns of water courses, captures, meanders and curved channels, rectilinear alignment of channels, indicating fracture or fault zones. The blocks also control the distribution of terraces, paleoterraces and abandoned channels, and their LOE datings point to older deposits in the range 53,000 to 62,200 years, intermediate ones in the interval of 20,330 to 23,100 years and current deposits. The geological and structural framework points to morphotectonic compartments controlled by normal faults and associated dextral strike-slip faults. Normal fault constrain rotated blocks, drainage network and the distribution of alluvial deposits, while the strike-slip faults seem to delimit and control the blocks in the northern and eastern parts of the hydrographic basin. Recognized in the field, normal faults adjust into two large sets, oriented NE-SW to EW and NW-SE, while strike-slip faults predominate striking close to EW dextral and NE-SW sinistral ones. Fault population analysis to obtain paleostress axis indicates a NNW-SSE to NW-SE extensional event, interpreted as the oldest, followed by one NE-SW to EW distensive event, which can be attributed to the adjustment of rotated blocks, controlled by NW-SE faults, and a compressive arrangement NNW-SSE to NW-SE, responsible for the slip faults. The association between the EW dextral transcurrent faults controlling uneven and rotated blocks affected by NW-SE normal faults promotes the rearrangement of the drainage system and adjusting the distribution of surface covers, indicating actions of the neotectonic regime, due to the interaction of the South American Plate with the Caribbean Plate.

Keywords: Morphotectonic, Amazonian Basin, LOE dating, alluvial deposits, fault population analysis, Neotectonics.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	2
1.2	OBJETIVOS.....	3
1.2.1	<i>Objetivo geral</i>	3
1.2.2	<i>Objetivos específicos</i>	4
2	MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1	BASE CARTOGRÁFICA E SOFTWARES	5
2.2	ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA: PROCESSAMENTO DE IMAGENS E ANÁLISE	6
2.3	ELABORAÇÃO DOS PERFIS LONGITUDINAIS E KNICKPOINTS	7
2.4	ANÁLISE SEDIMENTAR E DATAÇÃO LOE.....	8
2.4.1	<i>Coleta e tratamento de amostras para análise sedimentológica</i>	8
2.4.2	<i>Coleta e tratamento de amostras para Datação LOE</i>	8
2.4.3	<i>Análise estatística dos dados no programa R package numOSL</i>	12
2.5	ÉTAPA DE CAMPO E COLETA DE DADOS	17
2.6	ANÁLISE ESTRUTURAL (TÉCNICAS PARA DETERMINAÇÃO DA PALEOTENSÃO)	19
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
3.1	PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA	26
3.1.1	<i>Domínio Uatumã – Anauá</i>	26
3.2	COMPLEXO JAUAPERI.....	26
3.3	FORMAÇÃO SERINGA E DERRAMES.....	27
3.4	FORMAÇÃO PROSPERANÇA	27
3.5	ESTRATIGRAFIA DA BACIA PALEOZOICA DO AMAZONAS	27
3.6	GRUPO TROMBETAS	28
3.7	GRUPO JAVARI	30
3.8	DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS	32
3.9	CARACTERÍSTICAS DA TECTÔNICA CENOZOICA DA REGIÃO ESTUDADA.....	33
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	38
4.1	PERFIL LONGITUDINAL E KNICKPOINTS (RUPTURA DE DECLIVE)	38
4.1.1	<i>Nível de base</i>	38
4.1.2	<i>Perfil longitudinal</i>	38
4.1.3	<i>Knickpoints</i>	39
4.1.4	<i>Estudos aplicados à Amazônia</i>	42
4.2	DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA (TL E LOE).....	44
4.2.1	<i>Técnica da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)</i>	45
4.2.2	<i>Protocolo Alíquota Única de Dose Regenerativa ou “Single Aliquot Regenerative” (SAR)</i>	47
4.2.3	<i>Trabalhos referentes a Amazônia</i>	49

5	RESULTADOS	50
5.1	GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	50
5.1.1	<i>Formação Nhamundá (S3D1t), Grupo Trombetas</i>	51
5.1.2	<i>Formação Alter do Chão K2ac (Grupo Javari)</i>	56
5.1.1	<i>Depósitos Quaternários</i>	58
5.2	ANÁLISE DA DATAÇÃO POR LOE DAS AMOSTRAS ALUVIONARES ATUAIS E DOS PALEOCANAIS	85
5.3	ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA	89
5.3.1	<i>Análise de drenagem</i>	90
5.3.2	<i>Análise de relevo</i>	98
5.4	ANÁLISE DOS PERFIS LONGITUDINAIS E DISTRIBUIÇÃO DE KNICKPOINTS	108
5.5	ANÁLISE ESTRUTURAL	120
5.5.1	<i>Juntas:</i>	120
5.5.2	<i>Falhas Normais</i>	123
5.5.3	<i>Falhas Transcorrentes</i>	131
5.5.4	<i>Análise Cinemática</i>	132
5.5.5	<i>Compartimentação morfotectônica</i>	137
6	DISCUSSÃO	141
7	CONCLUSÃO	147
8	REFERÊNCIAS	149
9	ANEXOS	158

Índice de Ilustrações

Figura 1.1: Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Apuaú, em modelo SRTM-NASA e imagem Alos Palsar (à direita) onde se destaca essa bacia situada a noroeste da cidade de Manaus (AM).	3
Figura 2.1: Fluxograma das etapas da pesquisa.....	5
Figura 2.2: Modo de coleta de amostra de sedimento in loco para datação por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) na área de estudo.	9
Figura 2.3: (A) amostras seladas em “porta amostras” para leitura no Detector de Germânio. (B) Foto do equipamento Detector de Germânio no Laboratório do Instituto de Física da USP, em São Paulo (SP).	10
Figura 2.4: Imagem (a esquerda) em lupa eletrônica dos sedimentos (inapropriados) antes da limpeza química, contendo grãos de argila e minerais pesados. A segunda imagem, após ataque químico, o material contém ainda minerais opacos e oxidados. Por fim, após o procedimento final com HF e agitador magnético e varredura com ímã de neodímio, restam grãos cristalinos (apropriados) para análise. Laboratório de Datação, Dosimetria e Análise Multielementares da UNIFESP Campus da Baixada Santista em Santos (SP).	11
Figura 2.5: Carrossel e alíquotas onde são colocadas as amostras.....	11
Figura 2.6: Foto do equipamento RISØE TL/OSL Reader, modelo DA-20, Laboratório de Datação, Dosimetria e Análise Multielementares da UNIFESP Campus da Baixada Santista em Santos (SP).....	12
Figura 2.7: Curva de decaimento da LOE da amostra de quartzo alíquota natural e irradiada com radiação beta. Fonte: Produzido pelo próprio autor.	13
Figura 2.8: Curva de calibração amostra MAP_PT03. Fonte: Produzido pelo próprio autor.	14
Figura 2.9: Gráfico “Radial Plotter” para a amostra MAP-PT01 ajuste pelo (A) MAM e (B) FMA. Fonte: Produzido pelo próprio autor.	15
Figura 2.10: Gráfico “Radial Plotter” para a amostra MAP-PT03 ajuste pelo MAM. Fonte: Produzido pelo próprio autor.	15
Figura 2.11: Gráfico “Radial Plotter” para a amostra MAP-PT05 ajuste pelo CAM. Fonte: Produzido pelo próprio autor.	16
Figura 2.12: Reconhecimento de sedimentos alterados da Formação Alter do Chão (Cretáceo da Bacia do Amazonas) e do perfil de alteração intempérica na área de estudo.	18
Figura 2.13: Exposição de um bloco rochoso da Formação Alter do Chão no rio Negro, próximo a foz do Rio Apuaú em novembro de 2015. Na época de cheia dos rios este afloramento fica submerso.	19

- Figura 2.14: O método dos diedros retos (ANGELIER e MECHLER, 1977), para obter o campo de paleotensões a partir de conjuntos de falhas, considera-se um plano auxiliar que é perpendicular à falha e às suas estrias, de modo que são definidas regiões compressivas (azul) e distensivas (branco). A soma dos estereogramas com as informações estruturais define áreas de maior possibilidade de ocorrência dos eixos de contração (σ_1/Z) e distensão (σ_3/X). (Baseado em Angelier 1994). 20
- Figura 3.1: Províncias Geotectônicas da América do Sul, (modificado de Almeida et al. 1977). . 22
- Figura 3.2: Províncias geocronológicas do Craton Amazônico, segundo a concepção de Tassinari e Macambira (1999, 2004); (B) Cráton Amazônico segundo a concepção de Santos et al. (2000). 23
- Figura 3.3: Modelo de compartimentação tectônica da região amazônica no Brasil, segundo Hasui et al. (1984). 24
- Figura 3.4: Mapa geológico da Bacia do Amazonas na região de Manaus, em destaque a área de estudo. Nessa área ocorrem rochas paleoproterozoicas, mesoproterozoicas e paleozoicas. Segundo Bizzi et al. (2001). 25
- Figura 3.5: Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas, segundo Cunha et al. (2007). 36
- Figura 3.6: (A) Paleofluxo do rio Cuieiras e anomalias de drenagem associadas à falha do rio Negro, no baixo curso do rio Cuieiras, na área contígua a estudada. (B) Detalhe do meandramento anômalo que atravessa a escarpa dissecada da Falha do Baependi e o fluxo do igarapé Cachoeira para N-NW. (C) Perfil topográfico mostrando o desnível causado pela falha do Baependi e o paleovale de um rio desajustado (Val et al., 2014). 37
- Figura 4.1: Exemplo de evolução e formação de knickpoint, conforme Crosby e Whipple (2006). 40
- Figura 4.2: Knickpoints de migração remontante versus zonas de soerguimento diferencial. A. Em um gráfico log declividade-log área de drenagem, um knickpoint causado por erosão remontante, devido ao rebaixamento do nível de base, se destaca como um sobressalto anômalo separando dois trechos de índices de gradiente similares. B. Regressão log declividade-log área de drenagem de uma zona de soerguimento diferencial apresenta um trecho de maior declividade funcionando como uma ponte para dois trechos adjacentes com índices de gradiente distintos. (BURBANK e ANDERSON, 2011). 41
- Figura 4.3: Visualização em mapa e perfil longitudinal de knickpoints de migração remontante e áreas de soerguimento diferencial. (A) em mapa, knickpoints podem estar localizados em elevações similares em qualquer sub-região da bacia (erosão remontante) ou (B) alinhados, localizados em diferentes elevações, seguindo um possível controle por soerguimento diferencial (falhamento). (C) em perfil, um trecho convexo separa as porções reajustadas

- das relictas do canal, quando gerado por migração remontante. (D) anomalias causadas por soerguimento geram um trecho convexo mais amplo não muito bem definido. Modificado de Burbank e Anderson (2011). 42
- Figura 4.4: Perfis longitudinais dos rios Cuieiras (A), Tarumã-Mirim (B), Tarumã-Açu (C) e Paraquequara (D) com os gráficos de desvio altimétrico em relação ao perfil ideal (A', B', C' e D'). O perfil ideal, na figura D' por exemplo, é uma concavidade clássica, comum, com valores de gradiente que diminuem da cabeceira para a foz tendendo a se aproximar do valor de elevação zero. No caso dessa figura (D') os valores de elevação aumentam e diminuem no canal principal (linha preta grossa). Portanto há 8 metros de altura do rio para ser erodido e alcançar seu nível de estabilidade. Os demais canais do mesmo jeito. (VAL et al, 2014)..... 43
- Figura 5.1: Mapa geológico da área de estudo obtido a partir de análises de imagens de satélite e dados de campo. As unidades, assim como seus contatos, que ocorrem a norte da área foram compilados do Mapa Geológico do Brasil de Bizzi et al. (2001). 52
- Figura 5.2: (A) Afloramento da Formação Nhamundá no leito do rio Bariuaú, afluente do rio Apuaú e no leito do rio Apuaú (B). Nos locais onde ocorrem essa exposição de rochas é comum a formação de corredeiras e quedas d'águas. (Afloramentos Ap 03, rio Bariuaú - AM e Ap 16, rio Apuaú - AM, respectivamente). 53
- Figura 5.3: Detalhe da estratificação plano paralela e estratificação cruzada no bloco no leito do rio Apuaú em blocos individualizados por famílias de fraturas. (Afloramento Ap 16, rio Apuaú -AM)..... 53
- Figura 5.4: Famílias de juntas NNE/SSW e NNW/SSE em arenito marinho da Formação Nhamundá no leito do rio Apuaú. (Afloramento Ap 16, Rio Apuaú -AM). 54
- Figura 5.5: Detalhe de finos veios de recristalização de sílica e feições erosivas de erosão aluvial em arenitos da Formação Nhamundá (A), detalhe da recristalização de sílica (B) que mostra associação com o padrão de faturamento. (Afloramento Ap 16, rio Apuaú -AM)..... 54
- Figura 5.6: Em destaque o limite da Formação Nhamundá bastante oxidada de coloração vermelho vinho com depósito aluvionar recente, margem esquerda do rio Apuaú – AM (Ap 21)..... 55
- Figura 5.7: Afloramento 17, terraço tabular da Formação Nhamundá na margem direita do rio Apuaú (abaixo do traço vermelho) recoberto por espesso depósito aluvionar mais jovem.55
- Figura 5.8: (A) Lajedos de arenito da Formação Alter do Chão na margem do rio Apuaú - AM. (B) Estratificação cruzada observado no topo da camada. (C) Camadas de conglomerado com clastos e seixos de argila, com matriz grossa, oxidados, abaixo do nível estratificado. (D) Detalhe do nível de conglomerado, mostrando arranjo dos clastos e grau de

arredondamento. (Afloramento Ap 02).	56
Figura 5.9: (A) Camadas onduladas da Formação Alter do Chão na margem do rio Apuaú, apresentando feições pseudocársticas (B); estalactites (C), ferruginizada e oxidada (D, E) e, na superfície apresentando feições lineares (F). (Afloramento Ap 15, rio Apuaú -AM).....	59
Figura 5.10: (A) Visão do afloramento em blocos na margem esquerda do Rio Negro, próximo a foz do rio Apuaú, apresentando bastante fraturado por juntas e falhas (B). A imagem (C) espelhos de falha em arenito nesta unidade. (D) nível conglomerático no rio Apuaú, com detalhe de seixos na imagem (E). Em (F) espelho de falha direcional em arenito no rio Negro. (rios Apuaú e Negro - AM).....	60
Figura 5.11: (A) Camadas intemperizadas da Formação Alter do Chão, apresentando nível caulínítico na base do saprólito, com horizonte manchado (mosqueado), solo argiloso amarelado no topo com concreções lateríticas desenvolvidas. (B) Observa-se a ocorrência de falha bem marcada no nível caulínítico e mosqueado. (C) Detalhe das falhas normais dispostas nas camadas alternadas argilosa e arenosa caulinizadas da Fm. Alter do Chão. (rio Apuaú - AM).....	61
Figura 5.12: Detalhe do afloramento Ap 01, e do perfil estratigráfico. (Rio Apuaú - AM).	63
Figura 5.13: Visão do afloramento Ap 03, corredeira do rio Bariuaú – AM, e abaixo foto do perfil estratigráfico descrito ao lado, as setas vermelhas indicam seus respectivos locais no perfil.	64
Figura 5.14: Depósito nas mediações do rio Bariuaú, perfil estratigráfico com os detalhes das camadas sedimentares e estereograma da paleocorrente da camada areno-argilosa com estratificação cruzada. (Afloramento Ap 07, rio Bariuaú - AM).	65
Figura 5.15: Afloramento Ap 06 em banco de areia na margem direita do rio Apuaú - AM.	66
Figura 5.16: Depósito quaternário sobre a Fm. Nhamundá, em vermelho o limite inferido entre a formação e o depósito, ao lado, o perfil estratigráfico do depósito. (Afloramento Ap 21, rio Apuaú -AM).	67
Figura 5.17: Extensão dos depósitos quaternários sobrepostos ao arenito da Fm. Nhamundá. (Afloramento Ap 21, rio Apuaú - AM).	67
Figura 5.18: (A) Afloramento do depósito quaternário, em (B) detalhe do limite inferido, em vermelho, do contato das camadas de areia fina a média com a camada de argila compacta, (C) foto detalhe da camada inferior do depósito. Ao lado o perfil estratigráfico do depósito. (Afloramento Ap 22, rio Apuaú - AM).	69
Figura 5.19: Afloramento Ap 27 que mostra o contato, em vermelho, do depósito quaternário com o embasamento da Fm. Alter do Chão, ao lado o perfil estratigráfico do pacote sedimentar. (Rio Negro - AM).	70

- Figura 5.20: Paleoterraço na margem direita do rio Apuaú, nos detalhes a estratificação cruzada da camada base do afloramento (1ª foto), as camadas de concreção de Fe (2ª foto) e limite da camada de arenito com a argila cinza (3ª foto). (Afloramento Ap 10, rio Apuaú - AM).. 71
- Figura 5.21: (A) Afloramento do terraço, foto (a) correlação com a camada (a) do perfil estratigráfico, detalhe da areia media a grossa com manchas de oxidação e bioturbação com registros vegetais modernos, foto (b) correlação com a camada base do perfil estratigráfico da camada argilo-arenoso. (Afloramento Ap 12, rio Negro - AM). 72
- Figura 5.22: Distribuição dos terraços no canal do Rio Negro até a foz do rio Apuaú - AM. 72
- Figura 5.23: Terraços da Fm. Alter do Chão alterados por intemperismo e com feições convolutas. Rio Apuaú - AM..... 74
- Figura 5.24: (A) detalhe da superfície do Paleocanal Ap 04, em (a, b, c, d) correlação com as camadas do perfil estratigráfico. (Afloramento Ap 04, rio Bariuaú - AM)..... 75
- Figura 5.25: Paleocanal Ap 09 em vermelho a localização das fotos de detalhes, a 1ª foto mostra a camada de arenito marrom, a 2ª foto mostra o contato do nível conglomerático com a camada de arenito marrom, e a 3ª foto mostra o contato do paleocanal e a camada argilo-arenosa inferior. Perfil estratigráfico do afloramento Ap 09, Igarapé Perdidos - AM)..... 76
- Figura 5.26: (A) O perfil estratigráfico e fotos detalhes das camadas, em (B) visão do bosque com cobertura de matéria orgânica alagada. (Afloramento Ap 11, rio Bariuaú - AM)..... 79
- Figura 5.27: Panorâmica do paleocanal com as fotos de detalhe: 1ª foto das concreções de Fe, 2ª foto mostra a imbricação os grãos do conglomerado e 3ª foto detalhe dos fragmentos de rochas com nódulos de Mg, P1 e P2 corresponde aos perfis estratigráficos 01 e 02 descrito com as fotos correspondente de cada camada. (Afloramento Ap 14, rio Apuaú - AM). 80
- Figura 5.28: (A) Foto referente as camadas argila bioturbada com as camadas de arenito oxidado e argila cinza do topo do barranco, em (B) camada de argila vermelha sem bioturbação e discordância com arenito oxidado estratificado, (C) marca de onda no nível do conglomerado, e (D) as camadas de arenito grosso com concreções de Fe e argila cinza compacta. (Afloramento Ap 23, rio Apuaú - AM)..... 81
- Figura 5.29: (A) Limite inferido do paleocanal, (B) seixos e bloco de argila do conglomerado, ao lado perfil estratigráfico do afloramento. (Ap24, rio Apuaú - AM). 82
- Figura 5.30: Mapa com a distribuição das orientações de paleocorrentes dos paleocanais visitados em campo. As linhas segmentadas em vermelho são os paleocanais observados a partir do modelo SRTM..... 83
- Figura 5.31: Contato (em vermelho) das rochas da Fm. Alter do Chão com os sedimentos quaternários da planície de inundação do rio Apuaú - AM..... 84

Figura 5.32: Terraços modernas distribuídos nas margens do rio Apuaú - AM.	84
Figura 5.33: (A) Local da coleta da amostra MAP-PT01; (B) depósito onde foi coletada a amostra MAP-PT03; (C) momento da coleta da amostra MAP-PT11; (D) banco de areia da coleta da amostra MAP-PT06, e o local da amostragem MAP-PT07 em (E). Em vermelho o local exato da coleta. Rio Apuaú -AM para A, D, E / Rio Bariuaú - AM para B, C.....	85
Figura 5.34: Locais de coletas de sedimentos para datação. Rio Apuaú - AM.	86
Figura 5.35: (A) e (B) imagem Alos Palsar com a delimitação dos vales fluviais recentes. (C), (D), (E) mostram os modelos SRTM utilizados para determinar os vales e terraços fluviais antigos (paleofluxo). (F) Mapa geológico compilado com a integração das unidades aluvionares antigas e recentes adicionadas.....	93
Figura 5.36: (A) Mapa de drenagem mostrando padrões subdendrítico, paralelos e retangular-angulado na bacia do rio Apuaú. (B) A imagem Landsat 8 mostra anomalias (detalhe) no canal desse rio com meandros pequenos, retos, afogados e comprimidos (setas).	94
Figura 5.37: Mapa da bacia hidrográfica do rio Apuaú e modelo SRTM com diagrama esquemático do possível basculamento tectônico na área (modificado de Hare & Gardner 1985).....	95
Figura 5.38: (A) Mapa de drenagem com destaque para principais padrões de anomalias: em candelabro (margem esquerda) (B); meandros comprimidos (a); encurvamento de canal (b); retangular-angulado (c) e (d); provável local de captura de drenagem; (e) afogamento próximo a foz do rio Apuaú.....	96
Figura 5.39: Detalhe em vermelho das curvas anômalas e padrão retilíneo do rio Bariuaú.....	97
Figura 5.40: (A) Rio Apuaú na época da cheia em janeiro de 2015, nível da água chega a cobrir algumas árvores. (B) Rio Apuaú na vazante em novembro de 2015, possível observar a distribuição dos depósitos quaternários ao longo do rio. As fotos foram tiradas no mesmo local em épocas distintas (próximo a foz do igarapé Pajé - AM).....	97
Figura 5.41: Mapa de curvas de nível com intervalos de 30 metros com amplos vales abertos possivelmente de antigos vales fluviais indicados pelas linhas pretas segmentadas.....	100
Figura 5.42: Mapa de declividade com rede de drenagem integrado, mapa gerado através do modelo SRTM.....	101
Figura 5.43: Mapa hipsométrico com rede de drenagem integrado, em tons amarelos e marrom área mais elevadas, e em tons mais claro, áreas mais rebaixadas. Elaborado a partir do modelo SRTM.....	103
Figura 5.44: Perfis topográficos mostrando o desequilíbrio no relevo da bacia do Rio Apuaú..	104
Figura 5.45: Modelo Digital de Elevação da bacia do rio Apuaú e da bacia adjacente do rio Cuieiras, ambas desembocam no rio Negro.	106

- Figura 5.46: Mapa de lineamentos mostrando a forte orientação NW-SE, seguida pelas direções NE-SW, N-S e E-W e provável traçado da Falha Baependi. 107
- Figura 5.47: Terraços argilo- arenosos e incisão de pequenos canais na planície de inundação do rio Apuaú. Igarapé Pajé (AM). 108
- Figura 5.48: Mapa de distribuição de knickpoints ou ruptura de declive da bacia do rio Apuaú elaborado a partir do modelo SRTM. As áreas de ruptura compreendem as áreas em vermelho, zona intermediária laranja e verde quase sem ruptura. 110
- Figura 5.49: (A) Perfil longitudinal do rio Bariuaú e seus tributários com as rupturas de declive (setas) marcadas na curva de declividade do canal. Knickpoints alinhados de canais principais dessa bacia e, em (B), perfil desse rio com desnível altimétrico ideal. 112
- Figura 5.50: (A) Mapa da rede de drenagem conforme dados SRTM; (B) Perfil longitudinal da bacia do rio Apuaú (linha vermelha) e tributários da margem esquerda e (C) da margem direita; Desvio altimétrico para cada canal dessa bacia e com relação ao perfil ideal (D). 114
- Figura 5.51: Perfil longitudinal do rio Apuaú com as localizações das rupturas suaves da declividade (setas) e as rupturas mais expressivas (pontos pretos). Alinhamentos entre knickpoints de drenagens distintas em diferente nível altimétrico. 115
- Figura 5.52: (A), (B), (C), (D), (E) e (F) Perfis longitudinais dos igarapés Trovão, Cutia, Apuauzinho e Água Boa respectivamente e em (A'), (B'), (C'), (D') (E') e (F') os respectivos desvios altimétricos em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal. Canais da margem esquerda do rio Apuaú. 117
- Figura 5.53: Evidências em campo das ocorrências de knickpoints nos rios Bariuaú e Apuaú, respectivamente, mostrando rupturas suaves no baixo curso já em processo de estabilização. (Afloramentos Ap 03 e Ap 16). Alinhamentos mostrando preferências para N, NW e NE. 118
- Figura 5.54: Perfil de regressão linear dos rios Apuaú (A) e Bariuaú (B). As setas indicam uma ligação entre os gradientes topográficos distintos, configurando uma ação tectônica para a origem dos knickpoints, o padrão em degraus indica erosão remontante. 119
- Figura 5.55: Lajedo de arenito da Formação Nhamundá no leito do Rio Apuaú (AM), mostrando famílias de juntas NNE-SSW (maiores) e NNW-SSE. (Afloramento Ap 16). 120
- Figura 5.56: Longas juntas NNE-SSW (24 medidas), por vezes concentradas, e juntas NNW-SSE (6 medidas) em arenito Nhamundá no leito do rio Apuaú. (AM). Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) com diagrama de roseta mostrando as duas famílias bem discriminadas. (Afloramento Ap 16). 121
- Figura 5.57: Exemplo de vênulas de sílica orientadas segundo as juntas NNE/SSW, indicadas pela seta vermelha. (Afloramento Ap 16, rio Apuaú - AM). 122

- Figura 5.58: Exemplo de vênulas de sílica orientadas segundo as juntas NNW/SSE, indicadas pela seta vermelha. (Afloramento Ap 16, Rio Apuaú - AM)..... 122
- Figura 5.59: Juntas no nível conglomerático da Formação Alter do Chão na margem do rio Apuaú (AM), mostrando juntas NE-SW. (Afloramento Ap 19). 123
- Figura 5.60: (A) Visão do afloramento (Ap 13) de blocos silicificados da Fm. Alter do Chão, em vermelho os planos de falhas NW-SE, na margem do rio Negro, próximo a foz do rio Apuaú; (B) topo do bloco com juntas NE-SW; (C) e (D) mostram detalhes da superfície estriada de falhas NW-SE..... 125
- Figura 5.61: Encosta de sedimentos alterados da Fm. Alter do Chão (Ap 25), na margem esquerda do rio Apuaú, mostrando falhas normais N50E/65NW cortadas por falhas normais E-W. (Afloramento Ap 25)..... 126
- Figura 5.62: Distribuição das famílias de falhas normais NE-SW, por vezes mostrando obliquidade, com falhas E-W no afloramento AP-25, na margem esquerda do rio Apuaú. 127
- Figura 5.63: Plano de falha normal N55E/42NW deslocando falhas E-W com detalhe da superfície estriada de falha principal. Projeção ciclográfica das duas famílias de falhas. (Margem esquerda do rio Apuaú afloramento Ap 25)..... 127
- Figura 5.64: Foto do afloramento (Ap 25) na margem esquerda do rio Apuaú que mostra em detalhe o deslocamento das falhas normais N80E/49NW. Detalhe do contato entre os níveis alterados do topo e base da Fm. Alter do Chão. 129
- Figura 5.65: Falha N89E/45NW cortada pelas falhas NE-SW em camadas alteradas argilo-arenosa da Fm. Alter do Chão, a seta vermelha indica o espelho de falha EW com mergulho das estrias a 45° (Ap 25 rio Apuaú AM). As falhas NW-SE cortam as duas outras falhas... 130
- Figura 5.66: Afloramento na margem esquerda do rio Negro (Ap 28), que mostra blocos rochosos em lajedo da Fm. Alter do Chão, falhas normais NW-SE antitéticas (50/40 mergulham para a esquerda), cortando falhas N20E (110/44) no plano da foto. 130
- Figura 5.67: Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas N-S de alto e baixo ângulo, respectivamente. As setas indicam o mergulho das estrias. 131
- Figura 5.68: Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas transcorrentes sinistrais e destrais, respectivamente. As setas indicam o caimento das estrias. 131
- Figura 5.69: (A) Plano de falha transcorrente oblíqua destal e (B) detalhe do mergulho das estrias da foto anterior; (C) plano de falha transcorrente oblíqua destal associada com falhas normais; em (D) e (E) a seta vermelha indica os steps de falhas transcorrentes

destrais e (F) plano de falha transcorrente destral N44W/89SE. Afloramentos na margem esquerda do rio Negro (Ap 28 e Ap 29).	132
Figura 5.70: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas normais N-S, de alto e baixo ângulo de mergulho, respectivamente, as setas vermelhas indicam as paleotensões.....	133
Figura 5.71: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas normais E-W, as setas vermelhas indicam as paleotensões. Produzido pelo próprio autor.	133
Figura 5.72: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas normais NE-SW, as setas vermelhas indicam as paleotensões.	134
Figura 5.73: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) para as falhas normais NW/SE com os sigmas, as setas indicam as estrias das falhas.	134
Figura 5.74: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas transcorrentes sinistrais e destrais, respectivamente, as setas vermelhas indicam as paleotensões. Produzido pelo próprio autor.	135
Figura 5.75: Distribuição dos tensores e juntas por afloramentos, nota-se uma concentração maior de falhas normais nas margens próximas a foz do rio Apuaú, e as transcorrentes são exclusivas na margem esquerda do rio Negro próximo a foz do rio Apuaú.	136
Figura 5.76: Modelo da compartimentação tectônica gerada para região da bacia do Rio Apuaú, a partir do Modelo Digital de Elevação (SRTM), abaixo perfil topográfico mostrando a variação na altimétrica da região.	140
Figura 6.1: Seção esquemática dos blocos rotacionados, separados por falhas normais NW-SE.	141
Figura 6.2: Mapa estrutural do Terciário (A) e Quaternário (B) ao longo da calha do rio Amazonas, modelo de Costa et al. (2001).	145

Índice de Tabelas

Tabela 2.1: Doses equivalentes obtidos pelos métodos MAM, CAM e FMA, n é o número de alíquotas válidas usadas na estatística, OD é o valor da dispersão e P é probabilidade relacionada à D_e encontrada por FMA. Fonte: Produzido pelo próprio autor.	14
Tabela 2.2: componentes da dose anual de Potássio, Tório e Urânio para uma determinada concentração (AITKEN, 1985). Fonte: Produzido pelo próprio autor.....	17
Tabela 2.3: Teores dos radioisótopos encontrados nas amostras estudadas. Fonte: Produzido pelo próprio autor.....	17

Tabela 5.1: Amostras analisadas neste trabalho. Produzido pelo próprio autor.	87
Tabela 5.2: Junção dos resultados finais de todas as etapas para a obtenção das idades das amostras. Fonte: Produzido pelo próprio autor.....	87

Índice de Anexos

Anexo 1: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap01.....	159
Anexo 2: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap03.....	160
Anexo 3: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap06.....	161
Anexo 4: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap09.....	162
Anexo 5: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap11.....	163

1 INTRODUÇÃO

Os estudos geológicos sobre região amazônica vêm mostrando importantes evidências de processos tectônicos recentes na mudança de sua paisagem. Os primeiros estudos voltados para estes processos tectônicos cenozoicos foram iniciados por Sternberg (1950, 1953), referindo-se ao tectonismo nos vales e rios amazônicos. Com as pesquisas petrolíferas e o levantamento do Projeto RadamBrasil na Bacia Amazônica nos meados dos anos 1970 e 1980, várias anomalias morfoestruturais foram citadas por alguns autores como fenômenos de reativação tectônica, evidências essas não entendidas ou interpretadas no contexto regional, mas foram importantes para contrapor às teorias dos domínios morfoclimáticos impostas na época. Somente no final da década de 1980 que foram realizados os estudos neotectônicos na região amazônica, destacando alguns autores, cuja maioria entendeu, o quadro tectônico regional do Cenozoico conforme o modelo neotectônico da Plataforma Brasileira proposto por Hasui (1990).

Os estudos sobre *knickpoints* na Amazônia são quase que inexistentes, considerando que a análise dos padrões de estruturas associadas aos perfis longitudinais quando aplicada a bacias hidrográficas, pode revelar processos transientes de modificação de paisagem associados às atividades neotectônicas de uma região. Processos de captura de drenagens na morfologia da região amazônica ocidental têm sido reconhecidos como resultados de eventos tectônicos no Cenozoico. Alguns autores vêm mostrando que tais anomalias são posteriores à formação atual do rio Amazonas no Plioceno e estão associados à deformação tectônica intraplaca (POTTER, 1997; COSTA et al., 2001; SHEPHARD et al., 2010; SACEK, 2014). Na região do Rio Negro, ocorrem processos de mudança de fluxo de canais, abandono de canais ou reutilização de antigos canais, e até mesmo capturas de drenagens, que demonstram a instabilidade na rede de drenagem e no gradiente topográfico os quais tem sido associado a tectônica no Cenozoico, como citam alguns autores como Silva (2005), Almeida Filho e Miranda (2007), Silva et al. (2007) e Val et al. (2014), dentre outros.

A utilização de métodos de datação por luminescência de minerais livres de qualquer registro orgânico tem auxiliado em pesquisas para determinar a idade de

depósitos sedimentares em vários países, pois abrangem idades importantes do Quaternário, ajudando a estabelecer cronologias absolutas de depósitos recentes marinhos ou continentais que tenham testemunhados importantes eventos geológicos. Na Amazônia brasileira já foram realizados alguns trabalhos deste tipo, os quais apontam idades diversas para os depósitos quaternários. Fiore et al. (2013), utilizando o método de luminescência LOE (Luminescência Opticamente Estimulada), determinaram idades entre 430, 65.2, 44, 34.5 e 7.5 mil anos para terraços fluviais dos rios Negro e Solimões. Com o uso dessas idades associados às informações paleoambientais é possível interpretar as condições climáticas, ambientais e geológicas de formação desses depósitos.

No limite entre a Bacia Amazônica e o Embasamento Cristalino, a bacia do rio Apuaú apresenta condições ideais para investigação a respeito da evolução geomorfológica, pois apresenta significativas modificações dos canais, além de apresentar anomalias nos padrões de drenagem e respectivos vales. O conjunto dessas feições representa uma reorganização morfoestrutural no sistema de drenagem no Cenozoico.

Assim, a área de estudo proposta está situada no baixo curso do rio Negro, a noroeste da cidade de Manaus no Amazonas. A pesquisa foi baseada na análise de produtos de sensores remotos e modelos SRTM, somados com estudos de perfis longitudinais dos principais canais para identificação de anomalias, lineamentos e falhas, juntamente com os dados de datação LOE dos depósitos quaternários reconhecidos em campo, com intuito de avaliar a evolução da bacia hidrográfica do rio Apuaú na porção norte da borda da Bacia Amazônica.

1.1 Localização e acesso

O rio Apuaú é um afluente da margem esquerda do denominado “baixo curso” do rio Negro, distante cerca de 110 km, em linha reta, a noroeste de Manaus (AM) (Figura 1.1).

O acesso ao local pode ser feito a partir de Manaus até a cidade de Novo Airão, distante cerca de 180 km, passando pelas rodovias AM-070, conhecida como Manoel Urbano, e depois pela rodovia AM-363. A partir da cidade de Novo Airão, cidade situada à margem direita do rio Negro, em frente ao Arquipélago Anavilhanas,

o trajeto é feito por barco de pequeno porte, regionalmente conhecido como voadeira, até a foz do rio Apuaú. Naquele local utilizou-se a base de apoio do Instituto Chico Mendes de Conservação de Biodiversidade (ICMBio). O rio Apuaú tem aproximadamente 120 km de extensão, constituindo uma bacia com área de 3.029 km² na área do Parque Nacional das Anavilhanas, cujo acesso é administrado pelo ICMBio.

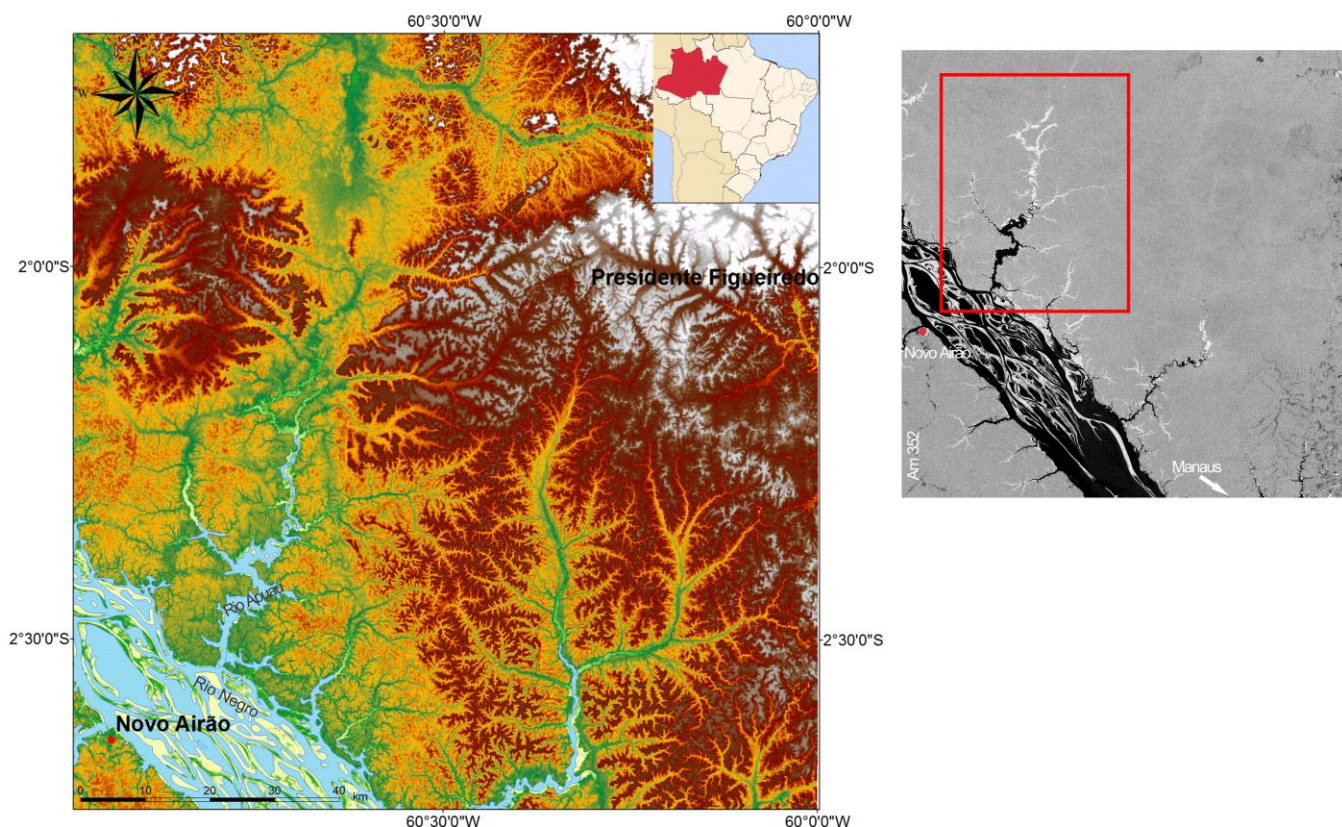


Figura 1.1: Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Apuaú, em modelo SRTM-NASA e imagem Alos Palsar (à direita) onde se destaca essa bacia situada a noroeste da cidade de Manaus (AM).

1.2 Objetivos

No contexto da análise tectônica do Cenozoico na região da bacia do Amazonas, o estudo da bacia do rio Apuaú buscou alcançar os seguintes objetivos:

1.2.1 *Objetivo geral*

Investigar o quadro geomorfológico da região, visando contribuir para o entendimento da evolução da paisagem da área da bacia hidrográfica do rio Apuaú, porção norte da Bacia do Amazonas, e sua relação com a deformação tectônica

cenozoica.

1.2.2 *Objetivos específicos*

Determinar a compartimentação morfoestrutural com vistas à construção do modelo de evolução da paisagem.

A partir da integração dos dados obtidos, determinar o quadro evolutivo regional, com a caracterização das etapas de formação, deformação ou preservação das feições geomorfológicas com ênfase na história evolutiva cenozoica na região.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização da pesquisa foram realizadas etapas de levantamentos bibliográficos, de aquisição dos materiais necessários para a sua condução, como mapas diversos e coletânea de dados digitais, assim como a busca de *softwares* necessários para processamento dos dados. Estas atividades permitiram tanto a fundamentação teórica para o estudo, com a definição de métodos investigativos e conhecimento sobre modelos propostos anteriormente por outros autores.

A metodologia foi dividida em quatro fases como mostra o fluxograma da figura 2.1. A primeira etapa consistiu no levantamento bibliográfico e cartográfico referentes a área de estudo. Na fase de pré campo foram feitas as análises morfotectônica, a partir de parâmetros morfométricos (assimetria, análise da declividade, padrões e anomalias de drenagem) e análise tectônica da paisagem a partir da análise em perfis longitudinais de drenagem da bacia do rio Apuaú e a distribuição de rupturas de declive (*knickpoints*), os mapas temáticos gerados auxiliaram na etapa de campo, que consistiu no reconhecimento litológico, identificação de rupturas de drenagens e aluviões, coleta de sedimentos e dados estruturais. A última fase, pós campo, foram feitas as análises sedimentares e determinação da idade absoluta da sedimentação a partir da LOE, análise estrutural e cinemática e a integração de todos os dados obtidos nas fases anteriores para a elaboração do quadro neotectônico da área.

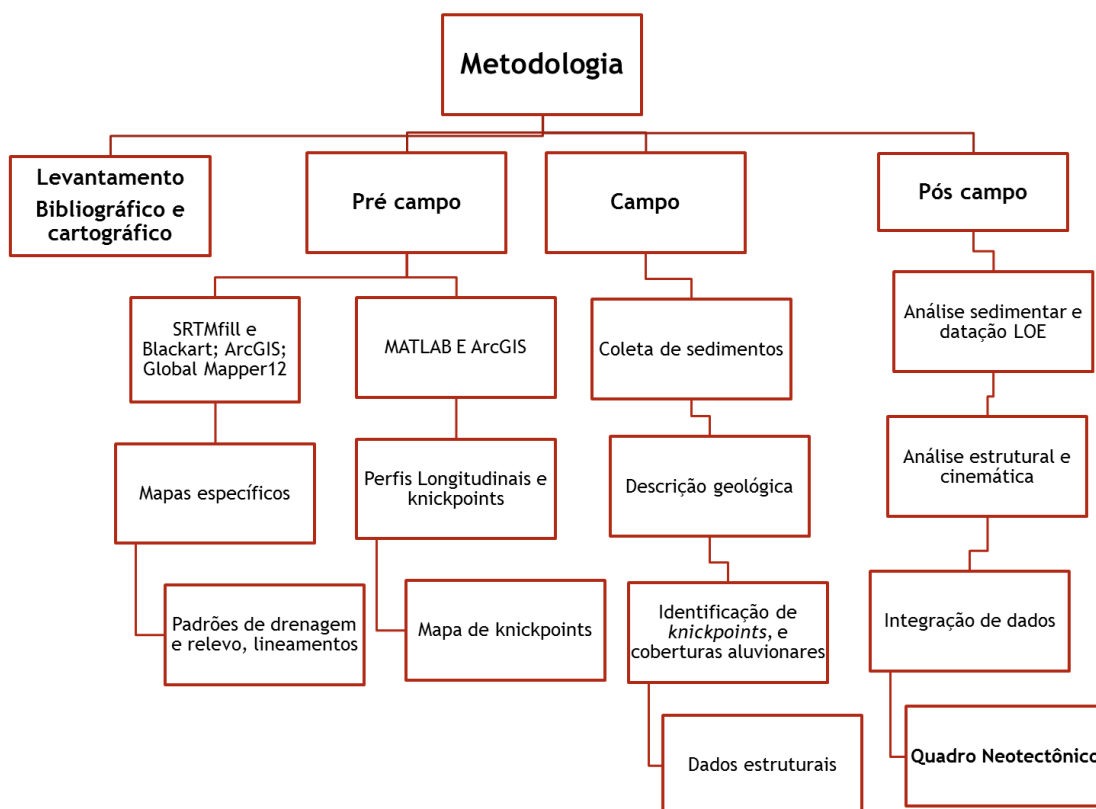


Figura 2.1: Fluxograma das etapas da pesquisa.

2.1 Base cartográfica e softwares

Foram utilizados modelos digitais de elevação (MDE) da missão SRTM MDE-SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*): S02W061 e S03W061, ambos no formato hgt, com resolução de aproximadamente 90 metros por pixel, disponibilizados pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) para *download* no *site* (https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/). Não foram utilizados os produtos SRTM interpolados no programa Topodata do INPE pelo fato desses dados não servirem para o processamento e confecção dos perfis longitudinais através do MATLAB (R2012a), conforme item 2.3. As imagens de satélite usadas foram as do tipo Landsat ETM+, órbita/ponto 213/61 e 213/62, (data da imagem 24/04/2015), cada uma possuindo oito bandas espectrais com resolução de 30 e 15 metros. A imagem de radar usada foi a Alos (*Advanced Land Observing Satellite*) – Palsar (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) S01W061/10/sl/HH e S02W061/10/sl/HH com resolução de 10 metros e polarização HH (data da imagem 30/07/2011), obtidas gratuitamente no *site*: (http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/palsar_fnf/data/index.htm).

Utilizou-se ainda de cartas topográficas planimétricas e de imagem de radar,

na escala 1:250.000, ambas correspondentes a Folha Novo Airão (SA.20-Z-B), e também cartas na escala de 1:100.000 compreendendo as folhas Baependi (SA.20-Z-B-I), Acará (SA.20-Z-B-II) e Fazenda Rio Branco (SA.20-Z-B-III), disponíveis no Laboratório de Geofísica da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). As cartas topográficas foram elaboradas e disponibilizadas pela 4ª. Divisão de Levantamento do Exército do Ministério do Exército/Departamento de Engenharia e Comunicações (Região Norte). Os mapas utilizados correspondem aos dados vetoriais cartográficos digitais, obtidos por meio da Base Cartográfica Contínua do Brasil ao milionésimo do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) atualizada em 2014. O mapa geológico usado corresponde ao mapa compilado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na escala 1:2.500.000 (BIZZI et al., 2001).

Os *softwares* utilizados para processamento dos mapas de relevo MDE-SRTM foram: o ArcGIS versão 10.2; Global Mapper versão 15 (64 bit); o MATLAB R2012a (*Matrix Laboratory*); SRTMfill e Blackart. Além destes softwares foram usados ainda: Excell (2000), para elaboração de planilhas usadas pelo *software* Grapher para gerar os gráficos granulométricos; e Stereo32 versão 1.0.3, WinTensor, versão 4.0.3, conforme Delvaux e Sperner (2003) e AzimuthFinder (QUEIROZ et al., 2014), para gerar os gráficos estruturais.

2.2 Análises geomorfológica: processamento de imagens e análise

A identificação e caracterização de elementos da paisagem indicativos de deformações tectônicas modernas na área de estudo seguiram os conceitos de Bloom (1978), Schumm (1986), Summerfield (1993), Keller e Pinter (1996), e Howard (1967) envolvendo estudo dos padrões e anomalias de drenagens e formas de relevo cujas respostas são decorrentes da ação tectônica.

Para isso, foram utilizados os modelos SRTM para a extração de drenagens, elaboração dos perfis longitudinais e distribuição em mapa dos *knickpoints*. A bacia de drenagem do rio Apuaú foi gerada automaticamente, e, dela calculada a área, caracterizado o sistema de drenagem, segundo a classificação de Strahler (1952), via ArcGIS versão 10.2. Quanto às anomalias de drenagens, tais como segmentos retilíneos, curvas anômalas, evidências de captura de drenagem, formas assimétricas, e feições específicas de meandros, foram reconhecidas e discutidas conforme os

conceitos de Howard (1967), Ouchi (1985), Schumm (1986), Phillips e Schumm (1987), Deffontaines (1989), Summerfield (1993) e Keller e Pinter (1996). A análise do relevo compreendeu a identificação de tipos morfológicos e de lineamentos de relevo nas imagens de satélite e radar e nos modelos SRTM. O reconhecimento dos tipos morfológicos, principalmente aqueles empregados na caracterização morfoestrutural e morfotectônica, foi realizado de acordo com os estudos de Cotton (1958), Bloom (1978), Panizza e Piacente (1978), Bull e Wallace (1985), Doornkamp (1986), Cooke (1990), Summerfield (1993), Stewart e Hancock (1994) e Keller e Pinter (1996). Para o estudo da compartimentação e a identificação de feições alinhadas no relevo foi elaborado um mapa de curvas de nível a partir das cartas topográficas na escala de detalhe ou através dos modelos SRTM.

2.3 Elaboração dos Perfis Longitudinais e knickpoints

Os perfis longitudinais, para caracterização e localização dos *knickpoints*, foram gerados via ArcGIS versão 10.2, utilizando os modelos SRTM originais. Inicialmente, os dados de drenagem foram elaborados utilizando a ferramenta *hydrology* com criação de arquivos no formato ASCII. Para o processamento automático no ArcGIS, foi aplicada uma rotina para facilitar as várias etapas para geração da rede de drenagem e da bacia de drenagem. A partir dessa rotina, são aplicadas automaticamente as seguintes ferramentas: a) *Fill*; b) *Flow direction*; c) *Flow accumulation*; d) *Flow Length*; e) *Stream Link*; f) *Watershed*, resultando no mapa de drenagem de detalhe e dos limites das bacias hidrográficas. Além destes arquivos também foram criados os arquivos com a extensão "ASCII" (*American Standard for Computer Information Interchange*), os quais são usados no programa MATLAB (R2012a) conforme a rotina de Harbor et al. (2005), para geração dos gráficos de regressão linear (declividade *versus* distância da bacia), gráfico do ajuste dos dados altimétricos, suavização dos valores de declividade, perfis longitudinais integrados para os canais principais da bacia e dados da declividade. Os dados de declividade ao longo do canal são posteriormente transferidos de volta ao ArcGIS para visualização dos *knickpoints* em mapa, os quais podem ser integrados com imagens de satélite de alta resolução espacial e mapas temáticos (unidades geológicas, lineamentos, contatos, etc.) para correlação com os dados geológicos, geomorfológicos e estruturais e identificação e análise das rupturas de declive

existentes.

O mapa da distribuição dos possíveis locais com ocorrência de *knickpoints*, os gráficos dos desvios de nível de base e os perfis longitudinais gerados foram analisados e discutidos com base nos trabalhos de Gardner (1983), Mckeown et al. (1988), Whipple (2004), Bishop et al. (2005), Harbor et al. (2005), e Crosby e Whipple (2006). Estes foram correlacionados aos dados geológicos, geomorfológicos e tectônicos existentes no que concerne à análise neotectônica, cujo resultado mostra a distribuição de ruptura de declive e sua relação com os fatores tectônicos.

2.4 Análise sedimentar e datação LOE

2.4.1 Coleta e tratamento de amostras para análise sedimentológica

Foram coletadas cinco amostras em campo para a caracterização dos sedimentos dos depósitos mais jovens, foram realizados estudos sedimentológicos, com os procedimentos de separação dos sedimentos de granulação média a fina (areno-argilosos, argilo-arenosos e arenosos) aluviais da área de estudo para a obtenção da classificação granulométrica dos estratos.

A análise das amostras de sedimentos foi realizada no Laboratório Didático de Geotecnia da UNESP – Rio Claro (SP), cuja rotina compreende o quarteamento e secagem da amostra em estufa a 40°C por 24 horas. Em seguida foi feita a lavagem de 200 g de amostra para retirada de sedimentos finos e novamente levada na estufa por 24 horas à temperatura citada. Após a secagem, foi feito o peneiramento em um conjunto de 10 peneiras com aberturas de 4,76 mm; 2,00 mm; 1,19 mm; 0,59 mm; 0,42 mm; 0,297 mm; 0,25 mm; 0,149 mm; 0,074 mm; 0,054 mm e o prato com sedimentos <0,054 mm, respectivamente.

Após a separação foi realizada nova pesagem e os dados foram organizados em planilhas do Excel (2000), em seguida os gráficos foram elaborados no *software Grapher*.

2.4.2 Coleta e tratamento de amostras para Datação LOE

Visando a obtenção de idades de sedimentação dos depósitos quaternários,

foi aplicada a técnica de datação LOE – Luminescência Opticamente Estimulada. Para isso, o material sedimentar foi coletado em tubos de PVC de aproximadamente 40 cm, com uma das extremidades fechada para que os sedimentos não recebam qualquer tipo de luz branca (iluminação solar). A coleta em campo é simples, apenas introduzindo o tubo de PVC no talude, retirando-o após o seu preenchimento (Figura 2.2).

Em laboratório, as amostras foram separadas para dois procedimentos. O primeiro consistiu em verificar os elementos radioativos naturais da amostra e obter a partir deles, a dose anual de exposição ao sol por Espectrometria Gama. Para isso, uma quantidade aproximada de 85 g de sedimentos foi submetida à secagem por 24 horas em estufa à 43°C. Em seguida, esperamos 15 dias para ser feita a leitura no Detector de Germânio, devendo a amostra estar selada em um “porta amostra” (Figura 2.3A) até o momento da leitura. As análises de espectrometria gama foram feitas no laboratório da USP em São Paulo (Figura 2.3B).



Figura 2.2: Modo de coleta de amostra de sedimento in loco para datação por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) na área de estudo.

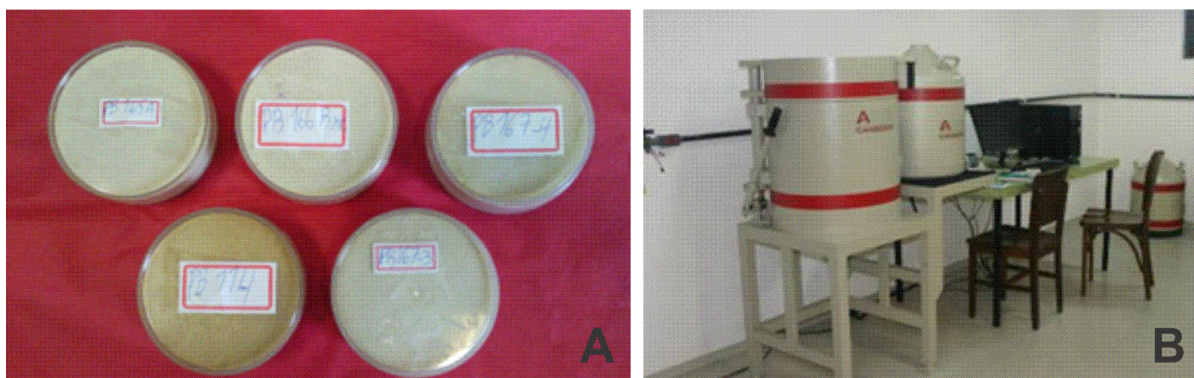


Figura 2.3: (A) amostras seladas em “porta amostras” para leitura no Detector de Germânio. (B) Foto do equipamento Detector de Germânio no Laboratório do Instituto de Física da USP, em São Paulo (SP).

O segundo procedimento consiste na limpeza química das amostras, realizado no Laboratório de Datação, Dosimetria e Análise Multielementares da UNIFESP Campus da Baixada Santista em Santos (SP). Todo o tratamento químico foi realizado em capela. Estas foram colocadas em um *becker* para reagirem com peróxido de hidrogênio (34 – 37%) por 24 horas para eliminação da matéria orgânica. Terminado este processo, a amostra foi lavada com água destilada por quatro vezes e, em seguida, submetida a ácido fluorídrico na concentração de 24% por mais 3 horas, para eliminar qualquer traço de carbonato e matéria orgânica restante. Para isso, a amostra foi lavada novamente com água destilada por mais quatro vezes para a última etapa de limpeza, que consistiu na imersão dos sedimentos por mais duas horas em ácido clorídrico a 36%, garantindo assim a eliminação de fluoretos que podem se formar com o tratamento anterior com o ácido fluorídrico, e por fim foi lavada novamente por quatro vezes. A amostra, dessa forma, fica livre de qualquer impureza para o procedimento de datação.

Feito isso, os sedimentos foram secados na estufa à 43°C por 24 horas, peneirados em peneiras *Tyler* de abertura de 0,150 mm e 0,075 mm. Sedimentos com granulometria nesse intervalo foram utilizados no equipamento RISØE TL/OSL *Reader*. Por último foi feita uma varredura com um ímã de neodímio para eliminar possíveis minerais pesados de ferro. Todos os procedimentos foram feitos sob a luz vermelha. Terminada a limpeza e a secagem das amostras, foi feito um teste com iluminação de infra-vermelho para verificar a existência de feldspato na amostra tratada. Após esses procedimentos, as amostras seguiram para o equipamento RISØE TL/OSL *Reader*, modelo DA-20, onde a dose equivalente dos sedimentos foi calculada.

Em algumas amostras oxidadas foi utilizado um método diferente para limpeza mais efetiva. Devido à grande concentração de ferro, os sedimentos oxidados tiveram que ser lavados com ácido fluorídrico aquecido em um agitador magnético a temperatura de 75°C por trinta minutos. Foram então novamente emergidos no HCl por 30 minutos e lavados em seguida com água destilada por quatro vezes e secados na estufa. Esse procedimento corroeu a superfície do grão, expondo o seu núcleo mais cristalino do grão (Figura 2.4).

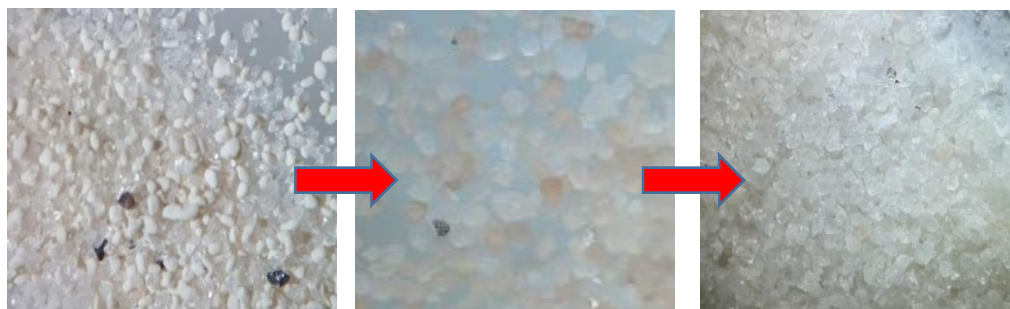


Figura 2.4: Imagem (a esquerda) em lupa eletrônica dos sedimentos (inapropriados) antes da limpeza química, contendo grãos de argila e minerais pesados. A segunda imagem, após ataque químico, o material contém ainda minerais opacos e oxidados. Por fim, após o procedimento final com HF e agitador magnético e varredura com ímã de neodímio, restam grãos cristalinos (apropriados) para análise. Laboratório de Datação, Dosimetria e Análise Multielementares da UNIFESP Campus da Baixada Santista em Santos (SP).

Para realizar as medições da LOE foi utilizado equipamento RISØE leitor modelo TL/OSL-DA-20, com fonte de radioativa beta de $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$, com uma taxa de dose de $89,4 \pm 4$ mGy/s. A figura 2.5 mostra o carrossel onde são colocadas as alíquotas de quartzo sob discos de alumínio, com massa em torno de 2 mg, com 48 encaixes para colocar os discos. A estimulação óptica foi realizada com luz azul (470 nm) (Figura 2.6).

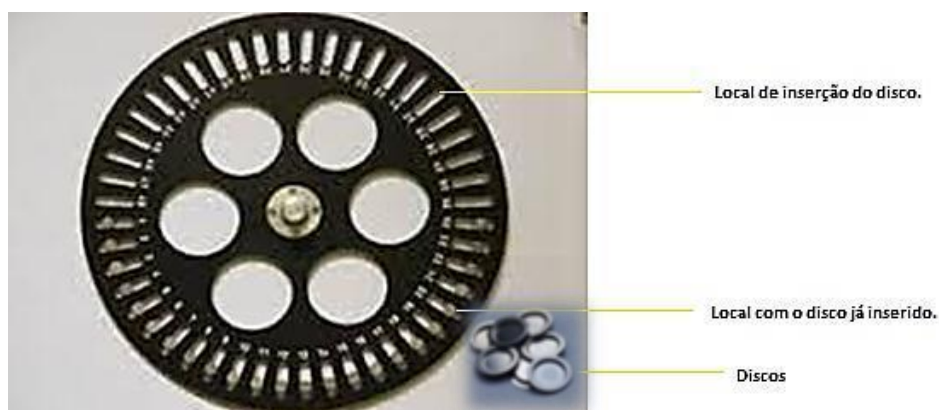


Figura 2.5: Carrossel e alíquotas onde são colocadas as amostras.



Figura 2.6: Foto do equipamento RISØE TL/OSL Reader, modelo DA-20, Laboratório de Datação, Dosimetria e Análise Multielementares da UNIFESP Campus da Baixada Santista em Santos (SP).

Todo o processo de leitura da LOE, irradiações, aquecimentos foram feitos através de um programa próprio do equipamento (*Sequence Editor*). Desta forma, foram colocadas as sequências exigidas no Protocolo SAR (MURRAY e WINTLE, 2000) e o equipamento seguiu o protocolo estipulado automaticamente.

Após o término das medidas, foi usado o programa *Analist*, dedicado do Leitor RISØE, para fazer as análises dos dados do Protocolo SAR, como a construção das curvas de calibração \ln/T_x versus dose para obtenção de valores de dose equivalente (D_e), de teste de reciclagem e recuperação para cada alíquota. Foram medidas em torno de 16 alíquotas para cada amostra e apenas alíquotas que passaram pelos testes de reciclagem (menor que 10%) e recuperação (entre 0,9 e 1,1) foram utilizadas.

2.4.3 Análise estatística dos dados no programa R package numOSL

A análise estatística dos resultados foi realizada com o programa R package numOSL (PENG et al., 2013) onde foram construídos gráficos do tipo “Radial Plotter” para a escolha de qual Modelo de Idade mais se adequa ao perfil dos resultados de D_e e seus respectivos erros de cada amostra.

Existem três modelos de idade o da Idade Central (Central Age Model- CAM), da Idade Mínima (Minimum Age Model- MAM) e o da Mistura Finita de Idade (Finite

Mixture Age- FMA).

Para a escolha do modelo mais adequado deve ser analisado o valor da dispersão (*overdispersion*- OD) de um conjunto de D_e relativos às alíquotas medidas para cada amostra, sendo que para uma dispersão $< 20\%$ utilizaremos o CAM, para uma dispersão $> 20\%$ deverá ser usado o MAM, e quando temos uma mistura de Idades utiliza-se e o FMA, onde se obtém alguns valores prováveis de D_e com sua respectiva probabilidade de ocorrência.

2.4.3.1 Interpretação dos resultados da LOE

As curvas de decaimento da LOE consistem na intensidade da LOE com o tempo, quando os cristais são submetidos a excitação com luz de intensidade constante. No caso dos cristais de quartzos é utilizado a luz azul, os cristais absorvem esta luz e emitem no comprimento de luz do UV. A figura 2.7 mostra um exemplo obtido para a amostra MAP_PT03.

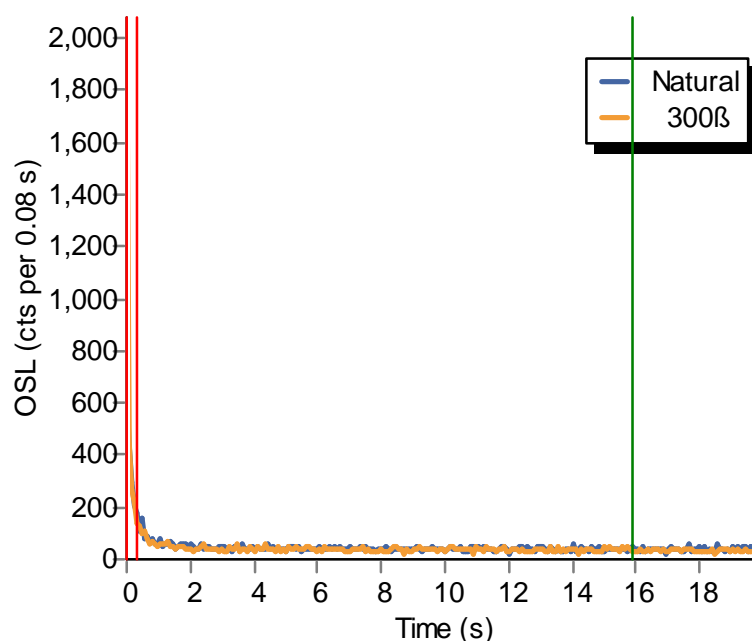


Figura 2.7: Curva de decaimento da LOE da amostra de quartzo alíquota natural e irradiada com radiação beta. Fonte: Produzido pelo próprio autor.

Por meio da curva de calibração foi possível determinar a Dose equivalente (D_e), absorvida pela amostra a ser datada. A figura 2.8 é exemplo da curva de calibração da amostra MAP_PT03.

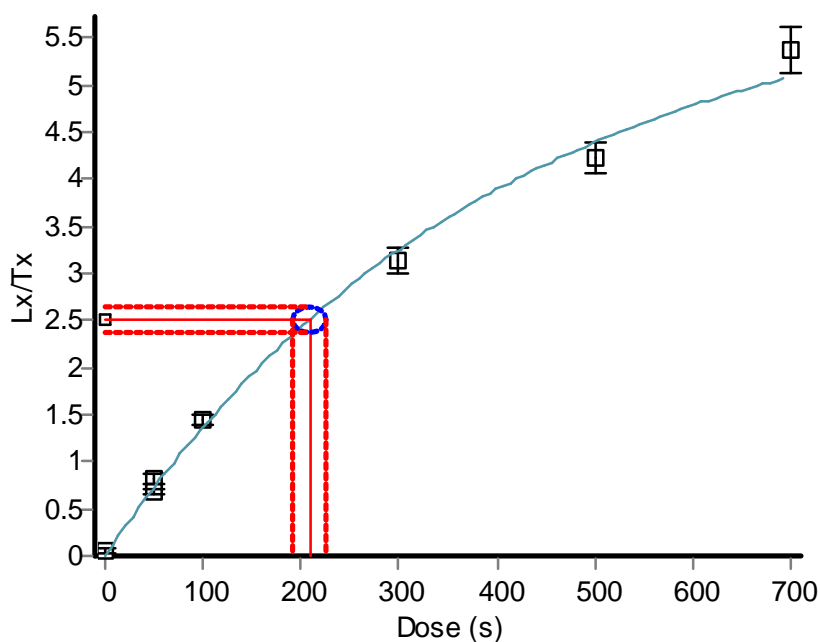


Figura 2.8: Curva de calibração amostra MAP_PT03. Fonte: Produzido pelo próprio autor.

Os gráficos “Radial Plotter” foram produzidos no R(*NunOSL*) com os dados provenientes dos resultados de D_e . As figuras 2.9A e 2.9B, 2.10 e 2.11 mostram exemplos encontrados no presente trabalho. A figura 2.9A mostra análise estatística feita com o MAM e a figura 2.9B exemplifica o modelo FMA da amostra MAP-PT01 que forneceu um valor alto de D_e , como a flutuação foi grande, com OD de 24% maior que 20%, não foi usado o CAM. Os valores de D_e e OD das amostras são mostrados na tabela 2.1.

Amostra	n	OD (%)	MAM D_e (Gy)	CAM D_e (Gy)	FMA D_e (Gy)	P %
MAP-PT01	12	24	91,56±11,08		107,42±3,92	60
MAP-PT03	14	23	0,91± 0,09		1,13±0,02	54
MAP-PT06	10	60	0,077±0,013		0,077±0,012	69
MAP-PT07	14	10		31,32±2,94		
MAP-PT11	14	26	29,89± 6,21		31,6±4	80
MAP-PT14A	19	58	8,4±1,8		42,6±2,5	43
MAP-PT24B	18	64	8,28±1,13		68,0±3,4	37

Tabela 2.1: Doses equivalentes obtidos pelos métodos MAM, CAM e FMA, n é o número de alíquotas válidas usadas na estatística, OD é o valor da dispersão e P é probabilidade relacionada à D_e encontrada por FMA. Fonte: Produzido pelo próprio autor.

A figura 2.10 mostra um exemplo encontrado para uma amostra nova a MAP-PT03 de superfície, neste caso o valor de D_e foi bem baixo e foi usado o MAM novamente. A figura 2.11 mostra um exemplo onde a amostra forneceu um valor de OD menor que 20% e por isso foi usado o CAM.

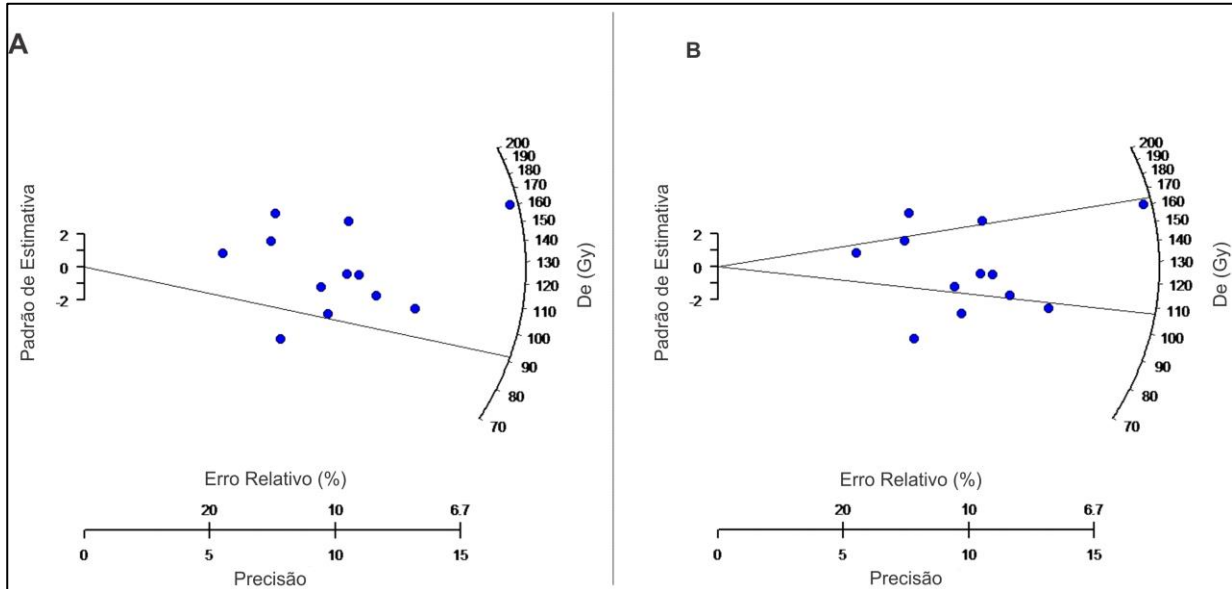


Figura 2.9: Gráfico “Radial Plotter” para a amostra MAP-PT01 ajuste pelo (A) MAM e (B) FMA. Fonte: Produzido pelo próprio autor.

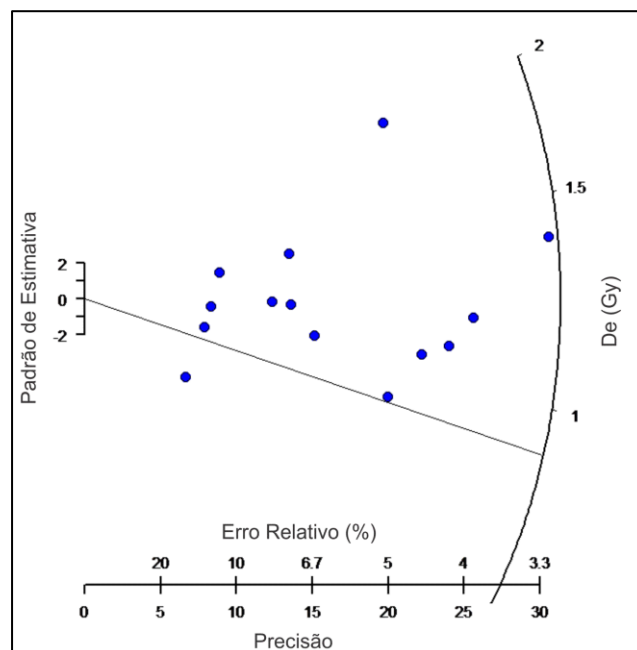


Figura 2.10: Gráfico “Radial Plotter” para a amostra MAP-PT03 ajuste pelo MAM. Fonte: Produzido pelo próprio autor.

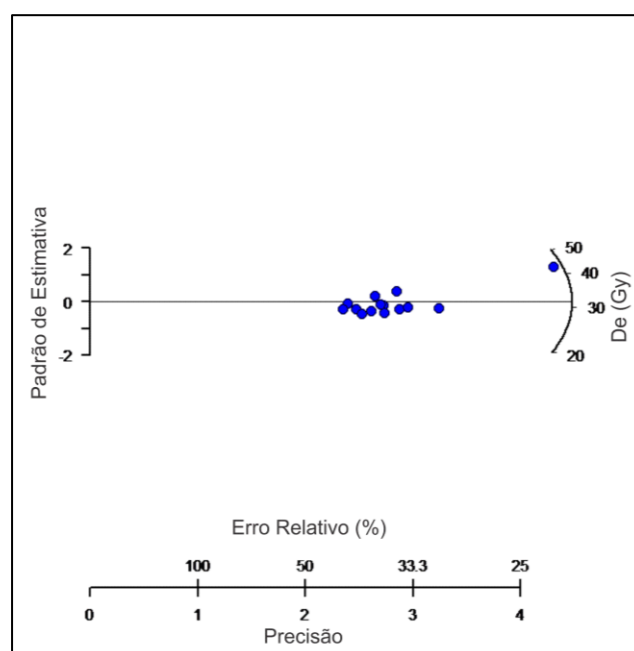


Figura 2.11: Gráfico “Radial Plotter” para a amostra MAP-PT05 ajuste pelo CAM. Fonte: Produzido pelo próprio autor.

2.4.3.2 Obtenção dos valores de Dose anual (DA).

A dose anual recebida por cada amostra de sedimento é calculada através da quantidade de radioisótopos encontrados na amostra, esta quantidade é determinada por medidas feitas com o detector Germânio e com padrões de solo JG-3, JB-3, JR-1 e JG-1a. A DA é calculada levando em conta a concentração de radioisótopos e a Tabela 2.2 (AITKEN, 1985).

Adicionalmente às equações para cálculo da idade da fez-se necessário o cálculo da correção da água presente nas amostras, uma vez que apenas o tratamento químico não foi o suficiente para tirar porção de água integralmente das amostras. A idade com a correção da água em porcentagem (W%) é calculada segundo a equação abaixo:

$$DA = \frac{D_{\gamma}}{1+1,14FW_1} + \frac{D_{\beta}}{1+1,25FW_1} + xDA_{\text{raios cósmicos}}$$

Sendo a $DA_{\text{raios cósmicos}}$ a taxa de contribuição da radiação cósmica para a radiação total presente na amostra, calculada teoricamente levando em conta as coordenadas geográficas do local de coleta das amostras. Os valores de Dose anual (DA) encontrados para as amostras datadas estão expressas na Tabela 2.3.

Elementos Radioativos	Taxa ($\mu\text{Gy/aNO}$)	
	Beta (β)	Gama (γ)
Potássio (K) 1%	830	244
Tório (TH) 1PPM	23	0
Urânio (U) 1PPM	146.1	114.9

Tabela 2.2: componentes da dose anual de Potássio, Tório e Urânio para uma determinada concentração (AITKEN, 1985). Fonte: Produzido pelo próprio autor.

AMOSTRA	PROF. (cm)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	DA ($\mu\text{GY}/\text{Ano}$)
MAP-PT01	1750	16,74 \pm 0,58	3,46 \pm 0,16	0,08 \pm 0,01	1.728 \pm 34
MAP-PT03	120	2,48 \pm 0,10	2,08 \pm 0,10	0,06 \pm 0,01	847 \pm 29
MAP-PT06	50	0,96 \pm 0,04	0,40 \pm 0,02	0,06 \pm 0,01	458 \pm 27
MAP-PT07	1200	11,21 \pm 0,39	3,37 \pm 0,15	0,12 \pm 0,01	1.469 \pm 29
MAP-PT11	450	14,00 \pm 0,50	2,34 \pm 0,11	0,08 \pm 0,01	1.470 \pm 30
MAP-PT14A	570	42,6 \pm 2,5 43	2,92 \pm 0,14	0,07 \pm 0,01	1.845 \pm 37
MAP-PT24B	330	6,22 \pm 0,24	2,07 \pm 0,10	0,05 \pm 0,01	717 \pm 20

Tabela 2.3: Teores dos radioisótopos encontrados nas amostras estudadas. Fonte: Produzido pelo próprio autor.

No final dos dois procedimentos, obtemos a classificação granulométrica do perfil/seção geológica com análise sedimentar, e com a datação, a idade do depósito ou a última exposição ao sol.

2.5 Etapa de campo e coleta de dados

O planejamento das atividades de campo foi fundamental para reconhecimento de feições geológicas como estruturas sedimentares, registros fotográficos, coletas de sedimentos e dados estruturais.

Esta etapa foi realizada em janeiro de 2015 e novembro de 2015. As fases de campo foram programadas observando-se as épocas de cheia e seca dos rios na Amazônia, conforme o objetivo a ser alcançado. Esses meses acima citados compreendem a época de início de cheia dos rios (janeiro), e isso dificulta o acesso às áreas de cabeceiras de drenagens. Porém, é nessa época que as margens dos rios estão mais expostas, incluindo o leito rochoso de alguns deles (Figuras 2.12 e 2.13). Na época de enchente praticamente há pouca exposição das margens e isso

dificultou a análises pretendidas nesta dissertação.

Nas duas atividades de campo foram possíveis o reconhecimento das unidades litológicas, principalmente as formações Nhamundá e Alter do Chão, e as coberturas aluvionares.

Os sedimentos coletados foram de depósitos quaternários e paleocanais para obtenção das idades de deposição e assim correlacionar os eventos geológicos e para classificação granulométrica . Os dados estruturais coletados corresponde a mais de 110 medidas divididas entre juntas e falhas presentes nas formações Nhamundá e Alter do Chão.



Figura 2.12: Reconhecimento de sedimentos alterados da Formação Alter do Chão (Cretáceo da Bacia do Amazonas) e do perfil de alteração intempérica na área de estudo.



Figura 2.13: Exposição de um bloco rochoso da Formação Alter do Chão no rio Negro, próximo a foz do Rio Apuaú em novembro de 2015. Na época de cheia dos rios este afloramento fica submerso.

2.6 Análise estrutural (técnicas para determinação da paleotensão)

Os dados estruturais obtidos em campo foram analisados para a determinação dos diagramas de paleotensão, segundo as técnicas de Angelier (1977). Os dados estruturais foram processados no programa WinTensor para gerar os modelos de projeções estereográficas das populações das falhas e juntas.

Mais de 110 dados estruturais foram obtidos entre juntas, falhas e paleocorrentes. Estes foram coletados nas rochas e solo das unidades que ocorrem na área de estudo. Os dados coletados foram analisados e separados por unidade e por tipo de estrutura. Depois esses dados foram analisados conjuntamente para elaboração final dos eventos tectônicos envolvidos.

Para a dedução dos eixos de paleotensão, o software utilizado (WinTensor) se apoia na técnica dos diedros retos (ANGELIER e MELCHER, 1977; ANGELIER, 1994), segundo os autores, para cada plano falhado com estrias (*slickenline*) é construído um plano auxiliar perpendicular ao plano de falha e estria. A partir desses planos são delimitados quatro diedros retos: dois compressivos (eixos σ_1/Z), e dois

distensivos (σ_3/X) conforme mostra a figura 2.14. A soma dos diedros retos indicará a orientação dos principais eixos de esforços: σ_1/Z (eixo de maior esforço), σ_2/Y (eixo de esforço intermediário) e σ_3/X (eixo de menor esforço).

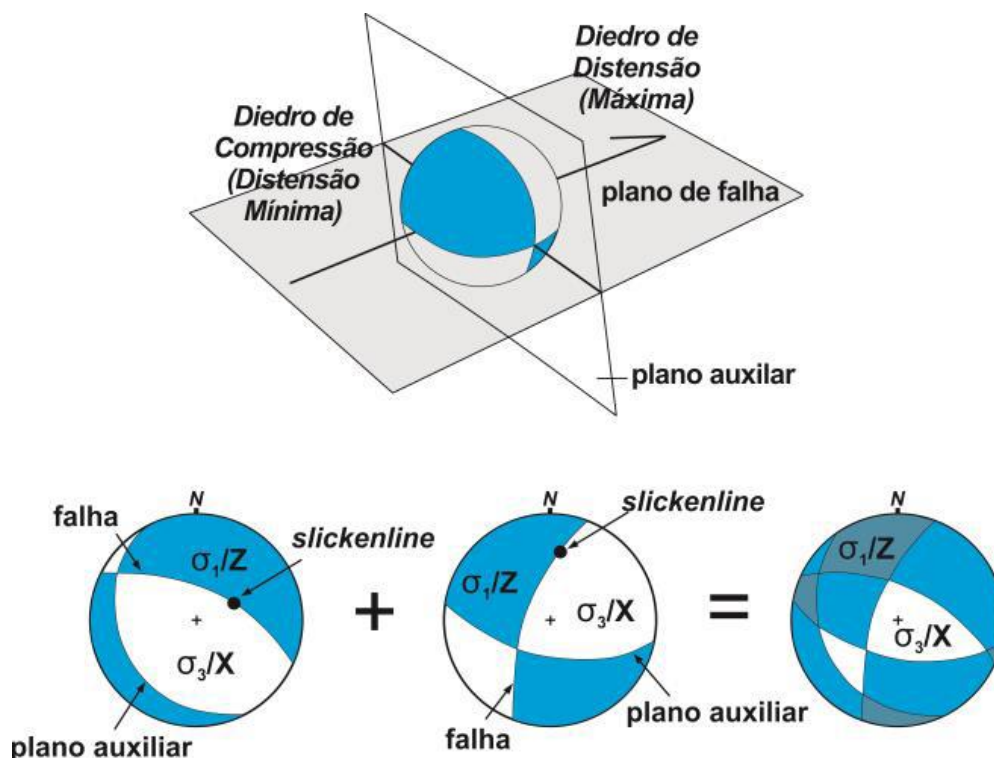


Figura 2.14: O método dos diedros retos (ANGELIER e MECHLER, 1977), para obter o campo de paleotensões a partir de conjuntos de falhas, considera-se um plano auxiliar que é perpendicular à falha e às suas estrias, de modo que são definidas regiões compressivas (azul) e distensivas (branco). A soma dos estereogramas com as informações estruturais define áreas de maior possibilidade de ocorrência dos eixos de contração (σ_1/Z) e distensão (σ_3/X). (Baseado em Angelier 1994).

Portanto, para esse método, é importante uma grande quantidade de dados coletados, pois isso reduz as áreas definidas para ocorrência dos eixos, melhorando a precisão do resultado final.

O Wintensor é um programa para tratamento de dados estruturais desenvolvido por Dr. Damien Delvaux (Royal Museum For Central Africa, Tervuren, Bélgica), o programa pode ser obtido por *download* a partir do *site* do pesquisador, suas rotinas de aplicação são encontradas em Delvaux e Sperner (2003). A partir deste é possível elaborar as projeções estereográficas de planos de falhas, fraturas, camadas sedimentares e linhas, e proporcionar, também, a partir do método dos diedros retos, o Wintensor reconstrói o estado de paleotensões para um conjunto de falhas selecionado, determinando as posições de σ_1 , σ_2 e σ_3 , além das representações de SH_{MAX} e SH_{MIN} em regimes compressivos ou distensivos.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região do rio Apuaú está situada no contexto geológico da Bacia Sedimentar do Amazonas, no limite norte com o Escudo das Guianas (Figura 3.1). A Bacia do Amazonas é uma estrutura intracratônica com direção WSW-ENE, que ocupa cerca de 500.000 km² de extensão e tem como limites os arcos de Purus (direção N-S) e Gurupá (direção NNW-SSE), respectivamente a oeste e leste, que a individualiza das bacias do Solimões e Marajó (MILANI e ZALÁN, 1999). Nela estão inseridas quatro supersequências sedimentares continentais, marinhas, marinhas rasas e fluviais e rochas intrusivas, cujo ciclo de sedimentação encerrou-se no Cenozoico.

A origem da Bacia do Amazonas ainda é pesquisada e ainda discutida. Segundo Cunha et al. (2007) a origem da bacia está associada à dispersão de esforços no encerramento do Ciclo Brasileiro. O arcabouço estrutural é representado por duas plataformas, uma a Norte e outra ao Sul, por duas linhas de charneira reconhecidas pelas variações do mergulho estrutural da sedimentação paleozoica, e uma calha central segmentada nas direções E-W e SW-NE. Rochas de idades siluriana, devoniana, permo-carbonífera e localmente proterozoicas afloram nas bordas norte e sul da Bacia do Amazonas. (NEVES, 1990).

O embasamento cristalino, ou Cráton Amazônico, que sustenta as bacias paleozoicas da região Amazônica, ocupa uma área de aproximadamente 5.600.000 km² e é entendido conforme dois modelos evolutivos geotectônicos propostos por Costa e Hasui (1997) a partir de dados geofísicos-estruturais, e Cordani et al. (1984) e Tassinari e Macambira (2000), com base em dados geocronológicos. Santos (2003), entretanto, dividem o Cráton Amazônico em sete províncias (Carajás, Amazônia Central, Transamazonas, Tapajós-Parima, Rio Negro, Rondônia-Juruena, Sunsás e K'mudku), conforme apresentado na figura 3.2.

Segundo o modelo de Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, o substrato rochoso que sustenta os sedimentos fanerozoicos da Bacia do Amazonas é constituído por faixas móveis acrescidas ao um núcleo mais antigo, denominado Província Amazônia Central (PAC) com idade arqueana (> 2,3 Ga), conforme Tassinari et al. (2000). Esta porção da crosta evoluiu de cinturões móveis amalgamados durante do Ciclo Transamazônico por sucessivos arcos magmáticos

denominados de províncias Ventuari-Tapajós (1,95 a 1,80 Ga) e Maroni-Itacaiunas (2,2 a 1,95 Ga).



Figura 3.1: Províncias Geotectônicas da América do Sul, (modificado de Almeida et al. 1977).

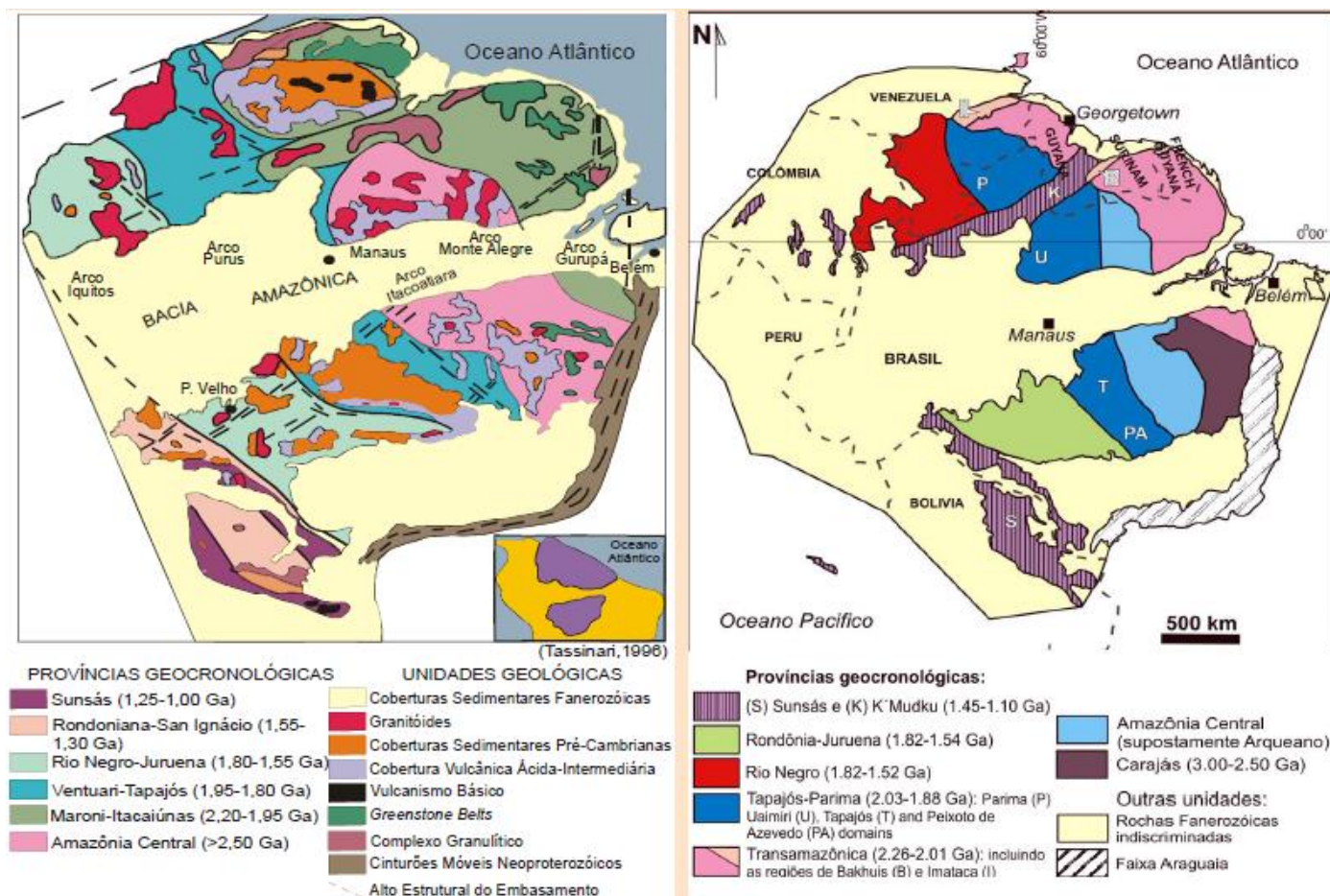
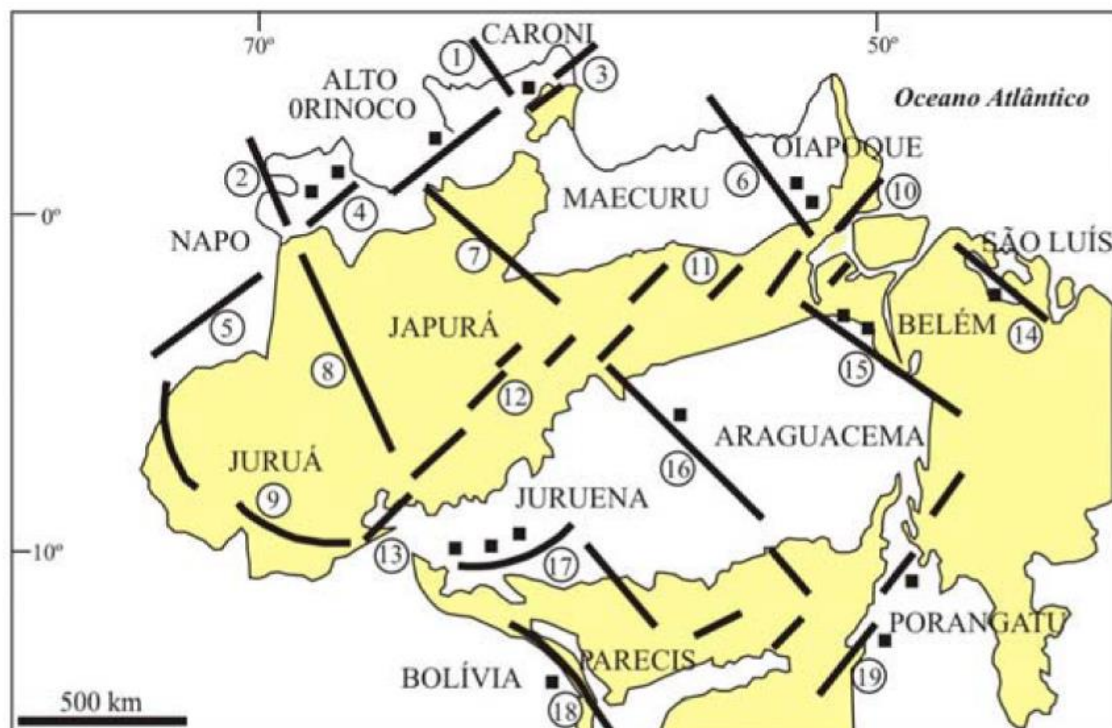




Figura 3.2: Províncias geocronológicas do Craton Amazônico, segundo a concepção de Tassinari e Macambira (1999, 2004); (B) Cráton Amazônico segundo a concepção de Santos et al. (2000).


O modelo de Compartimentação Geotectônica do Brasil ou Blocos Crustais de Hasui et al. (1984) (Figura 3.3) mostra que a região Amazônica está constituída por blocos crustais, também designados de paleoplacas, que são formados internamente por terrenos granito-*greenstone* limitados por cinturões de cavalgamentos e transcorrências decorrentes de processos colisionais (COSTA e HASUI 1997). Ao longo das discontinuidades preexistentes do embasamento houve reativações que possibilitaram uma série de processos deformacionais durante a história evolutiva do Cráton Amazônico, inclusive levando à instalação das bacias paleozoicas e influenciando no quadro tectônico atual. Estas discontinuidades associam-se a importantes anomalias lineares gravimétricas e magnéticas, apontadas por Linsser (1974), Hasui et al. (1984), Wanderley Filho (1991).



 Coberturas fanerozóicas

 Embasamento

 Complexos granulíticos

 Limites de blocos tectônicos

Cinturões de Cisalhamento

- | | |
|--------------------|----------------------|
| 1 - Parima | 11 - Baixo Amazonas |
| 2 - Uaupés | 12 - Madeira |
| 3 - Guiana Central | 13 - Abunã |
| 4 - NW do Amazonas | 14 - Gurupi |
| 5 - Leticia | 15 - Central do Pará |
| 6 - Jari | 16 - Médio Tapajós |
| 7 - Rio Negro | 17 - Rondônia |
| 8 - Baixo Juruá | 18 - Guaporé |
| 9 - Acre | 19 - Porto Nacional |
| 10 - Amapá | |

Figura 3.3: Modelo de compartimentação tectônica da região amazônica no Brasil, segundo Hasui et al. (1984).

Para descrição da área de estudo serão abordados a Província Tapajós-Parima e o domínio Uatumã-Anauá e, na sequência, a descrição das unidades da Bacia do Amazonas que ocorrem na região estudada, cuja distribuição é apresentada na figura 3.4.

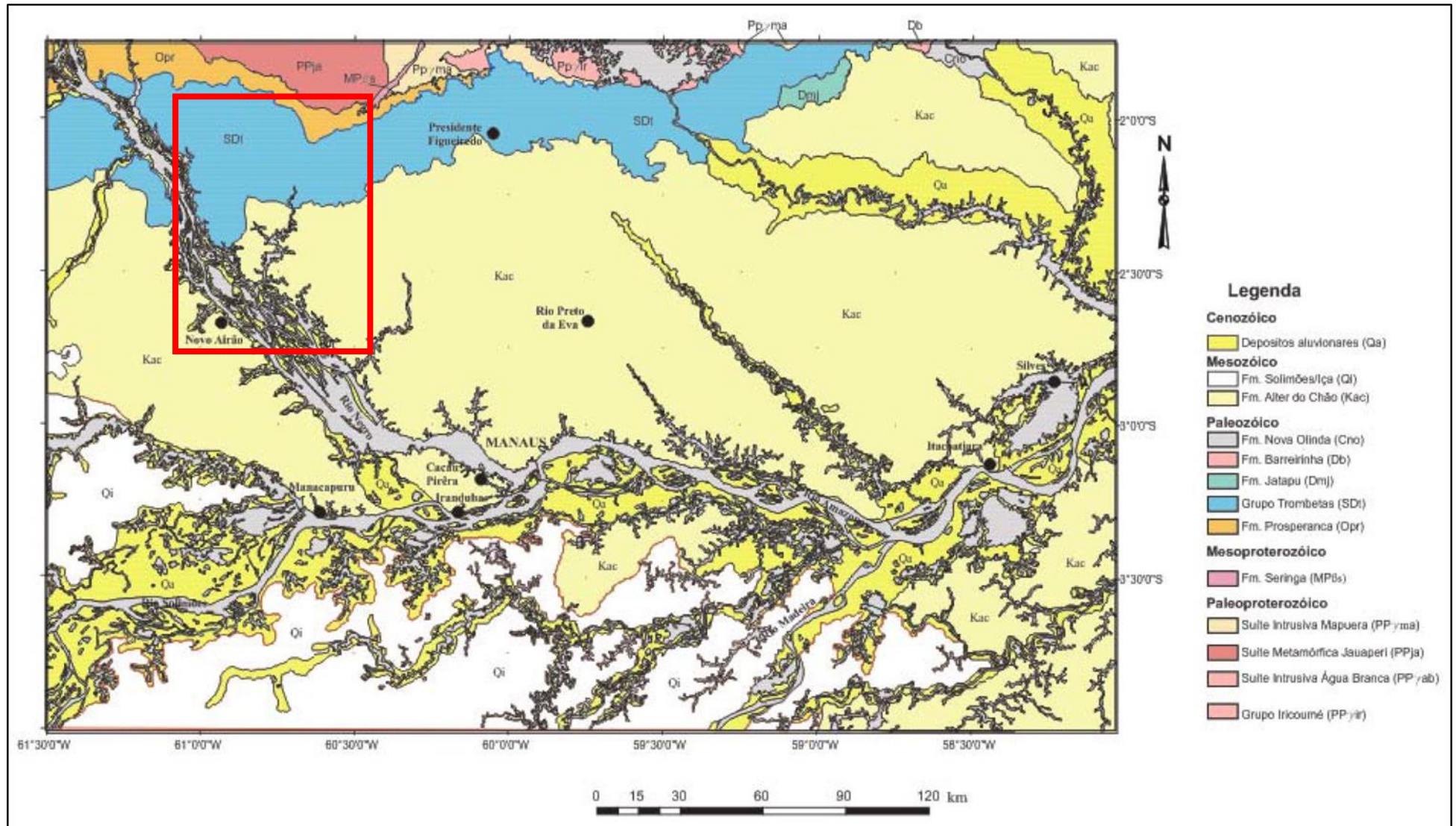


Figura 3.4: Mapa geológico da Bacia do Amazonas na região de Manaus, em destaque a área de estudo. Nessa área ocorrem rochas paleoproterozoicas, mesoproterozoicas e paleozoicas. Segundo Bizzi et al. (2001).

3.1 Província Tapajós-Parima

A Província Tapajós-Parima compreende uma faixa orogênica com direção NW-SE que bordejia a leste a Província Amazônia Central e a oeste a Província Imeri (Figura 3.2), as idades isotópicas indicam rochas do Paleoproterozoico, com rejuvenescimento de leste para oeste. Dos seis domínios tectono-estruturais reconhecidos dentro da província, apenas os domínios Uatumã-Anauá, e Tapajós ocupam o estado do Amazonas ao norte e ao sul respectivamente. O Domínio Guiana Central registra uma pequena área ao norte do Amazonas, inserido nessa província.

O Complexo Jauaperi aflora ao norte da Bacia do Amazonas rochas graníticas-gnáissicas e migmatíticas, e o Complexo Cuiú-Cuiú ao sul, ambos os complexos registram idades próximas a 2,0 Ga (metamorfismo e deformação) para os domínios Tapajós e Uatumã-Anauá no interior da província. Entre o final da atividade orogênica do Ciclo Transamazônico e estabelecimento do domínio cratônico (entre o intervalo 1.98 – 1.88 Ga), ocorreu magmatismo cálcio-alcálico granítico e vulcânico acrescionário no interior da Província Tapajós-Parima. Nos domínios Uatumã-Anauá e Tapajós os vulcanitos mantêm contatos tectônicos com as suítes graníticas. Os granitos alcalinos são interpretados como pertencentes ao magmatismo Uatumã. (CPRM, 2006).

3.1.1 Domínio Uatumã – Anauá

O Domínio Uatumã-Anauá é um terreno granito-gnáissico pouco estudado, e relacionado ao Complexo Jauaperi, sua área de extensão recobre parte das bacias dos rios Jauaperi e Uatumã. As rochas gnáissicas e metagranitóides registram metamorfismo na fácies xisto verde a anfibolito superior, o arcabouço estrutural tem as direções N-S a NE-SW. Santos et al. (2002) apontam idades U-Pb SHRIMP no período 1,88-1,86 Ga, conferindo a identificação de um embasamento mais jovem que, em parte, representa o substrato da Bacia do Amazonas a noroeste. (CPRM, 2006).

3.2 Complexo Jauaperi

Segundo Reis (2006), essa unidade agrupa ortognaisses, migmatitos,

metagranitos e granitos, além de diques de anfibolito e bolsões de charnockitoides. A sul do Domínio Uatumã-Anauá é reconhecida por discordância de não conformidade regional com ampla faixa de rochas areníticas da Formação Prosperança. As rochas deste complexo registram metamorfismo na fácies xisto verde a anfibolito superior. O arcabouço estrutural tem direções N-S a NE-SW. Algumas idades U-Pb em zircão obtidas em granitoides, milonitos e gnaisses da unidade Jauaperi distribuem-se no intervalo 1.880 – 1.868 Ma.

3.3 Formação Seringa e derrames

Esta unidade se distribui de duas formas: diques e derrames máficos. Na forma de derrames, é comum a formação significativa de crosta laterítica sob forma de platôs e cuja área de ocorrência revela baixa densidade de drenagem. A extensão dos derrames para SW são encontrados afloramentos da cobertura Prosperança (REIS, 2006).

A unidade está representada por basaltos, andesitos, diabásios e gabros. Os derrames revelam enriquecimento em MgO, Cr e Ni e empobrecimento em Al₂O₃, FeO, TiO₂, Zr, Nb e Y quando comparados aos diques. Os basaltos registram afinidade calcialcalina e quimicamente representam andesitos e traquiandesitos basálticos (REIS et al., 2000).

O magmatismo Seringa pode estar relacionado à fase de distensão que culminou com o desenvolvimento de zonas de aberturas e formação de bacias.

3.4 Formação Prosperança

A Formação Prosperança agrupa arenitos, conglomerados e pelitos, depositados sob condições de planície deltaica e desembocadura em mar raso (NOGUEIRA, 1999). Uma população de zircões detríticos estabelece uma idade mínima mesoproterozoica (Esteniano) em 1.027 ± 22 Ma (CPRM, 2001) para esses depósitos da base da Bacia do Amazonas.

3.5 Estratigrafia da Bacia Paleozoica do Amazonas

A Bacia do Amazonas está constituída por quatro supersequências, conforme mostra a coluna estratigráfica da figura 3.5, compreendendo as sequências

Ordoviciano-Siluriano, Devoniano-Carbonífero Inferior, Carbonífero Superior-Permiano e Cretáceo-Paleógeno (CUNHA et al., 2007).

A Sequência Ordoviciano-Siluriano constitui o primeiro ciclo deposicional da bacia e equivale aos clásticos e pelitos do Grupo Trombetas, encontrando-se em fase de sinéclise intracontinental. É truncada por discordância decorrente de provável soerguimento relacionado à Orogenia Caledoniana. A Sequência Devoniano-Carbonífero Inferior compreende as formações Maecuru e Ererê do Grupo Urupadi e formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro do Grupo Curuá. Caracteriza o segundo ciclo transgressivo-regressivo da Bacia do Amazonas, cuja discordância decorrente é relacionada à Orogenia Eo-Herciniana. A Sequência Carbonífero Superior-Permiano caracteriza a terceira e última transgressão-regressão marinha na bacia, estando representada pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá do Grupo Tapajós. O final do ciclo tectono-sedimentar composto por essas formações, se caracteriza pela retomada da sedimentação continental da Formação Andirá, provavelmente associada aos efeitos da Orogenia Tardi-Herciniana. A sequência encontra-se profundamente cortada pela discordância resultante da Orogenia Gondwanide e Diastrofismo Juruá (diques e soleiras máficas).

A Sequência Cretáceo-Paleógeno compreende produtos de origem fluvial das formações Alter do Chão e Solimões. A unidade Solimões, cujo registro sedimentar se atém ao soerguimento e paroxismo da cadeia andina, não ultrapassa os limites do Arco Purus. No âmbito da Bacia do Amazonas, tem sido identificada uma sedimentação mais jovem e pleistocênica ocorrente no flanco leste do arco e que se estende para norte ao longo do principal lineamento N-S que controla o baixo curso da bacia do rio Branco. Esta sedimentação registra equivalência temporal à Formação Içá da Bacia do Solimões (REIS, 2006).

3.6 Grupo Trombetas

O Grupo Trombetas engloba uma seção sedimentar composta por folhelhos marinhos, arenitos e diamictitos depositados durante a glaciação siluriana que afetou grandes áreas do continente Gondwana, cuja idades provêm de análises bioestratigráficas em quitinozoários, conforme se referem Grahn (1991), Grahn e Paris (1992) e Cunha et al. (1994). As formações geológicas que compõem esse grupo

compreendem da base para o topo, nas formações Autás-Mirim (não aflorante), Nhamundá, Pitinga e Manacapuru. Cunha et al. (1994), com base na análise bioestratigráfica de quitinozoários, revelaram para o grupo uma idade ordoviciana devoniana. Na área estudada foi reconhecida somente a unidade Nhamundá, descrita a seguir.

Segundo Caputo et al. (1971), a Formação Autás-Mirim é encontrada em subsuperfície, com seção-tipo localizada no poço 1-AM-1-AM na região homônima do Estado do Amazonas, e está constituída por arenitos finos a médios laminados com matriz caulínica, e por folhelhos e siltitos neríticos cinza-esverdeados, laminados e micáceos, cuja espessura pode alcançar 350m. Situa-se em discordância sobre as unidades do embasamento, mas seu contato com a Formação Nhamundá, que a sobrepõe, é concordante. A idade dessa unidade corresponde ao intervalo I (DAEMON e CONTREIRAS, 1971), ou seja, Neo-Ordoviciano ao Eosiluriano.

A Formação Nhamundá de Lange (1967) possui seção-tipo descrita no Rio Nhamundá na divisa entre os estados do Amazonas e Pará. Está composta por arenitos finos a médios, brancos a cinza-claros, bem selecionados, com cimento silicoso, bioturbados, de ambiente nerítico e glacial (CAPUTO et al. 1971). Ocorre apenas na porção norte da bacia, adelgaçando-se para leste na região do Rio Trombetas, com espessura estimada da ordem de 700 m. Essa unidade faz contato concordante com a unidade anterior e está sotoposta pela formação Alter do Chão, a norte de Manaus. A idade dessa formação é Eo-Siluriano, situada entre os andares Landoveriano e Eowenlockiano.

A Formação Pitinga, também de Lange (1967), tem seção-tipo descrita no Rio Pitinga, Estado do Pará, e é composta por folhelhos cinza-claros a escuros, siltitos e diamictitos com silexitos, creme-amarelados, de ambiente marinho. Ocorre nas duas faixas de afloramentos da bacia, com espessura variada, segundo Caputo et al. (1971). Na borda sul, os afloramentos variam de 8 m a 58 m, enquanto que na borda norte pode alcançar de 45 m a 65 m próximo ao Rio Urubu, região de Presidente Figueiredo (AM). Em subsuperfície, essa formação pode alcançar espessura da ordem de 300 m. Posicionada em concordância com as formações Nhamundá e Manacapuru, essa unidade se apresenta em discordância com o embasamento e com as unidades mais jovens (Formação Maecuru e Alter do Chão). A idade da Formação

Pitinga é siluriana entre os andares Neolandoveriano a Eoludloviano, segundo Quadros et al. (1990 apud Cunha et al., 1994), Grahn (1991) e Grahn e Paris (1992).

A Formação Manacapuru, cuja seção-tipo foi designada em subsuperfície, é constituída por arenitos finos a médios, cinza-claros, com siltitos intercalados, com espessura em torno de 220 m. Está assentada em contato gradacional com a unidade anterior, porém se encontra sobreposta em discordância erosiva pelas formações Maecuru, Monte Alegre e Alter do Chão. Ocorre, porém, na porção norte da bacia, na região de Presidente Figueiredo próximo ao Rio Urubu. A idade para esses sedimentos marinhos neríticos e litorâneos está no limite entre o Neo-Siluriano ao Eodevoniano (Neoludloviano a Eolockoviano).

3.7 Grupo Javari

O Grupo Javari (EIRAS et al., 1994) reúne clásticos flúvio lacustres que integram a Sequência Cretácea – Paleógena cuja evolução encontra-se vinculada à atividade orogênica andina. Reúne duas principais formações, Alter do Chão, neocretácea, e Solimões, depositada no período Mioceno – Plioceno. Essa sequência é constituída por sedimentos neocretáceos (Formação Alter do Chão) e cenozoicos (Formação Solimões) da Bacia do Amazonas. A Formação Alter do Chão foi introduzida por Kistler (1954) para os sedimentos vermelhos inconsolidados verificados na perfuração (1-AC-1-PA) na região de Alter do Chão (PA), margem direita do Rio Tapajós (CAPUTO et al., 1971). Compreende arenitos finos a médios, vermelhos, argilosos, caulíníticos, geralmente com estratificação cruzada. Os sedimentos argilosos são vermelho-tijolo, laminados, contendo lentes de areia irregularmente distribuída. Os conglomerados são constituídos por seixos de quartzo e arenito silicificado e constituem paleocanais na base de bancos de arenito. Sua distribuição é ampla nas bacias do Amazonas e Solimões (em subsuperfície), cuja espessura pode alcançar cerca de 1.250 m. Essa formação sobrepõe em discordância o Grupo Tapajós e, na região a oeste da Bacia do Amazonas, é sobreposta em discordância pela Formação Solimões. O contato com os depósitos quaternários ao longo do sistema do Rio Amazonas é abrupto, onde tais sedimentos são cobertos por sedimentos finos e bem consolidados. De acordo com Dino et al. (1999), em estudo na região de Fazendinha e Nova Olinda, Estado do Amazonas, essa formação possui duas sequências deposicionais: uma inferior (Neo-Alagoas a Albiano) caracterizada

por sedimentos terrígenos de sistemas fluviais meandранtes que evoluíram para anastomosados com retrabalhamento eólico; e outra superior (Cenomaniano) constituída por ciclos progracionais flúvio-deltáicos-lacustres. Porém, esta formação é caracterizada pela ausência de registros fósseis, que dificulta a delimitação da sua idade, sendo considerada por diversos autores como Cretácea.

A Formação Solimões corresponde à época de soerguimento da cadeia Andina no Paleogeno. Esse fato possibilitou a deposição de pelitos com restos de conchas e moluscos e vegetais por compensação isostática, que mal ultrapassou o Arco de Purus e avançou na Bacia do Amazonas (CUNHA et al. 1994). Conforme Caputo et al. (1971), essa unidade está composta por argilitos, vermelho e cinza, com camadas de conchas e linhito, muito rica em fósseis vegetais e animais (troncos, folhas, carófitas, ostracodes, escamas, dentes e ossos) que se distribuem amplamente na Amazônia ocidental, desde o Acre até o limite oeste da Bacia do Amazonas. Com espessura que pode alcançar 980 m, essa unidade está em discordância com a Formação Alter do Chão. A partir das associações esporolíticas, Cruz (1984 apud EIRAS et al., 1994) estabeleceu três zonas palinológicas para a deposição Solimões, para os tempos Mioceno, Mioceno/Plioceno e Plioceno. Predomina o ambiente de deposição do sistema fluvial a fluvial-lacustrino com característica de estuário influenciado por condições marinhas marginais (Hoorn 1993).

De acordo com o mapa geológico do Brasil produzido pela CPRM (BIZZI et al., 2001 - Figura 3.5), nas porções a oeste de Manacapuru e ao sul do Rio Solimões, foram reconhecidos sedimentos denominados de Formação Içá por Maia et al. (1977). Essa unidade caracteriza-se por relevo plano, vales abertos e drenagem com baixa densidade, facilmente observada em imagens de satélite, está distribuída amplamente na região oriental da Amazônia. Compreende sedimentos arenosos com intercalações de frações finas, siltosos e argilosos, cujo ambiente possivelmente é fluvial, com baixo ou ausente conteúdo fossilífero, que está em discordância com a Formação Alter do Chão. A designação dessa unidade na região ainda é alvo de controvérsia, e muitos autores desconsideram o uso desse termo considerando que este é, na verdade, o membro superior da Formação Solimões (Mioceno), que é a última cobertura sedimentar das bacias do Solimões e Amazonas no Cenozoico.

3.8 Depósitos Quaternários

Os depósitos quaternários na região da Amazônia estão associados ao sistema da planície aluvial do rio Amazonas e, principalmente o rio Negro e seus afluentes. Consistem de sedimentos arenosos e argilosos depositados em um complexo sistema e formas fluviais, incluindo, diques marginais, depósitos de canais e de barras de meandros, barras ativas, depósitos de planície de inundação, depósito de rompimento de dique, terraços aluviais, depósitos em meandros abandonados e lagos, conforme Nascimento et al. (1976), Iriondo (1982) e Latrubesse e Franzinelli (2002), dentre outros. Ao longo de tributários dos principais rios da região desenvolvem-se sedimentos aluviais recentes compostos por areias, siltes e argilas. No trecho do sistema Solimões-Amazonas, Iriondo (1982) destaca duas fases morfogenéticas na Planície Amazônica: as planícies de barras de meandro, depósitos de inundação e depósitos de estuário do período Mesoholoceno, e as planícies de barras e meandros do período presente.

Segundo os autores Latrubesse e Franzinelli (2002), na planície do rio Solimões podem ser reconhecidas três unidades com características geomorfológicas e sedimentológicas distintas: a) a planície antiga, dominada por barras de migração; b) a planície de inundação barrada; e c) a planície de inundação dominada por canais, incluindo um cinturão aluvial abandonado. Segundo esses autores, na planície antiga ocorrem baixos terraços com topografia plana compostos por silte-argila e onde são encontradas as barras que indicam meandramento do Rio Amazonas. A planície de inundação barrada caracteriza-se por uma ampla área com lagos de formas variadas situados em uma superfície plana, inundada na época de cheias. Dominam sedimentos lamosos cinza a cinza-esverdeados, mosqueados (alaranjados ou amarelados), com feições de bioturbação e resto de vegetais modernos, cuja origem deve ser por acresção vertical, mas com contribuição de depósitos de rompimento de diques e sistema em deltas variados. As idades desses depósitos variam entre 300 a 1.020 anos. Nas planícies de inundação dominadas por canais, as principais feições são canais, barras arenosas ativas, diques (*levees*), planície predominando barras de migração, ilhas e sistema de canais abandonados constituído basicamente por sedimentos arenosos e finos. Uma característica interessante da morfologia dos depósitos quaternários recentes são rios com terminação em delta, mencionada nos levantamentos geomorfológicos no Projeto Radambrasil, e as formas complexas dos

depósitos, resultantes da dinâmica fluvial nessa região.

Franzinelli e Igreja (2002) descreveram, ao longo do rio Negro, sedimentos arenosos finos situados em terraços na planície de inundação; areias quartzosas e também argila cinza e mosqueada em depósitos de canais, sedimentos siltosos nas barras das ilhas do Arquipélago de Anavilhanas, e frações argila, silte, enquanto nos igapós predominam raras areias finas e grande quantidade de matéria orgânica. No interflúvio entre os rios Negro e Solimões destacam-se intercalações de lentes siltosas, siltico-argilosas escuras e areias finas nas ilhas fluviais (DAMIÃO et al., 1972). Na região do rio Ariaú, entre as localidades de Iranduba e Manacapuru, ocorrem sedimentos quaternários, material essencialmente argiloso, situados em níveis de terraços (SOARES et al., 2010) que estão condicionados pelo denominado Gráben do rio Ariaú por Silva et al. (2007).

Os estudos neotectônicos no sistema do rio Amazonas (Solimões-Amazonas) têm demonstrado o controle tectônico dos rios e da sedimentação quaternária por vários autores (IRIONDO, 1982; IGREJA e FRANZINELLI, 1990; CUNHA, 1991; COSTA, 1996; FERNANDES FILHO et al., 1997; BEMERGUY et al., 1999 e 2002; COSTA et al., 2001; SILVA et al., 2002, 2003a 2003b, 2004a; SILVA et al., 2007).

3.9 Características da tectônica cenozoica da região estudada

A paisagem na região amazônica, principalmente na porção ocidental, aponta um forte controle estrutural pela atuação de falhas, de natureza tectônica, que transmite modificações no sistema de drenagem e relevo.

Os primeiros estudos sobre a Neotectônica na Amazônia foram iniciados por Sternberg em 1950 com o trabalho “Vales tectônicos na Planície Amazônica”, onde descreve lineamentos estruturais NE-SW e NW-SE controlando o sistema hidrográfico da região. As evidências tectônicas apontadas foram os padrões retilíneos dos rios Urubu e Preto da Eva, as inflexões em cotovelo ou em ângulo reto, além de feixes paralelos desses lineamentos.

Fernandes Filho (1996) descreve o arcabouço tectônico da região de Manaus com falhas normais NW-SE e NE-SW e falhas transcorrentes destrais NE-SW e E-W, a inter-relação destas gerou uma bacia *pull-apart* controlando a sedimentação

cenozoica na região. Essas falhas refletem em afloramentos, pois atingem até mesmo o perfil laterítico do Plio-Pleistoceno e as linhas de pedras. Falhas de empurrão NE-SW e os eixos de dobras com a mesma orientação atingem os sedimentos da Formação Alter do Chão e, possivelmente, o nível laterítico. Pelo autor a região possui três eventos tectônicos: um transpressivo, no Mioceno, um transtensivo no Pleistoceno Médio a Superior e um transcorrente no Pleistoceno Superior-Holoceno responsável, também, pela sismicidade observada na região. Os eventos tectônicos seriam intercalados com períodos de instabilidade que resultou na formação do perfil laterítico no Plio-Pleistoceno, segundo Fernandes Filhos (1996) e Fernandes Filho et al. (1995 e 1997).

De acordo com Silva (2005), o quadro neotectônico da região de Manaus e adjacências apresenta pelo menos dois sistemas de falhas bem caracterizados. Segundo Silva (2005) a Fm. Alter do Chão apresenta falhas normais com orientação NE-SW e mergulham para dois quadrantes (N40-50E/40SE e N40-50E/40NW), com formação de estruturas *horste* e *gráben*, mas que não afetam a nível laterítico.

Estruturas em flor positiva e falhas inversas que também afetam essa unidade revelam um quadro transpressivo sindeposicional. O quadro mais novo, em que o sistema de falhas normais, como, por exemplo, a Falha do Baependi e a Falha do rio Negro estão associadas, compreende o sistema transcorrente distal E-W, mencionado por Hasui (1990), Costa e Hasui (1997), Fernandes Filho et al. (1997) e Silva (2005). Nesse quadro, falhas transcorrentes destrais N50E e, eventualmente, falhas transcorrentes sinistrais próximas a N-S, complementam esse sistema.

Ribeiro et al. (2011, 2012) detalhou a cinemática da porção leste da cidade de Manaus, em afloramentos em portos e barrancos à margem esquerda do rio, mostrando que a paisagem e a margem do Rio Negro, nesta porção da cidade, são fortemente controlados por dois sistemas de falhas, o mais novo com falhas normais com atitudes NW-SE, mesma direção que controlam o rio Negro, N-S e E-W, e também influenciada por um sistema mais antigo NE-SW.

Estes modelos dependem de informações como taxas de erosão e idade de abandono de drenagem para o teste de diferentes hipóteses, que por sua vez partem de observações na paisagem, como, por exemplo, o afogamento dos rios Jaú, Carabinani e Puduari próximo à desembocadura com o rio Negro, representando um

controle tectônico NW-SE. A inversão do rio Puduari mapeada por sensoriamento remoto por Almeida-Filho et al. (2007) mostra uma série de processos geomorfológicos do Quaternário, tais como: bacias de drenagem subparalelas a margem do Rio Negro, incisão moderna no relevo daquele setor; mudança de fluxo de canais, processos de captura com formação de paleovales, certamente demonstram um desequilíbrio da paisagem seja por processo erosivo, seja por processo tectônico ou climático ainda em debate. Mais recentemente Val et al. (2013, 2014) observaram o controle neotectônico e a migração do rio Cuieiras a partir do sistema de falhas do Baependi, a noroeste de Manaus (AM), na margem esquerda do rio Negro.

Os autores avaliaram que na margem esquerda do rio Negro, os rios Cuieiras e Branquinho foram capturados pelo rio Negro após ação tectônica da Falha do Baependi. O processo de captura evoluiu com o recuo da escarpa de falha pela mudança do nível de base no bloco baixo da falha e inversão de canais na cabeceira do rio Tarumã-Mirim, deixando marcado o paleocanal. A captura provavelmente ocorreu durante o Pleistoceno Médio e foi acompanhada por um aumento nas taxas de erosão que podem ser consideradas de magnitude moderada para grandes bacias hidrográficas com baixa declividade (VAL et al., 2014). A resposta da drenagem à mudança do nível de base ocorreu em escalas de tempo de dezenas a centenas de milhares de anos (VAL et al., 2014), mostrando o caráter rápido da adaptação da drenagem amazônica. Este estudo ressalta ainda mais a necessidade de revisar as mudanças da paisagem partindo do ponto de vista geomorfológico e tectônico. Os rios Apuaú e Curiaú, ambos na margem esquerda do rio Negro, também apresentam anomalias em suas drenagens controladas por tectonismo (SILVA et al., 2015) (Figura 3.6).

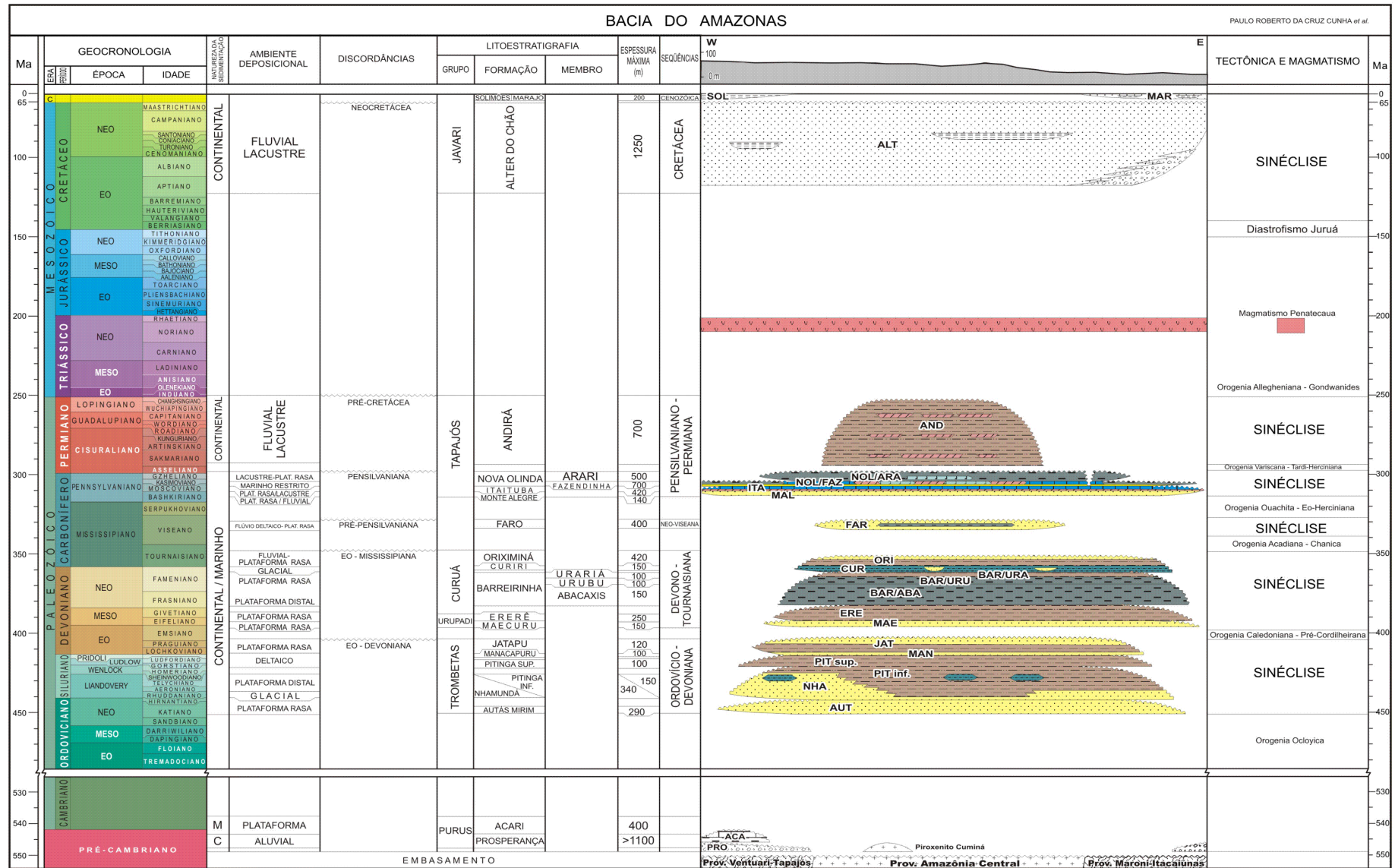


Figura 3.5: Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas, segundo Cunha et al. (2007).

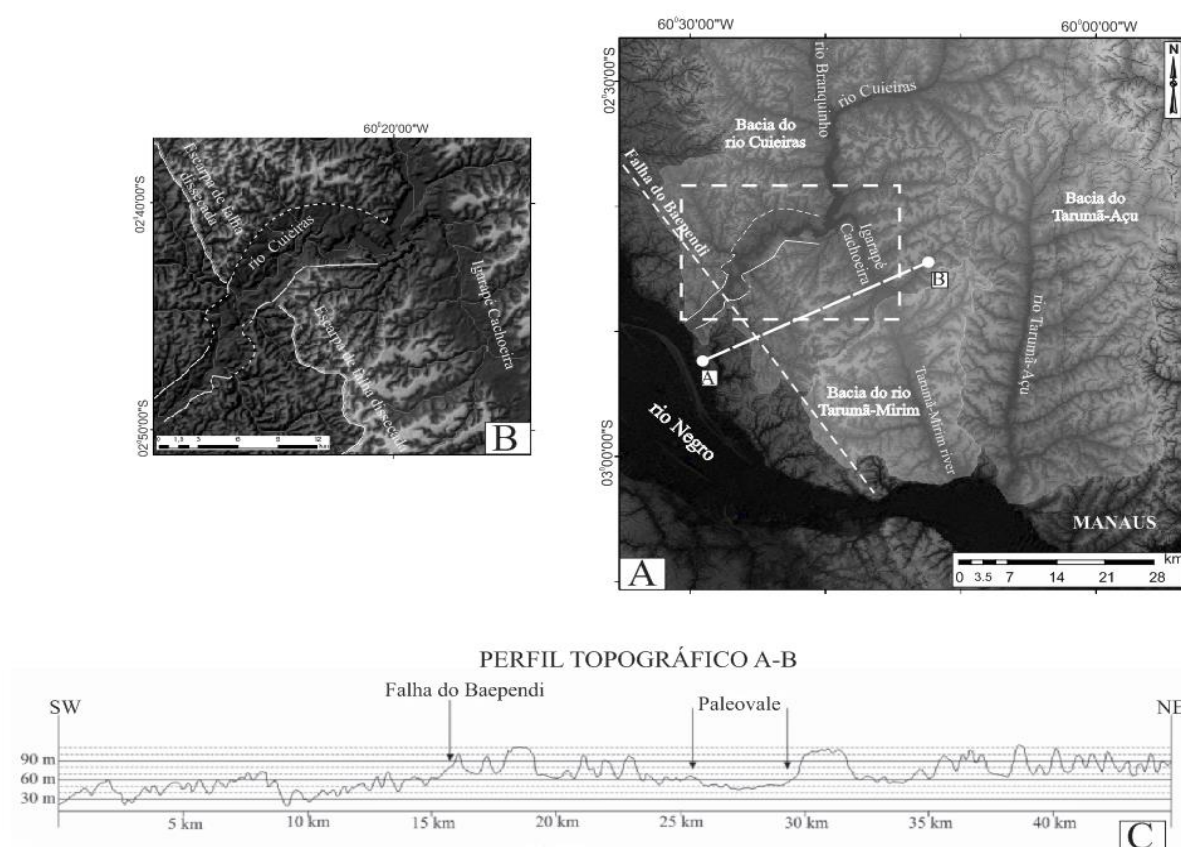


Figura 3.6: (A) Paleofluxo do rio Cuieiras e anomalias de drenagem associadas à falha do rio Negro, no baixo curso do rio Cuieiras, na área contígua a estudada. (B) Detalhe do meandramento anômalo que atravessa a escarpa dissecada da Falha do Baependi e o fluxo do igarapé Cachoeira para N-NW. (C) Perfil topográfico mostrando o desnível causado pela falha do Baependi e o paleovale de um rio desajustado (Val et al., 2014).

Ibanez et al. (2014) propõem um novo quadro neotectônico para região de Manaus e Amazônia Central a partir da análise de falhas nos depósitos sedimentares do Mioceno-Holoceno. Segundo os autores, falhas associadas a deposição da Formação Alter do Chão, indicam sistema extensional orientado para NW-SE, com SH_{MAX} a NE. Além disso, admite que falhas transversais que atravessam a crosta laterítica, indicam que as falhas normais orientadas a NW-SE são mais jovens que as falhas com orientação NE-SW. As análises de falhas NW-SE mostram extensão NE-SW e SH_{MAX} a NW. Segundo os autores, este regime persiste hoje e é compatível com SH_{MAX} determinado por sismicidade natural (planos focais de terremotos) relatados por Assumpção e Suarez (1988) e com estrangulamento de furos de sondagens (LIMA et al., 1997), porém sugerem que o regime distensivo regional seja decorrente de fenômenos de carga hídrica sazonal dos rios Negro e Solimões.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 *Perfil longitudinal e knickpoints (ruptura de declive)*

4.1.1 *Nível de base*

Segundo Suguio (2003), nível de base é o limite topográfico, abaixo do qual uma drenagem não consegue erodir o continente, representando o estado de equilíbrio num dado momento entre a deposição e erosão, pode ser, também, conhecido como nível de base de erosão. No entanto, o conceito de nível de base é antigo, e mostra que, quando um rio está em um nível de base de erosão, o seu perfil longitudinal de equilíbrio pode ser considerado como uma sucessão infinita de níveis de base locais confinantes que serão imutáveis até que as variáveis que controlam o sistema se altere.

O nível de base geral para as bacias que desaguam no oceano é o nível do mar, já o nível de base local não é fixo, porque muda de jusante para montante em função do perfil longitudinal dos canais para os quais convergem a drenagem. A alteração de nível de base desempenha uma grande influência sobre os sistemas fluviais, e os principais fatores para mudança do nível de base é a variação da energia potencial do sistema, mudança no abastecimento de sedimentos e atividade tectônica. A resposta comum à queda do nível de base no rio é a incisão de seu canal e a alteração de suas variações internas como a sua sinuosidade ou padrão, com pouca ou nenhuma incisão. Segundo Keller e Pinter (1996), quanto mais rápida a taxa de queda do nível de base, maior incisão irá ocorrer no rio, onde os efeitos da queda serão transmitidos para montante.

4.1.2 *Perfil longitudinal*

O perfil longitudinal indica a declividade do rio, apresentado pela relação entre a elevação e extensão do canal, para diversos pontos desde a cabeceira até a foz, resultando graficamente em uma curva de ajuste logarítmico côncavo ascendente, onde se verificam maiores declividades nas nascentes e menores em direção a foz.

A curvatura dos perfis dos rios tem sido considerada como um indicador

fundamental dos processos que conduzem a erosão fluvial, assim como a evolução da paisagem (ROE et al., 2002). Quanto mais equilibrado for o curso d'água, mais bem ajustado à função logarítmica estará seu perfil longitudinal, possuindo uma forma côncava bem característica. O perfil de equilíbrio do rio refere-se à constância do comportamento hidráulico da corrente, fazendo com que não haja modelagem fluvial nem agradação, havendo somente passagem de carga sedimentar, ou seja, ocorre o balanço entre a erosão e deposição no canal (KELLER e PINTER, 1996).

Rios em equilíbrio são raros na natureza. Normalmente ocorrem rios que ao longo de seu curso possuem segmentos em equilíbrio e em desequilíbrio, e essas características são refletidas nos perfis longitudinais. Os intervalos em equilíbrio exibem inclinações suaves e côncavas, já os intervalos em desequilíbrio apresentam formas convexas (KELLER e PINTER, 1996). Tais convexidades são explicadas como ruptura de declive (*knickpoints*) no leito do rio, se forem sucessivas é designada por zonas de rupturas de declive (*knickzones*) formada por sequências de rupturas, que se formam em resposta da queda do nível de base, marcando o distanciamento e desvio da forma característica lisa e côncava dos perfis de rios aluviais ou rochosos de forma côncava ideal (BISHOP et al., 2005).

4.1.3 *Knickpoints*

A análise de perfis longitudinais de rios e *knickpoints* representam, portanto, uma ferramenta muito útil para o estudo dos fatores e dos processos que podem estar associados à formação e modificação de uma paisagem. Do ponto de vista da aplicação à tectônica, Mckeown et al. (1988) contribuíram com um importante estudo, no qual a análise de perfil longitudinal de rio é utilizada para inferir soerguimentos tectônicos recentes na região leste de *Ozark Mountains*, Arkansas (EUA).

Knickpoint, ou ruptura de declive, é um desequilíbrio no perfil longitudinal de um rio, que representa qualquer variação topográfica no terreno, desde uma simples cachoeira até relevo elevado que se estende por vários quilômetros. Segundo Gardner (1983), Bishop et al. (2005) e Crosby e Whipple (2006), estas anomalias ao longo do curso de um rio surgem como respostas a variações locais de origem geológica, litológica ou tectônica, e/ou climática/ eustática. Uma vez que o rio está em desequilíbrio, tenderá a ajustar o seu perfil longitudinal. Conforme Crosby e Whipple

(2006), o local de ruptura no perfil longitudinal do rio representa a porção a ser ajustada de um canal em comparação com a superfície topográfica residual. Esse limite transitório ou transiente de desequilíbrio no canal pode ser decorrente de vários fatores, como: erosão diferencial, grau de coesão do material litológico, diferença de permeabilidade na camada, glácio-eustasia, mudança de nível de base e tectônica (WHIPPLE et al., 2000; WHIPPLE, 2004; HARBOR et al., 2005; CROSBY e WHIPPLE, 2006) (Figura 4.1).

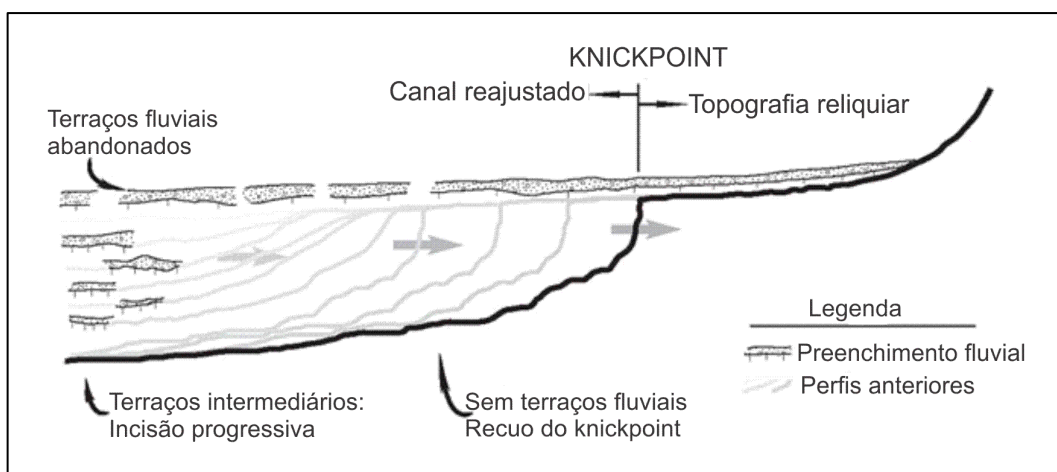


Figura 4.1: Exemplo de evolução e formação de knickpoint, conforme Crosby e Whipple (2006).

Ao longo dessa porção de maior gradiente, a energia do canal aumenta, devido à maior inclinação, e a erosão no leito do canal será mais acentuada. O efeito comum dessa erosão é causar a migração ou propagação remontante (BURBANK e ANDERSON, 2011). Whipple et al (2000) estabeleceu que a migração remontante de um *knickpoint* tem grande influência na transformação do relevo atual, uma vez que o sistema de drenagem se adapta rapidamente a qualquer mudança ao longo do seu curso.

De acordo com Burbank e Anderson (2011), mudanças abruptas na declividade do canal, representadas por *knickpoints* são perceptíveis em perfis longitudinais extraídos de Modelos Digitais de Elevação de resolução espacial relativamente alta. Quando projetados em regressões lineares em escala logarítmica pela área de drenagem, as porções mais íngremes das zonas de *knickpoints* serão ressaltadas, elevando-se sobre uma tendência mais ampla que define a concavidade global do canal.

Baseado nos contrastes observados em dois modelos de regressões da

declividade pela área da bacia de drenagem, é possível distinguir a assinatura de um *knickpoint* gerado por erosão remontante de um trecho convexo similar, porém gerado por soerguimento diferencial. No gráfico declividade-área de drenagem, a ruptura de declive característica de erosão por rebaixamento do nível de base se destaca como uma anomalia que separa dois trechos de índices de gradiente similares (Figura 4.2 esquerda), enquanto um gráfico gerado por soerguimento diferencial corresponde a um trecho anômalo que funciona como ponte para dois trechos adjacentes de índices de gradiente distintos (Figura 4.2 direita).

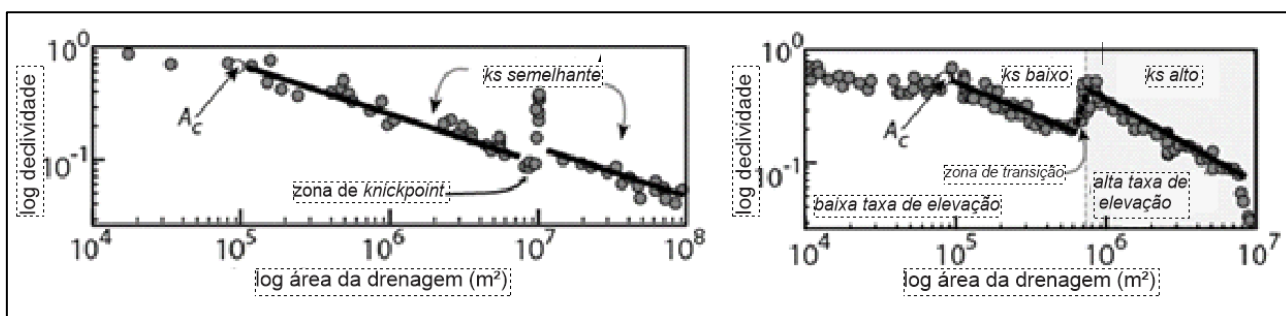


Figura 4.2: *Knickpoints* de migração remontante versus zonas de soerguimento diferencial. A. Em um gráfico log declividade-log área de drenagem, um *knickpoint* causado por erosão remontante, devido ao rebaixamento do nível de base, se destaca como um sobressalto anômalo separando dois trechos de índices de gradiente similares. B. Regressão log declividade-log área de drenagem de uma zona de soerguimento diferencial apresenta um trecho de maior declividade funcionando como uma ponte para dois trechos adjacentes com índices de gradiente distintos. (BURBANK e ANDERSON, 2011).

Em mapa, as disposições geográficas e topográficas dos *knickpoints* também permitem inferir o processo ao qual sua geração estaria ligada e também eventuais estruturas associadas. Aquelas anomalias que não apresentam um alinhamento aparente, mas que ocorram em níveis topográficos similares estariam relacionadas ao rebaixamento do nível de base e, posteriormente, erosão remontante dessas rupturas de declive (Figura 4.3A). Contudo, os dispostos de forma alinhada, mas que não apresentam associações com uma posição topográfica em particular estariam ligados ao soerguimento diferencial. Quando estiver na mesma cota topográfica o *knickpoint* é por erosão e quando for tectônico será encontrado alinhamento em diferentes níveis topográficos (Figura 4.3B). Já em perfil longitudinal, o *knickpoint* que separa o trecho reajustado do canal relicto é mais evidente em anomalias causadas por migração remontante (Figura 4.3C) do que naquelas geradas por soerguimento diferencial (Figura 4.3D).

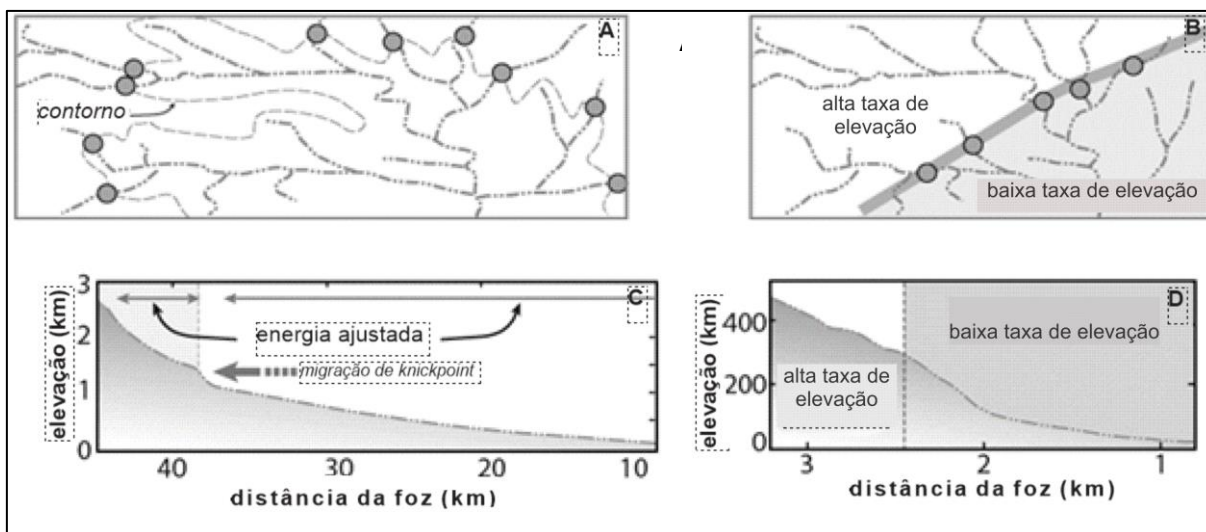


Figura 4.3: Visualização em mapa e perfil longitudinal de knickpoints de migração remontante e áreas de soerguimento diferencial. (A) em mapa, knickpoints podem estar localizados em elevações similares em qualquer sub-região da bacia (erosão remontante) ou (B) alinhados, localizados em diferentes elevações, seguindo um possível controle por soerguimento diferencial (falhamento). (C) em perfil, um trecho convexo separa as porções reajustadas das relictas do canal, quando gerado por migração remontante. (D) anomalias causadas por soerguimento geram um trecho convexo mais amplo não muito bem definido. Modificado de Burbank e Anderson (2011).

4.1.4 Estudos aplicados à Amazônia

Na região Amazônica, alguns estudos foram desenvolvidos nessa linha temática, destacando os estudos de Val et al. (2014, 2015), na região dos rios Cuieiras, Tarumã-Mirim e Tarumã-Açu, noroeste de Manaus (AM) e Sanches et al. (2015). As rupturas de declive desenvolvidas nas áreas de cabeceira dessas drenagens foram decorrentes de erosão remontante, associadas à instabilidade natural dos divisores de drenagem. Ao longo do canal, a distribuição dessas rupturas foi irregular devido à queda de nível de base, possivelmente regional, associada a interferências por falhas. Conjuntos de *knickpoints* de mesma geração, de diferentes tributários de uma mesma bacia e em níveis topográficos diferentes, estão correlacionados a importantes lineamentos tectônicos, os quais resultaram em significativas anomalias, adaptações e modificações nas bacias hidrográficas estudadas. Os dados demonstram que os perfis longitudinais e *knickpoints* de rios são importantes ferramentas para o estudo da evolução da paisagem na Amazônia (Figura 4.4).

Na região da Serra do Tepequém, Roraima, Sanches et al. (2015) descrevem que as rochas de uma sinclinal neoproterozoica apresentam o sistema de drenagem condicionado por importantes lineamentos tectônicos cenozoicos. Os *knickpoints*

gerados por esse tectonismo cenozoico propiciaram a formação de uma série de cachoeiras elevadas, onde a combinação entre processos erosivos e tectônicos foram atuantes. As falhas mapeadas indicaram que três gerações diferentes refletem o condicionamento regional, interferências por falhas N-S, E-W e NW-SE e erosão remontante. Tais condicionamentos propiciam uma avaliação do controle tectônico moderno na paisagem dessa região.

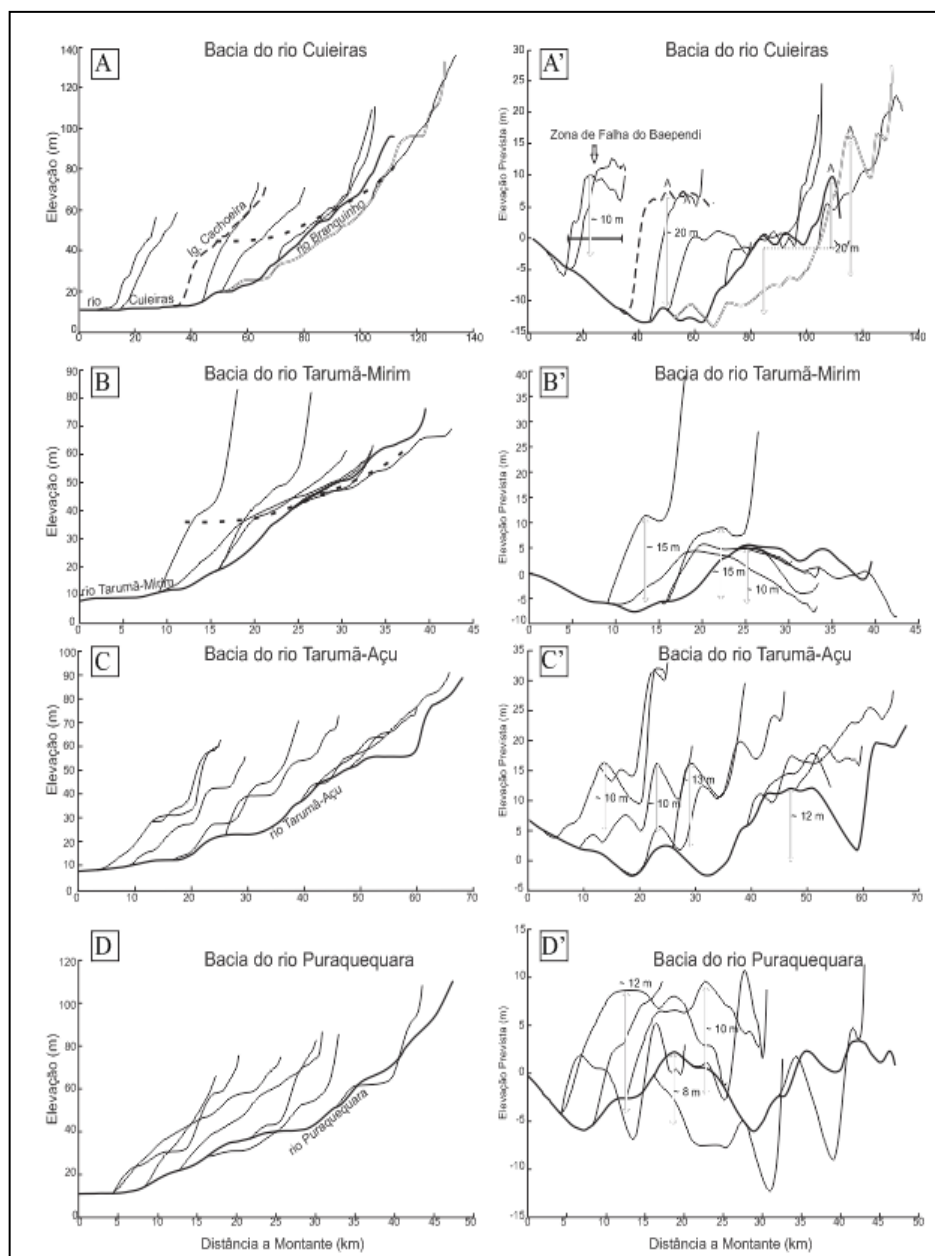


Figura 4.4: Perfis longitudinais dos rios Cuieiras (A), Tarumã-Mirim (B), Tarumã-Açu (C) e Paraquequara (D) com os gráficos de desvio altimétrico em relação ao perfil ideal (A', B', C' e D'). O perfil ideal, na figura D' por exemplo, é uma concavidade clássica, comum, com valores de gradiente que diminuem da cabeceira para a foz tendendo a se aproximar do valor de elevação zero. No caso dessa figura (D') os valores de elevação aumentam e diminuem no canal principal (linha preta grossa). Portanto há 8 metros de altura do rio para ser erodido e alcançar seu nível de estabilidade. Os demais canais do mesmo jeito. (VAL et al, 2014).

4.2 Datação por Luminescência (TL e LOE)

A datação por luminescência determina idades no intervalo desde algumas centenas até aproximadamente um milhão de anos, abrangendo, desta forma, o período do Quaternário. Podem-se usar duas técnicas, a Termoluminescência (TL) e a Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Ambas as técnicas usam a luminescência de cristais de quartzo, feldspato ou carbonato, sendo aplicadas também na determinação de idades de sedimentos, cerâmicas arqueológicas ou cinzas de fogueiras, tendo estes materiais um ponto em comum que é não possuir matéria orgânica. A diferença entre as duas é que a TL é o fenômeno de emissão de luz quando o material é aquecido e, neste caso, as amostras são submetidas a temperaturas muito elevadas, chegando a 500°C, enquanto que método LOE é a luz emitida quando o material é estimulado opticamente, com uma fonte monocromática de luz. Assim, é de extrema importância que as amostras não sejam expostas a luz branca a partir da sua coleta em campo até seu preparo no laboratório.

Nesses métodos de datação a teoria física básica é a interação da radiação ionizante com o cristal. A técnica LOE é baseada nas propriedades físicas que o quartzo ou feldspato apresentam quando interagem com essas radiações, acumulado parte da dose advinda dessas radiações como cargas aprisionadas em sua rede cristalina, que podem ser liberadas por estimulação térmica (TL) ou ótica (LOE) e emitem luminescência quando se recombinam. No instante em que os cristais são soterrados na natureza eles não têm cargas aprisionadas, pois teoricamente estas foram liberadas pela exposição solar. Porém, após a deposição os cristais não recebem luz solar e começam a acumular cargas devidas à radiação ionizante dos radioisótopos que se encontram no sedimento e, desta forma, apresentam sinal de luz sensível que cresce ao decorrer do tempo. O tempo em que a amostra fica soterrada será proporcional à dose radioativa depositada no cristal que, por sua vez, é proporcional à intensidade da luminescência e a este tempo chamamos de idade.

Nas últimas décadas, a técnica de datação por LOE de cristais tem sido utilizada para datação de depósitos do período Quaternário no Brasil (SALLUM et al., 2007). Na região Amazônica, essa técnica tem sido aplicada mais recentemente por Soares et al. (2010) e Rossetti et al. (2015).

4.2.1 Técnica da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A técnica LOE, assim como a TL, provoca a libertação de elétrons presos nos defeitos do material. A diferença é que na termoluminescência a libertação é por aquecimento enquanto que na LOE essa libertação é provocada pela exposição à luz azul, quando é usado o cristal de quartzo, sendo assim uma técnica menos agressiva às amostras por não as aquecer em altas temperaturas. A intensidade da emissão TL ou LOE será proporcional à quantidade de dose acumulada ($D_e = [J/Kg = Gy]$) no cristal pela radiação, que por sua vez é proporcional ao tempo em que a amostra está exposta a essa radiação, tempo esse denominado Idade (I). A idade da amostra é calculada segundo a equação:

$$I = \frac{D_e}{DA_\gamma + 0,9DA_\beta + DA_{\text{raios cósmicos}}} \quad (1), \text{ onde}$$

$$DA_\gamma = \frac{DA_{\gamma\text{seco}}}{1 + 1,14W_1F} \quad (2)$$

$$DA_\beta = \frac{DA_{\beta\text{seco}}}{1 + 1,25WF} \quad (3)$$

Onde DA são as taxas de dose naturais oriundas de isótopos radioativos do U, Th, K-40 e seus filhos, além da contribuição da radiação cósmica que atua no local da coleta da amostra. O valor de 0,9 na equação 1, refere-se à contribuição da atenuação da radiação beta. Nas equações 2 e 3 temos os parâmetros de correção da DA em relação a quantidade de água na amostra e no solo, e nestes casos temos $W_1 = \text{massa de água} / \text{massa de solo seca}$ e $W = \text{massa de água} / \text{massa da amostra}$; F é a fração da saturação correspondente ao conteúdo de água médio durante o período em que a amostra esteve enterrada.

A contribuição da radiação cósmica é calculada teoricamente sabendo as coordenadas geográficas do local da coleta e com a equação de Prescott e Stephan (1982). Onde: F , J e H são constantes que dependem do valor da latitude geomagnética do local de medida e podem ser determinadas através da Figura 4.5, h será a altitude e K é uma constante que dependerá da densidade da rocha (mrad/ano).

$$DA_{\text{raios cósmicos}} = K \left[F + J \exp \left(\frac{h}{H} \right) \right]$$

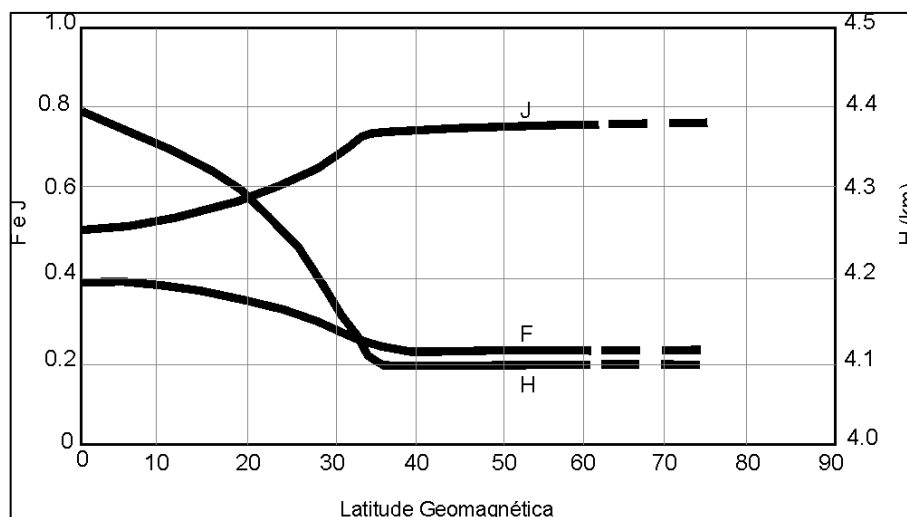


Figura 2. 1: Os fatores F, J e H dependem das latitudes geométricas (PRESCOTT e STEPHAN, 1982).

O mecanismo da LOE é um método recente na datação de sedimento, sendo introduzido em 1985. Como já citado, trata-se de um fenômeno observado em materiais cristalinos e vítreos e baseia-se na deposição parcial de energia de uma radiação ionizante incidente sobre o cristal, cuja idade quer datar. Os defeitos cristalinos formados nestes cristais iônicos servem como armadilhas para elétrons, os quais são ejetados ao entrarem em contato com a luz visível, sofrem recombinações instantâneas de cargas elétricas liberadas a partir das armadilhas e emitem luminescência. Quanto maior o tempo de exposição à radiação ionizante, maior a quantidade de armadilhas criadas, ou seja, com o passar do tempo novas armadilhas são criadas e mais elétrons aprisionados (JAIN, 2004).

A quantidade de luz emitida vai ser proporcional à sensibilidade do material à radiação e à quantidade de energia absorvida. A idade da amostra pode ser calculada desde a última exposição solar comparando-a com a quantidade de luz emitida por uma amostra natural e a quantidade de luz emitida por uma amostra com dose adicional de radiação conhecida.

Alguns minerais ou ambientes que contenham os elementos químicos ^{40}K , ^{232}Th e ^{235}U e ^{238}U radioativos, mesmo em pequenas quantidades em solo e sedimentos, ionizam constantemente os grãos de demais minerais próximos. Esta ionização é acumulativa e proporcional ao tempo de irradiação e pode ser evidenciada como radiação luminosa. À medida que desta luminescência permite determinar o tempo de ionização dos grãos, sabendo-se que essa ionização é zerada caso entre

em contato com luz branca ou tenha um forte aquecimento (AITKEN, 1985).

Porém, podem ocorrer problemas com a técnica da LOE quando o sinal é incompleto ou não homogêneo antes do sedimento zerar e ser enterrado novamente, devido à exposição insuficiente de luz solar. Nesse caso, o resíduo do sinal da deposição anterior altera a idade do último soterramento, e nestes casos aproximações estatísticas podem ser utilizadas para a correção do problema (SALLUM et al., 2007). A LOE é realizada pelo equipamento RISØE TL/OSL Leitor de Luminescência, usando o filtro óptico U-340.

4.2.2 *Protocolo Alíquota Única de Dose Regenerativa ou “Single Aliquot Regenerative” (SAR)*

O Protocolo SAR é empregado na determinação da dose equivalente (D_e), é utilizado principalmente nos cristais de quartzo e em casos de datação de amostras que não foram expostas ao sol e, portanto, não “zeraram” a LOE.

Uma das limitações dos procedimentos de datação está relacionada ao controle de massa, já que se trabalha com uma pequena quantidade de amostra em cada alíquota. Devido a isso, pequenas variações de massa podem gerar grandes diferenças nas respostas luminescentes à excitação por luz visível. Outra limitação está relacionada à baixa reprodutibilidade de diferentes alíquotas, quando no trabalho com cristais de quartzo (MURRAY e WINTLE, 2000).

O protocolo SAR é caracterizado pela utilização de apenas uma alíquota para cada Dose Equivalente (D_e) a ser determinada. Se, por exemplo, em procedimento de datação eram utilizadas cerca de 15 alíquotas para se obter um único valor de D_e e, conseqüentemente, uma única idade de deposição do sedimento, com o protocolo SAR utiliza-se as mesmas 15 alíquotas com obtenção de 15 valores de D_e e 15 idades diferentes para uma mesma amostra. Para tanto, o protocolo SAR deve ser empregado de acordo com uma rotina de etapas.

Em cada alíquota é colocada aproximadamente 3mg de grãos de quartzo; as alíquotas são colocadas no interior de um disco chamado de carrossel, para então serem inseridas no equipamento RISØE.

O protocolo SAR é inserido no programa de aquisição de dados do

equipamento, tornando possível a análise dos pontos experimentais que formam a curva de calibração (Intensidade *versus* dose) para cada alíquota. O gráfico da curva de calibração corresponde à intensidade LOE dividida pela taxa de intensidade LOE teste (LOE/LOE teste), o resultado *versus* a dose de exposição, esses pontos experimentais são ajustados teoricamente através de uma reta ou um crescimento exponencial com saturação. Após isso, o valor da taxa da LOE natural dividida pela LOE teste (LOE nat/LOE teste), será inserido horizontalmente na curva de calibração. A intersecção das duas curvas nos fornece o valor da dose equivalente e as idades das amostras são determinadas a partir da equação (1). A dose anual é calculada pela concentração dos isótopos radioativos naturais e a radiação cósmica do local. Por fim, as concentrações radioativas são determinadas por espectrometria gama com auxílio de um detector gama e de Germânio hiper puro.

4.2.2.1 Etapas do Protocolo SAR:

Separação de alíquotas (~3mg 180-210 μm) de cada amostra a ser datada.

1. Medida da LOE natural, L_n ;
2. Irradiação (fonte radioativa) com dose teste (DT);
3. Tratamento térmico de 200°C;
4. Medida da LOE teste, T_n ;
5. Irradiação com dose regenerativa (D_i);
6. Tratamento térmico de 200°C;
7. Medida da LOE regenerativa, L_i ;
8. Irradiação com dose teste;
9. Tratamento térmico de 200°C;
10. Medida da LOE teste, T_i

Teste de recuperação

11. Irradiação com $D=0$;
12. Tratamento térmico de 200°C;
13. Medida da LOE₀

Teste de reciclagem

14. Irradiar com dose D_1 ;
15. Tratamento térmico de 200°C;
16. Medida da LOE₁

O ciclo de repetição começa a partir do item 5 até o 10 por quatro vezes. Terminado o ciclo é feita a curva de calibração individual de cada grão/alíquota, curva L_i/T_i versus dose, onde $i=1$ até 4.

A seguir são efetuados os testes de recuperação do item 11 ao 13 e o de reciclagem item 14 ao 16. Com o gráfico da calibração pronto, insere-se o valor da taxa L_n/T_n (a razão da luminescência natural contida na amostra pela luminescência teste), para encontrar o valor de D_e . Além das idades em si, são feitos testes para aliviar as características e propriedades físicas do cristal usado na datação, se os cristais passarem nos testes a idade poderá ser considerada aceitável do ponto de vista físico.

Os testes são:

- a) O de reaquisição da dose, onde o grão inicialmente zerado é submetido a uma dose previamente conhecida “ D_r ” e utiliza-se o protocolo SAR para recuperar, isto é, determinar este valor D_r . Caso seja determinado um valor próximo, podemos ter certeza que o grão e o protocolo SAR usados são válidos.
- b) O teste de reciclagem, que é o valor obtido pela taxa $(L_1/T_1)/(L_6/T_6)$, onde L_1 e L_6 são leituras de LOE e T_1 e T_6 as respectivas doses regenerativas, esta taxa deverá ser próximo a 1.
- c) O teste de recuperação do sinal de LOE, que é a LOE emitida após um tratamento térmico ou incidência de luz. Isto pode ter como origem cargas aprisionadas em armadilhas profundas e que são reativadas pelo aquecimento ou pela iluminação, caso a amostra demonstre este efeito de forma muito intensa ela será descartada.

4.2.3 *Trabalhos referentes a Amazônia*

Rossetti et al. (2005) a partir de interpretação de imagens de radar, análises sedimentológicas e datação radiocarbono mapeou unidades do Plio-Pleistoceno ao Holoceno ao longo dos rios Solimões e Amazonas, caracterizando sucessões sedimentares que recobre depósitos do Mioceno da Formação Solimões, que incluem a Formação Içá (Plio-Pleistoceno) e mais quatro depósitos quaternários com idades: depósitos Q1 (37, 400-43,700 ^{14}C yr B.P.), depósitos Q2 (27.200 ^{14}C yr B.P.),

depósitos Q3 (6730-2480 ^{14}C yr B.P.), e os depósitos Q4 (280-130 ^{14}C yr B.P.). Estes depósitos ocorrem, principalmente, ao oeste de Manaus, formando cintos alongados a NW-SE que são progressivamente mais jovens de SW para NE, indicando uma bacia sindeposicional com depocentro com migração para NE.

Os resultados mostram que as idades dos depósitos mais antigo com aproximadamente 53 mil anos e em torno de 20 mil anos. Idades similares foram encontradas por Fiore et al. (2013) que datou os sedimentos em terraços quaternários dos rios Negro e Solimões. Referente ao trabalho anterior de Soares et al., (2010), pelo método LOE usando os protocolos MAR (alíquotas múltiplas) e SAR obtendo as idades de 430, 65,2, 44, 34,5 e 7,5 mil anos para alguns desses terraços.

O trabalho mais recente de Rossetti et al. (2015) apresenta trinta e três idades variando de $65,4 \pm 16,9$ para $219,6 \pm 25,1$ anos (além de três $54,0 \pm 7,6$, $337,3 \pm 36,9$ e $346,6 \pm 48,6$ anos) e nove $97,1 \pm 9,9$ - $254,8 \pm 23,8$ anos para áreas no sudoeste e no norte da Amazônia, respectivamente. Estes dados levam a estabelecer que os depósitos mapeados como Formação Içá sobre uma vasta área do oeste da Amazônia brasileira têm uma idade Médio-Pleistoceno Superior, ao invés da idade Plio-Pleistoceno anteriormente inferida.

5 RESULTADOS

Os resultados obtidos foram alcançados em três fases, auxiliadas com base bibliográfica e *softwares* para fase pré-campo, os trabalhos de campo propriamente ditos e, também, a utilização de laboratórios para tratamentos e análises de amostras sedimentares, essenciais para a obtenção dos resultados pós-campo.

5.1 Geologia da área de estudo

As unidades que ocorrem na região de estudo são representadas pelos sedimentos paleozoicos da Bacia do Amazonas da Sequência Ordoviciano-Siluriana, pertencentes a Formação Nhamundá (Grupo Trombetas), e os sedimentos da Sequência Cretácea-Terciária da Formação Alter do Chão. Os depósitos quaternários são representados por principalmente colúvios, por depósitos aluvionares e de paleocanais sobre a Formação Alter do Chão. Ocorrem ainda o Complexo Jauaperi e os derrames máficos da Formação Seringa do embasamento cristalino no extremo

norte da área de estudo e, assim como a Formação Prosperança da Bacia do Amazonas, essas unidades não foram visitadas em virtude do difícil acesso. Na elaboração do mapa geológico da área de estudo observou-se a distribuição dessas unidades e também suas características fotointerpretativas a partir dos sensores remotos utilizados. Isto resultou no mapa geológico compilado da Figura 3.4. Neste mapa podem ser observados também os locais estudados, com coleta de amostra e de dados estruturais. Vale ressaltar que, como o produto utilizado para compilação (Mapa Geológico do Brasil, Bizzi et al., 2001) possui escala pequena, foi necessária a adaptação e correção dos limites entre unidades, e junto com os dados estruturais de campo resultou no mapa geológico final. Para completar, a partir das imagens Alos Palsar foram identificados os depósitos possivelmente quaternários (Q2), não existente naquele mapa anterior, correspondendo a vales fluviais antigos. Isso resultou, portanto, em um mapa geológico atualizado na escala aproximada de 1:100.000 para campo e identificação das unidades (Figura 5.1). De acordo com as visitas de campo, a descrição das unidades geológicas locais se restringe as unidades Formação Nhamundá (S3D1t) do Grupo Trombetas, Formação Alter do Chão do Grupo Javari (K2Ac) e depósitos aluviais (Q).

5.1.1 Formação Nhamundá (S3D1t), Grupo Trombetas

O Grupo Trombetas está representado na região do rio Apuaú por arenitos silicificados da Formação Nhamundá. Compreende arenitos finos a muito finos, contendo essencialmente grãos de quartzo bem selecionados e estratificação plano-paralela e cruzada típicos de ambiente marinho. Esta unidade ocorre sob a forma de lajedos em leitos de rios, por vezes alcançando larguras expressivas da ordem de 10 a 15 metros. Os locais onde foram observadas essas rochas coincidem com indicações prévias de *knickpoints* e os blocos a jusante estavam mais baixos em relação aos blocos a montante, como na porção norte do rio Bariuaú, afluente do rio Apuaú (afloramentos Ap 03 e Ap 04), e na porção centro sul do canal do rio Apuaú (afloramento Ap 16, Figuras 5.2A e 5.2 B).

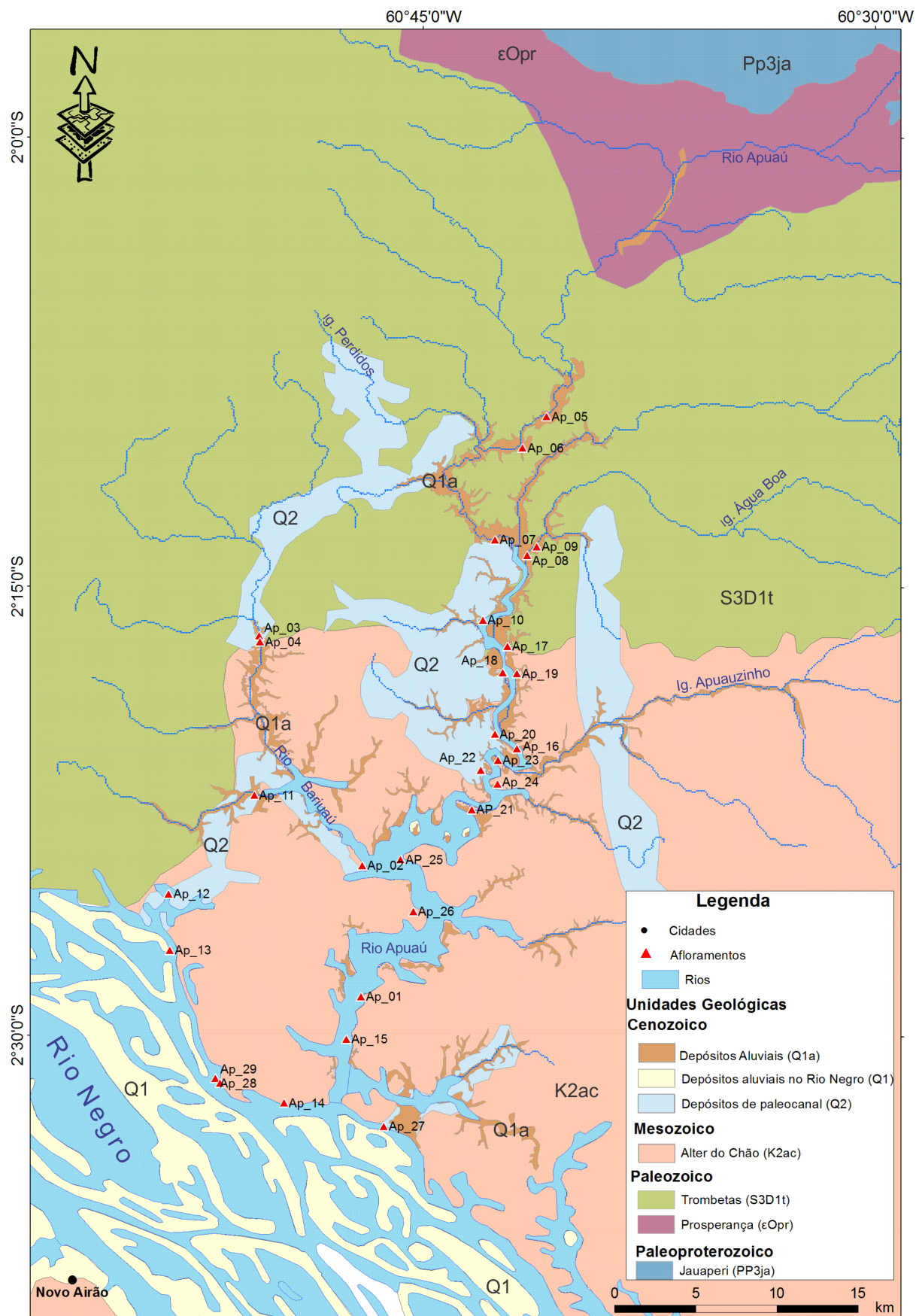


Figura 5.1: Mapa geológico da área de estudo obtido a partir de análises de imagens de satélite e dados de campo. As unidades, assim como seus contatos, que ocorrem a norte da área foram compilados do Mapa Geológico do Brasil de Bizzi et al. (2001).

A disposição aflorante também ocorre em blocos e matacões bastante fraturados conforme observados nas figuras 5.3 e 5.4. Esses blocos no leito do rio Apuaú apresentam juntas em duas direções preferenciais NNE/SSW e NNW/SSE (Figura 5.4), cuja análise estrutural será realizada no item pertinente. Além das dessas estruturas observadas, nota-se feições de recristalização de sílica em finos veios nas duas direções estruturais descritas. Marcas de erosão fluvial também são notadas, sendo frequente o desenvolvimento de depressões/ cavidades devido à erosão da água (Figuras 5.5A e 5.5B).



Figura 5.2: (A) Afloramento da Formação Nhamundá no leito do rio Bariuaú, afluente do rio Apuaú e no leito do rio Apuaú (B). Nos locais onde ocorrem essa exposição de rochas é comum a formação de corredeiras e quedas d'águas. (Afloramentos Ap 03, rio Bariuaú - AM e Ap 16, rio Apuaú - AM, respectivamente).



Figura 5.3: Detalhe da estratificação plano paralela e estratificação cruzada no bloco no leito do rio Apuaú em blocos individualizados por famílias de fraturas. (Afloramento Ap 16, rio Apuaú -AM).



Figura 5.4: Famílias de juntas NNE/SSW e NNW/SSE em arenito marinho da Formação Nhamundá no leito do rio Apuaú. (Afloramento Ap 16, Rio Apuaú -AM).

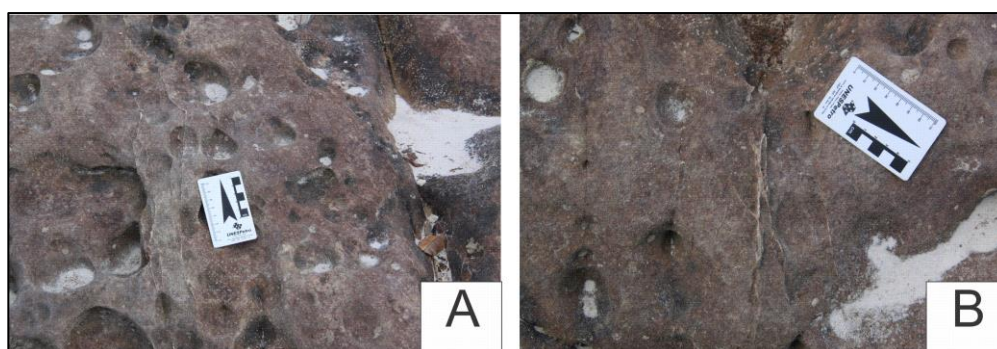


Figura 5.5: Detalhe de finos veios de recristalização de sílica e feições erosivas de erosão aluvial em arenitos da Formação Nhamundá (A), detalhe da recristalização de sílica (B) que mostra associação com o padrão de faturamento. (Afloramento Ap 16, rio Apuaú -AM).

O contato dessa unidade com a Formação Alter do Chão não foi observado nos trabalhos por vias fluviais nem mesmo nas margens da rodovia BR-174, na área de Presidente Figueiredo, cidade 100 km de Manaus. Outro fator interessante é que a espessura da Formação Alter do Chão diminui para norte, no sentido da borda da Bacia do Amazonas.

Nas margens do rio Apuaú (região do afloramento 16), é comum a presença de estreita faixa emersa de sedimentos, bastante alterados, com aspecto mosqueado e apresentando oxidação (avermelhada) e estratificação incipiente, compreende rochas intemperizadas da Formação Nhamundá (Figuras 5.6 e 5.7). Estas ocorrências localizadas da Formação Nhamundá em meio da faixa de afloramentos da unidade Alter do Chão indicam, para este trecho do rio Apuaú, tanto a pequena espessura preservada da unidade cretácea, quanto a possível ocorrência por geometria de blocos falhados. No entanto, o mais comum observado é a sobreposição de sedimentos quaternários aluviais arenosos sobre a unidade Nhamundá.



Figura 5.6: Em destaque o limite da Formação Nhamundá bastante oxidada de coloração vermelho vinho com depósito aluvionar recente, margem esquerda do rio Apuaú – AM (Ap 21).



Figura 5.7: Afloramento 17, terraço tabular da Formação Nhamundá na margem direita do rio Apuaú (abaixo do traço vermelho) recoberto por espesso depósito aluvionar mais jovem.

5.1.2 Formação Alter do Chão K2ac (Grupo Javari)

A Formação Alter do Chão representa a unidade com maior ocorrência e predomínio na área de estudo. Assim como os arenitos da Formação Nhamundá, esta unidade também ocorre sob a forma de lajedos e blocos fraturados no leito dos rios, representados por camadas de rochas bastante alteradas com um perfil laterítico bem desenvolvido.

Na região de confluência dos rios Apuaú e Bariuaú, esta unidade está representada por sedimentos alterados, bastante oxidados, mas bem preservados. São constituídos de camadas de arenitos finos a siltitos, localmente com estratificação cruzada bem preservada (Figuras 5.8A e 5.8B), sobrepostos a um nível conglomerado, com matriz de areia grossa a muito grossa, contendo clastos e seixos de argila arredondados, subarredondados e subangulares, variando de 0,3cm a 10cm (Figuras 5.8C e 5.8D).



Figura 5.8: (A) Lajedos de arenito da Formação Alter do Chão na margem do rio Apuaú - AM. (B) Estratificação cruzada observado no topo da camada. (C) Camadas de conglomerado com clastos e seixos de argila, com matriz grossa, oxidados, abaixo do nível estratificado. (D) Detalhe do nível de conglomerado, mostrando arranjo dos clastos e grau de arredondamento. (Afloramento Ap 02).

Camadas curvilíneas de arenito fino a siltito mostrando ferruginização foram observadas nas margens do rio Apuaú (Figura 5.9). As formas convolutas do arenito da Formação Alter do Chão, nesse local, são notáveis. Na figura 5.9A notam-se camadas alternadas de níveis argilosos e argilo-arenoso acima mostrando camadas onduladas. Na figura 5.9B, estruturas pseudocársticas, com depressões métricas, são notadas com níveis ondulados na porção superior. Na figura 5.9C essas estruturas pseudocársticas podem ser observadas no detalhe com pequenas formas em estalactites e com feições onduladas marcadas com preenchimento de óxido de ferro (Figuras 5.9D e 5.9E). Na superfície esses pacotes estão dispostos de forma alinhada e encurvada, bastante fragmentada (Figura 5.9F), mas que não mostra orientação alinhada. Evidências de feições pseudocársticas são reportadas na Formação Nhamundá, cujas características sedimentares não correspondem a essa unidade. Sismitos foram reportadas na Formação Alter do Chão, nessa região, por alguns autores, cujas causas tectônicas pós-cretácea foram aventadas.

A característica mais comum da Formação Alter do Chão é a ocorrência de blocos de arenito ou siltito, avermelhados, silicificado e fraturados (Figura 5.10). Na margem esquerda do rio Negro, próximo a foz do rio Apuaú, é como a disposição dessas rochas em lajedos, blocosos, mostrando bastante juntas e falhas (Figura 5.10A). Essas camadas horizontais se distribuem em toda a margem deste rio principal na época de vazante do rio (Figura 5.10B). São em locais como estes que as falhas podem ser observadas com superfícies espelhadas conspícuas, apresentando estriais tanto de falhas normais, como transcorrências (Figuras 5.10C e 5.10F).

Na base desse arenito, que alcança espessura da ordem de alguns metros, geralmente ocorre um nível conglomerático, como o observado no rio Apuaú (Figura 5.10D). Este nível ocorre sob a forma de lajedo tabular, pouco acima do nível do rio, contendo seixos subangulosos e arredondados, mal selecionados, cujos clastos apresentam comprimento variando de 3 a 15 cm, em matriz de areia média a grossa, esbranquiçada, conforme a figura 5.10E. Algumas também foram notadas nesse afloramento, mostrando o grau de deformação dútil que esse pacote foi submetido.

No rio Apuaú, próximo a sua foz com o rio Negro, as margens são formadas por camadas alteradas, alcançando até 10 metros de altura, constituída por camadas intemperizadas da Formação Alter do Chão, apresentando nível caulínico na base

do saprólito, com horizonte manchado (mosqueado), solo argiloso amarelado no topo com concreções lateríticas desenvolvidas (Figura 5.11A). O nível caulínítico incoeso está bem desenvolvido em camadas argilosas e arenosas dessa formação geológica, onde estruturas sedimentares ainda são visíveis (saprólito). Geralmente apresentam estruturas tabulares e estratificação paralela em camadas mais arenosas na base. Acima desse nível, o horizonte mosqueado ou manchado é bastante argiloso, com espessura da ordem de poucos metros. Nesse nível concreções tabulares de ferro ocorrem como precipitados no contato entre arenoso e argiloso. O solo argiloso amarelado e mais desenvolvido completa o perfil até o nível onde a matéria orgânica, centimétrica, surge. Observa-se a ocorrência de falha bem marcada no nível caulínítico e mosqueado, ou seja, cortando o perfil de alteração intempérica (Figura 5.11B). No detalhe, essas falhas estão bem marcadas no nível argiloso e, sua propagação para a superfície não está bem desenvolvida pela natureza do material pouco coeso para o topo (Figura 5.11C).

5.1.1 *Depósitos Quaternários*

Os depósitos quaternários analisados em campo são constituídos, na maioria, por material areno-argiloso com coloração cinza claro ou amarelo pálido, variam de 2 a 4 metros de alturas e, em alguns casos, as camadas são intercaladas com finas camadas de concreção de Fe e/ou manchas de ferruginização. Caracterizam-se basicamente dois tipos de depósitos: os depósitos quaternários aluviais (barras arenosas na margem do rio) e depósitos de planícies aluviais antigas, sob a forma de terraços. As análises sedimentares de alguns depósitos mostram que a granulometria das camadas está no intervalo de areia média a areia fina.

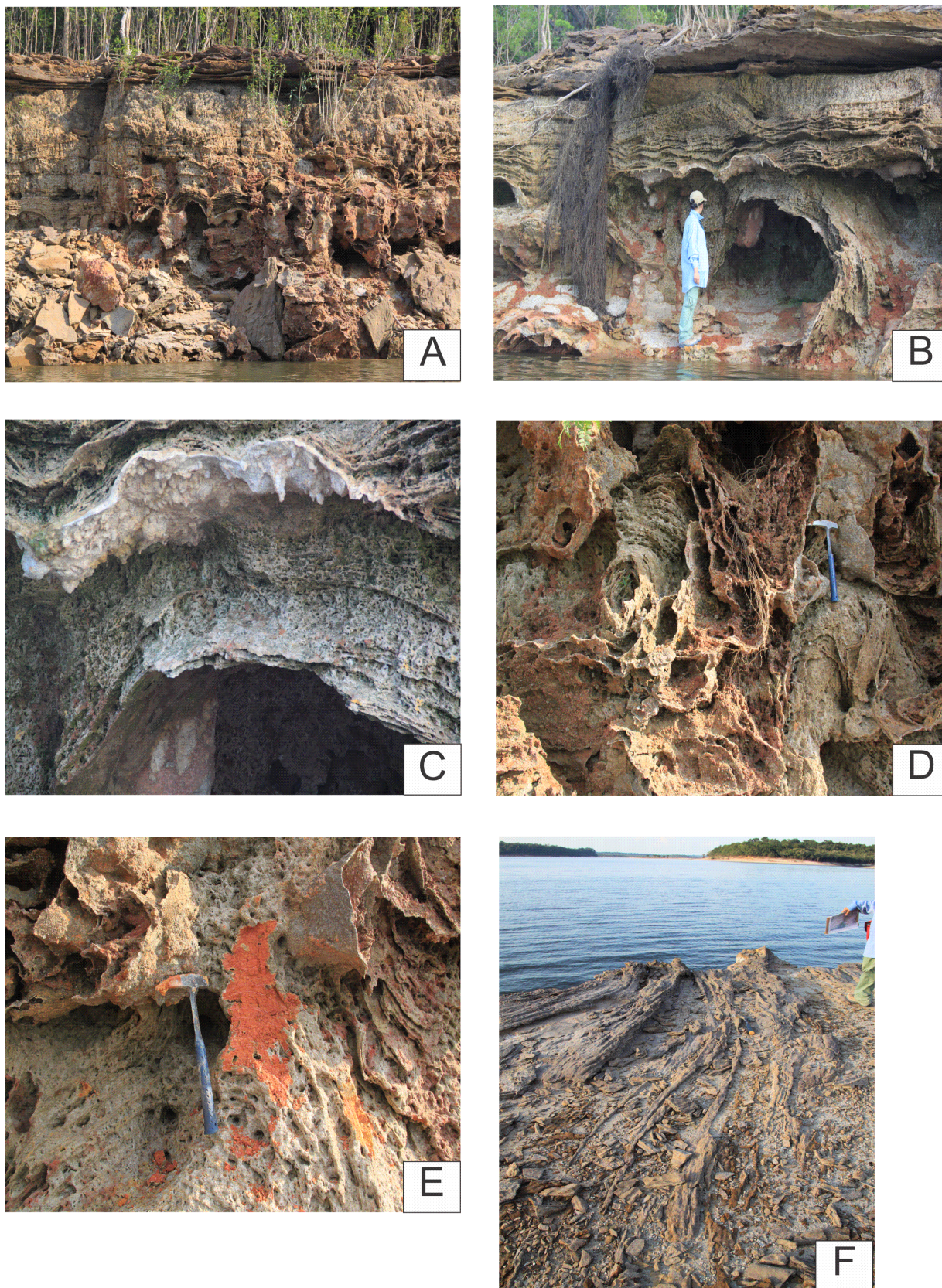


Figura 5.9: (A) Camadas onduladas da Formação Alter do Chão na margem do rio Apuaú, apresentando feições pseudocársticas (B); estalactites (C), ferruginizada e oxidada (D, E) e, na superfície apresentando feições lineares (F). (Afloramento Ap 15, rio Apuaú -AM).

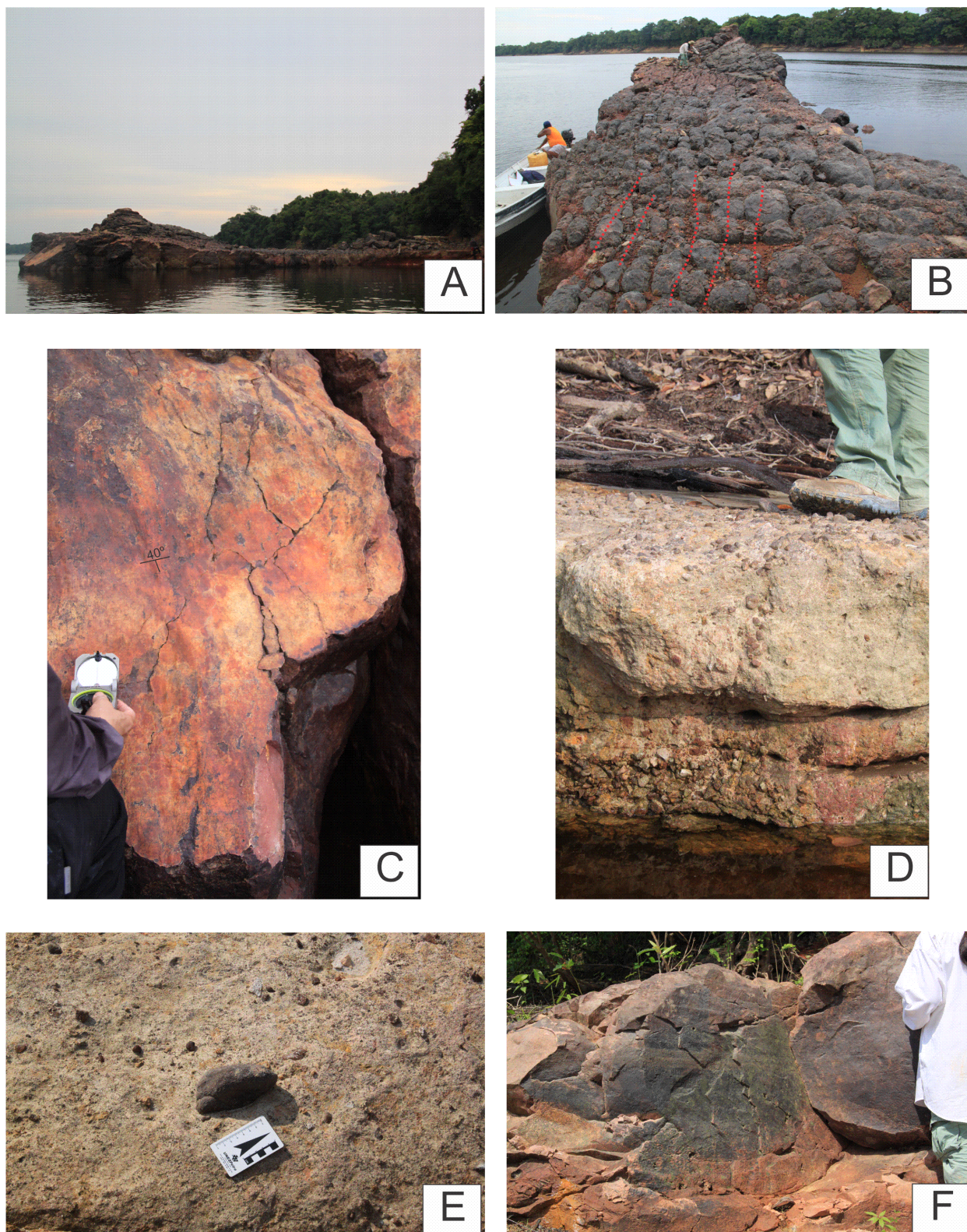


Figura 5.10: (A) Visão do afloramento em blocos na margem esquerda do Rio Negro, próximo a foz do rio Apuaú, apresentando bastante fraturado por juntas e falhas (B). A imagem (C) espelhos de falha em arenito nesta unidade. (D) nível conglomerático no rio Apuaú, com detalhe de seixos na imagem (E). Em (F) espelho de falha direcional em arenito no rio Negro. (rios Apuaú e Negro - AM).

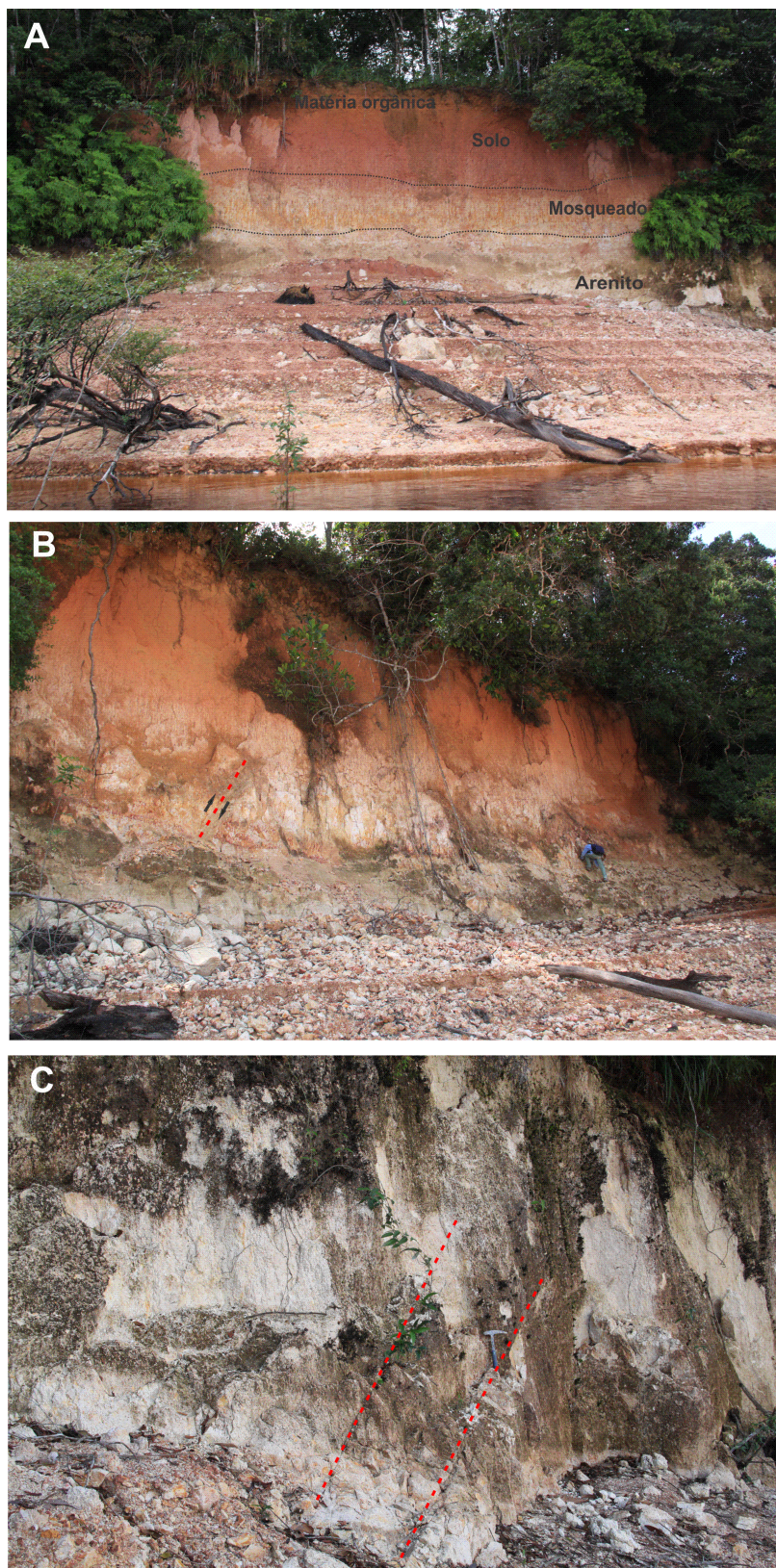


Figura 5.11: (A) Camadas intemperizadas da Formação Alter do Chão, apresentando nível caulínico na base do saprólito, com horizonte manchado (mosqueado), solo argiloso amarelado no topo com concreções lateríticas desenvolvidas. (B) Observa-se a ocorrência de falha bem marcada no nível caulínico e mosqueado. (C) Detalhe das falhas normais dispostas nas camadas alternadas argilosa e arenosa caulinizadas da Fm. Alter do Chão. (rio Apuaú - AM).

5.1.1.1 Depósitos em terraços

Ao longo do rio Apuaú, muitas foram as descrições de terraços alçados. Na margem esquerda do rio Apuaú, na região do afloramento Ap 01, foi observado um pacote de base areno-argilosa maciça, de cor cinza-esbranquiçada, estrutura tabular, com estratificação plano-paralela e com aproximadamente 1,70 metros de espessura. O topo está composto por uma camada de argilosa compacta, cinza, com manchas avermelhadas de óxido de ferro (Figura 5.12). No pacote areno-argiloso foi obtido valor da estratificação cruzada para obtenção da paleocorrente de fluxo do rio para comparação com o atual. O valor obtido para a paleocorrente foi 140/22, ou seja, para sudeste, enquanto o rio atual tem fluxo para sudoeste.

Entre os dois níveis discriminados acima, ocorre camada tabular de crosta laterítica ferruginosa, muito fina, da ordem de apenas 2 centímetros, mostrando um processo de alteração intempérica muito nova, típica de flutuação do nível d'água.

A análise sedimentar para os sedimentos deste depósito indica que se tratam de sedimentos na fração areia fina a muito fina com maior concentração na abertura de 0,053 mm conforme o anexo 01.

O afloramento Ap 03 está localizado próximo à cabeceira do rio Bariuaú. A região é caracterizada por ser uma área de corredeira com substrato de arenito da Formação Nhamundá. O perfil estratigráfico descreve a disposição das camadas em afloramento de aproximadamente 2 metros de altura (Figura 5.13). A base é de arenito fino (Fm. Nhamundá), seguido por camada de 15 cm de matéria orgânica, camada intermediária de 1 metro de argila cinza com presença de matéria orgânica, e na superfície fina camada de 40 cm de sedimentos tamanho areia fina a média. A análise sedimentar para os sedimentos da camada superior deste depósito indica que são sedimentos de tamanho areia média a fina com maior concentração na abertura de 0,149 mm e 0,074 mm conforme o anexo 02.

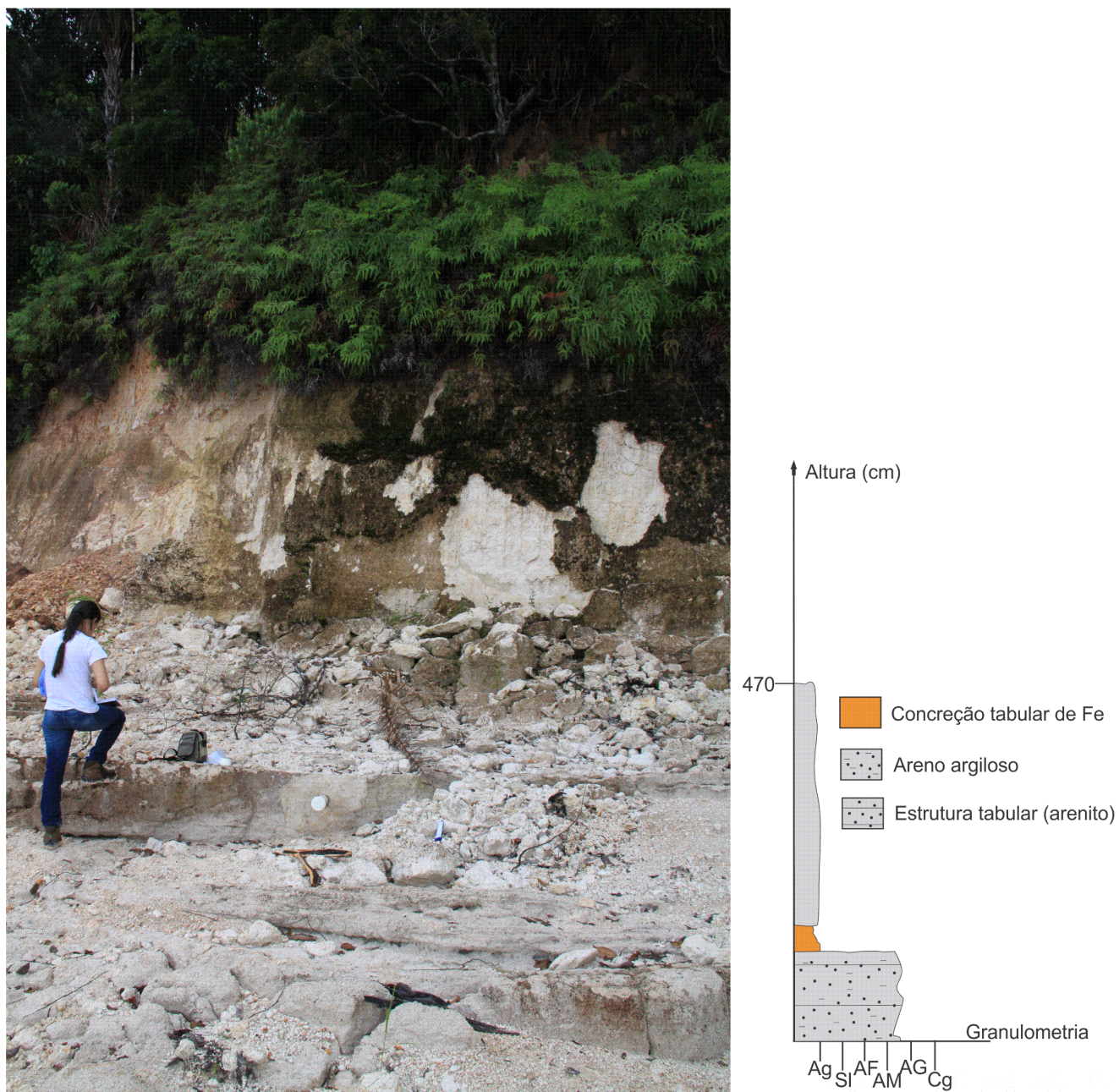


Figura 5.12: Detalhe do afloramento Ap 01, e do perfil estratigráfico. (Rio Apuaú - AM).

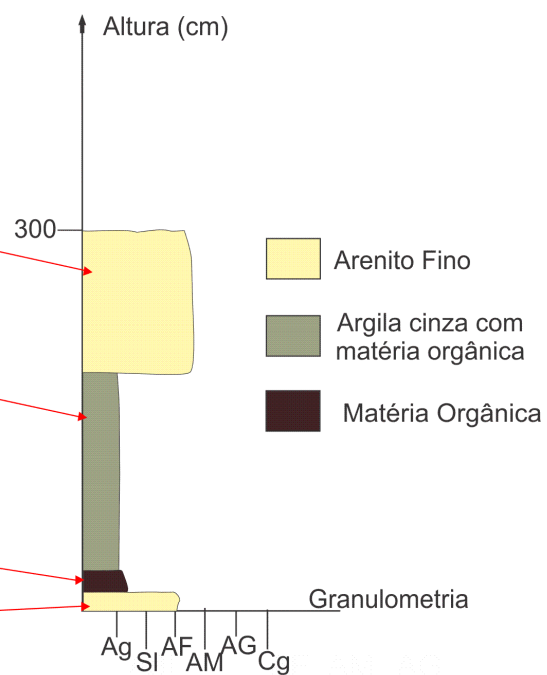


Figura 5.13: Visão do afloramento Ap 03, corredeira do rio Bariuaú – AM, e abaixo foto do perfil estratigráfico descrito ao lado, as setas vermelhas indicam seus respectivos locais no perfil.

O afloramento Ap 07, nas imediações do rio Bariuaú, corresponde a um barranco de aproximadamente 10 metros de altura (Figura 5.14A). Esse pacote está sobreposto a camadas de folhelho da Fm. Manacapuru com uma espessura de aproximadamente 40 centímetros. Acima desse pacote o perfil se inicia com uma camada de 1 metro de areia media, mosqueada (manchas de oxidação de Fe), apresentando estratificação cruzada com orientação N142/30SW (Figuras 5.14B e 5.14C). Acima desse pacote ocorre uma camada de aproximadamente 6 metros de material areno-argiloso, bastante ferruginizado, amarelado, apresentando estruturação plano-paralela, com intercalação de manchas de oxidação de Fe (Figura 5.14D). Este nível está separado do pacote inferior por um nível de concreção ferruginosa tabular, com cerca de 2 centímetros, conforme a figura 5.14E. O topo desse depósito está constituído por uma camada maciça argilosa, mosqueada, com aproximadamente 3 metros de espessura, como mostrado na figura 5.14F.

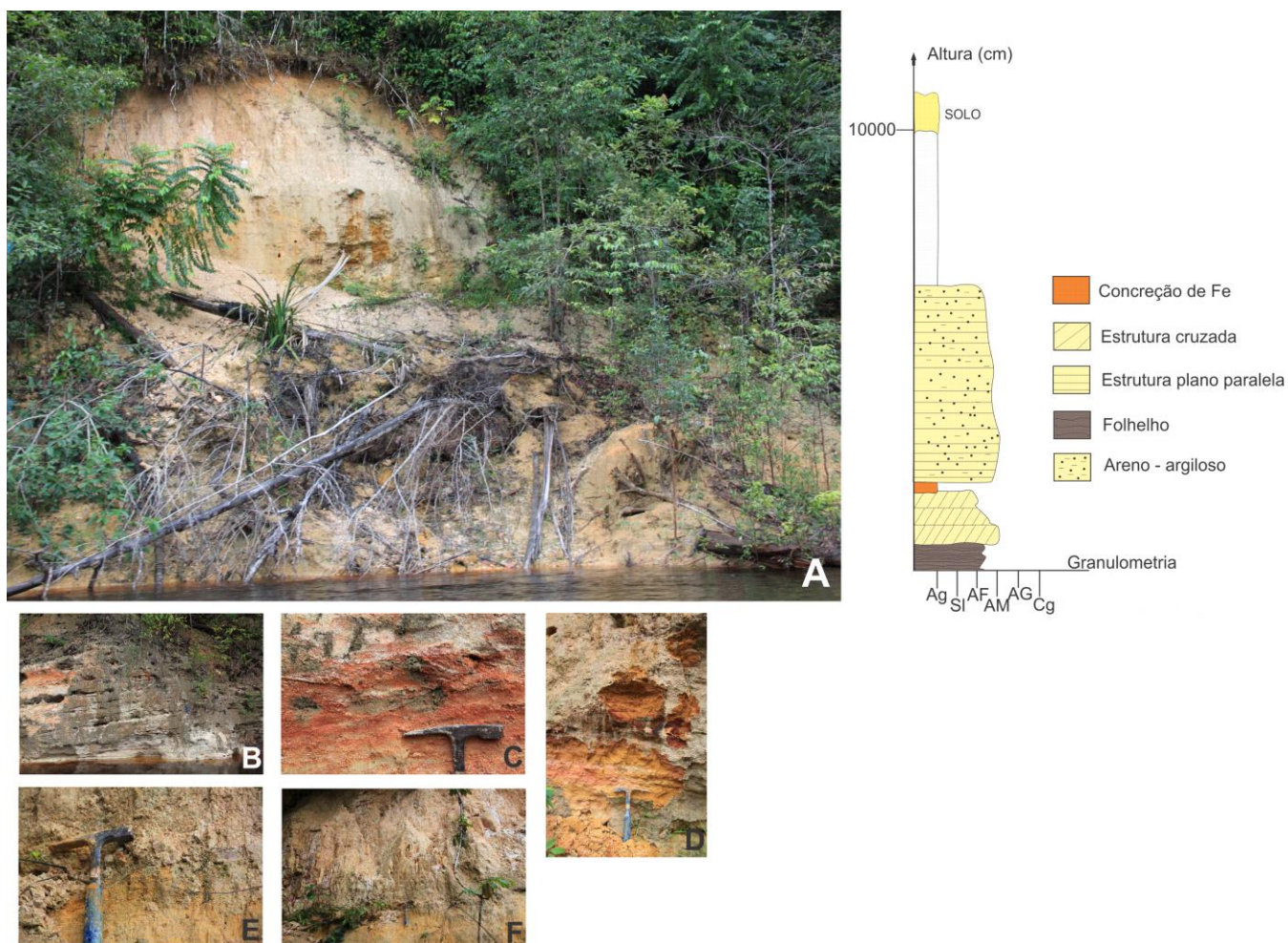


Figura 5.14: Depósito nas mediações do rio Bariuaú, perfil estratigráfico com os detalhes das camadas sedimentares e estereograma da paleocorrente da camada areno-argilosa com estratificação cruzada. (Afloramento Ap 07, rio Bariuaú - AM).

Na porção mediana da margem direita do rio Apuaú está localizado o afloramento Ap 06, de aproximadamente 70 cm, trata-se de um banco de areia de cor branca, sedimentos bem selecionados, bem arredondados e quartzosos (Figura 5.15). De acordo com as análises sedimentares os grãos têm, em grande proporção, tamanho médio com 0,149 mm, como indica o anexo 03.



Figura 5.15: Afloramento Ap 06 em banco de areia na margem direita do rio Apuaú - AM.

Mais adiante (Ap 21), ao longo do rio Apuaú, nota-se camada argilo-arenosas, tabular, com cerca de 3,5 metros de espessura, sobreposta a ao arenito da Fm. Nhamundá, bastante ferruginizado. Acima desse pacote, com cerca de 2 metros de espessura, ocorre uma camada areno-argilosa, amarela pálida mostrando estruturação tabular. O pacote superior, no entanto, compreende material argilo-arenoso maciço, cinza-esbranquiçado, pouco mosqueado, coberto por fina camada de matéria orgânica. A figura 5.16 destaca o afloramento e o perfil estratigráfico do depósito, essa feição estende-se ao longo da margem do rio Apuaú (Figura 5.17).



Figura 5.16: Depósito quaternário sobre a Fm. Nhamundá, em vermelho o limite inferido entre a formação e o depósito, ao lado, o perfil estratigráfico do depósito. (Afloramento Ap 21, rio Apuaú -AM).



Figura 5.17: Extensão dos depósitos quaternários sobrepostos ao arenito da Fm. Nhamundá. (Afloramento Ap 21, rio Apuaú - AM).

O depósito do afloramento Ap 22, situado na margem esquerda do rio Apuaú, possui uma espessura da ordem de 7 metros (Figura 5.18A). A base desse depósito está constituída por sedimentos arenosos, areia fina a média, com muitos grãos de quartzo angulosos e subangulosos, coloração marrom claro, que tem em torno de 80 centímetros de espessura. A figura 5.18B mostra o contato reto entre a camada de areia fina a média com a camada argilosa. A estrutura sedimentar observada compreende de uma estratificação plano-paralela, pouco visível, conforme mostra a Figura 5.18C. A camada intermediária deste depósito, corresponde a 1,5 metros de arenito esbranquiçado, maciço e sem grãos angulosos e subangulosos conforme a camada inferior. A camada superior está representada por camada de argila compacta, cinza clara, maciça, com cerca de 5 metros de espessura e forma tabular.

Em outro afloramento (Ap 27), próximo a foz do rio Apuaú com o rio Negro, ocorre um pacote, com aproximadamente 4 metros de altura, sobreposto as camadas intemperizadas da Formação Alter do Chão. As camadas da Formação Alter do Chão apresentam oxidação intensa, que até ferruginiza a estratificação cruzada, mostrando crostas lateríticas mais espessas do que nos depósitos aluviais mais novos. O depósito que sobrepõe esse pacote trata-se de material argilo-arenoso, bastante mosqueado, com manchas de oxidação de ferro (amarela pálida), com cerca de 3 metros de espessura (Figura 5,19). Notar a descontinuidade na camada de arenito da Formação Alter do Chão demonstrando a erosão fluvial nessas camadas. Nesse pacote foi coletado amostra para datação LOE.

No afloramento Ap 10, localizado na margem direita do rio Apuaú, com cerca de 5 metros de altura, ocorre o depósito. A base do afloramento tem cerca de 1,30 metros de arenito com grãos tamanho média a grossa, de coloração laranja clara, com estratificação cruzada registrando paleocorrente a N130/30SW. A camada intermediária tem cerca de 80 centímetros, de arenito com grãos entre areia média a grossa, sem estrutura sedimentar aparente, além de apresentar concreções de oxido de Fe tabular intercaladas no arenito. A camada superior é caracterizada por ser apenas argila compacta de cor cinza e manchada por oxidação, está tem cerca de 2,80 metros. A figura 5.20 mostra o afloramento e os detalhes das camadas de arenito, as camadas de concreção de ferro e o limite das camadas de arenito maciço e argila, e o perfil estratigráfico.

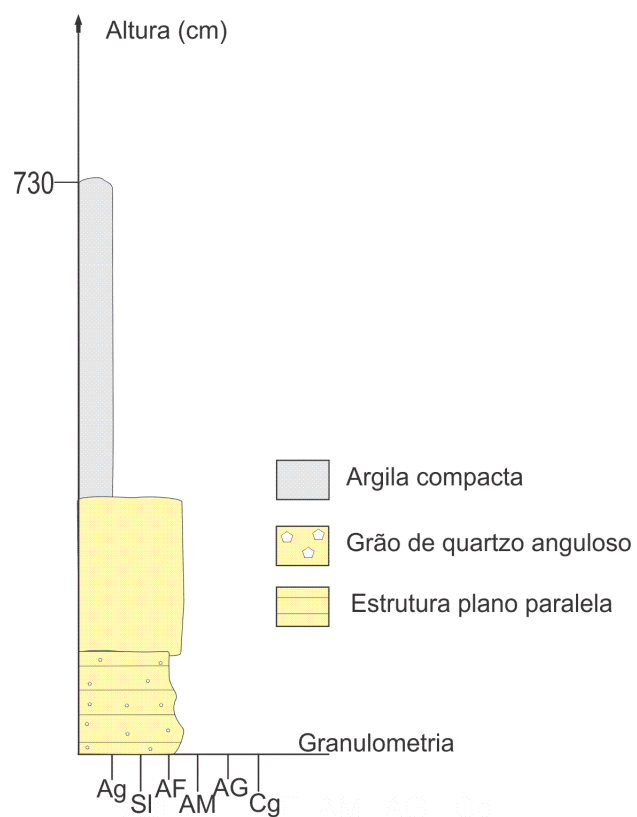


Figura 5.18: (A) Afloramento do depósito quaternário, em (B) detalhe do limite inferido, em vermelho, do contato das camadas de areia fina a média com a camada de argila compacta, (C) foto detalhe da camada inferior do depósito. Ao lado o perfil estratigráfico do depósito. (Afloramento Ap 22, rio Apuaú - AM).



Figura 5.19: Afloramento Ap 27 que mostra o contato, em vermelho, do depósito quaternário com o embasamento da Fm. Alter do Chão, ao lado o perfil estratigráfico do pacote sedimentar. (Rio Negro - AM).

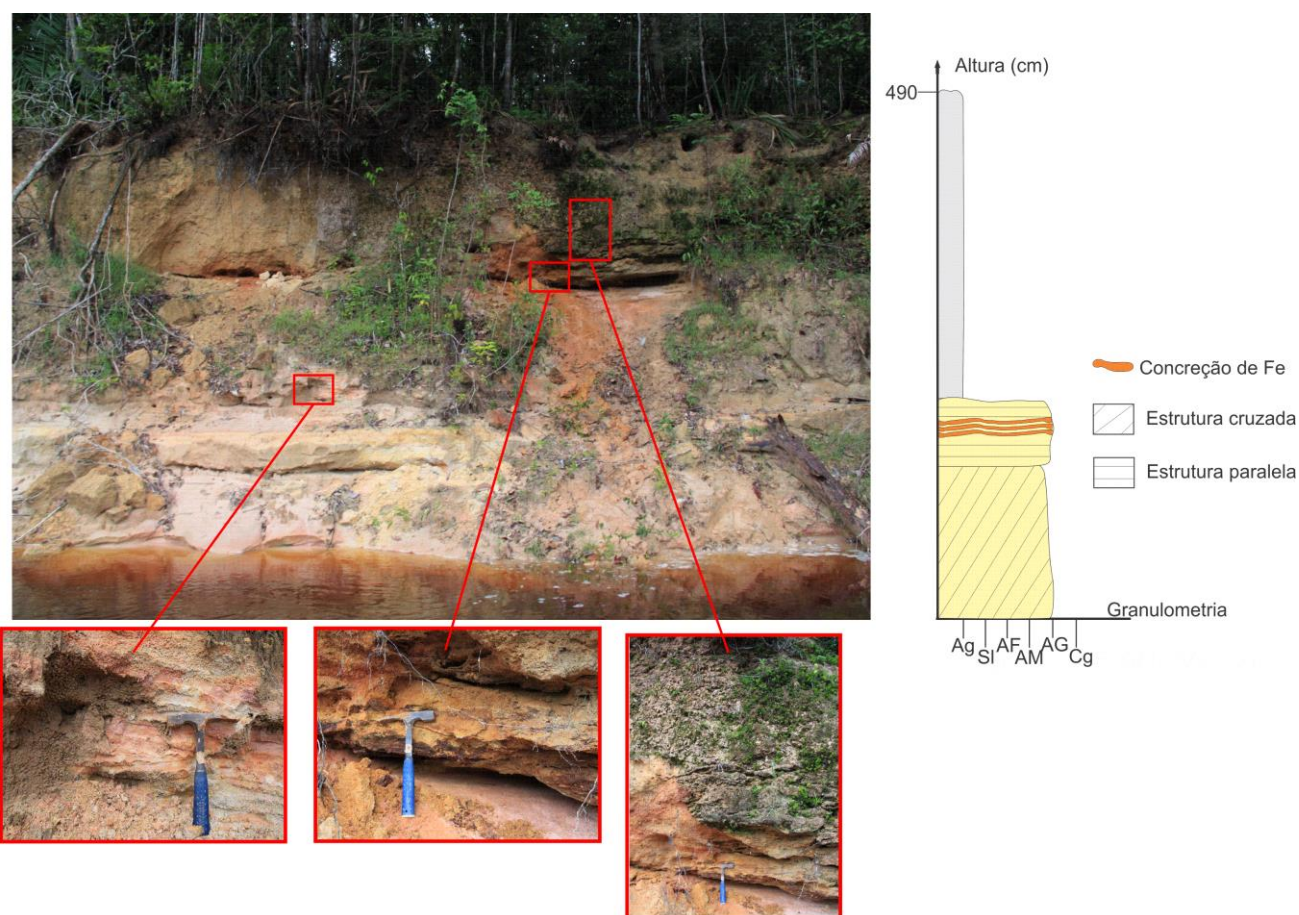


Figura 5.20: Paleoterraço na margem direita do rio Apuaú, nos detalhes a estratificação cruzada da camada base do afloramento (1ª foto), as camadas de concreção de Fe (2ª foto) e limite da camada de arenito com a argila cinza (3ª foto). (Afloramento Ap 10, rio Apuaú - AM).

O nível de terraço tabular, aparentemente estratificado de aproximadamente 4 metros de altura, está situado na margem esquerda do rio Negro (Afloramento Ap 12, figura 5.21A). A base do pacote sedimentar é argilo-arenosa de aproximadamente 1,30 metros, de coloração cinza clara com manchas de oxidação (Figura 5.21b). Acima encontra-se camada areno-argilosa esbranquiçada de 1,70 metros com grânulos e seixos de quartzo e com predomínio de grãos de tamanho areia média a grossa, este nível encontra-se bastante bioturbado com registros de folhas e galhos modernos (Figura 5.21a). A camada superior do terraço tem cerca de 50 cm de sedimentos areno-argiloso esbranquiçado com presença de matéria orgânica. Essas feições de terraços “estratificados” argilosos predominam no canal do rio até a foz do Rio Apuaú como mostra a figura 5.22.

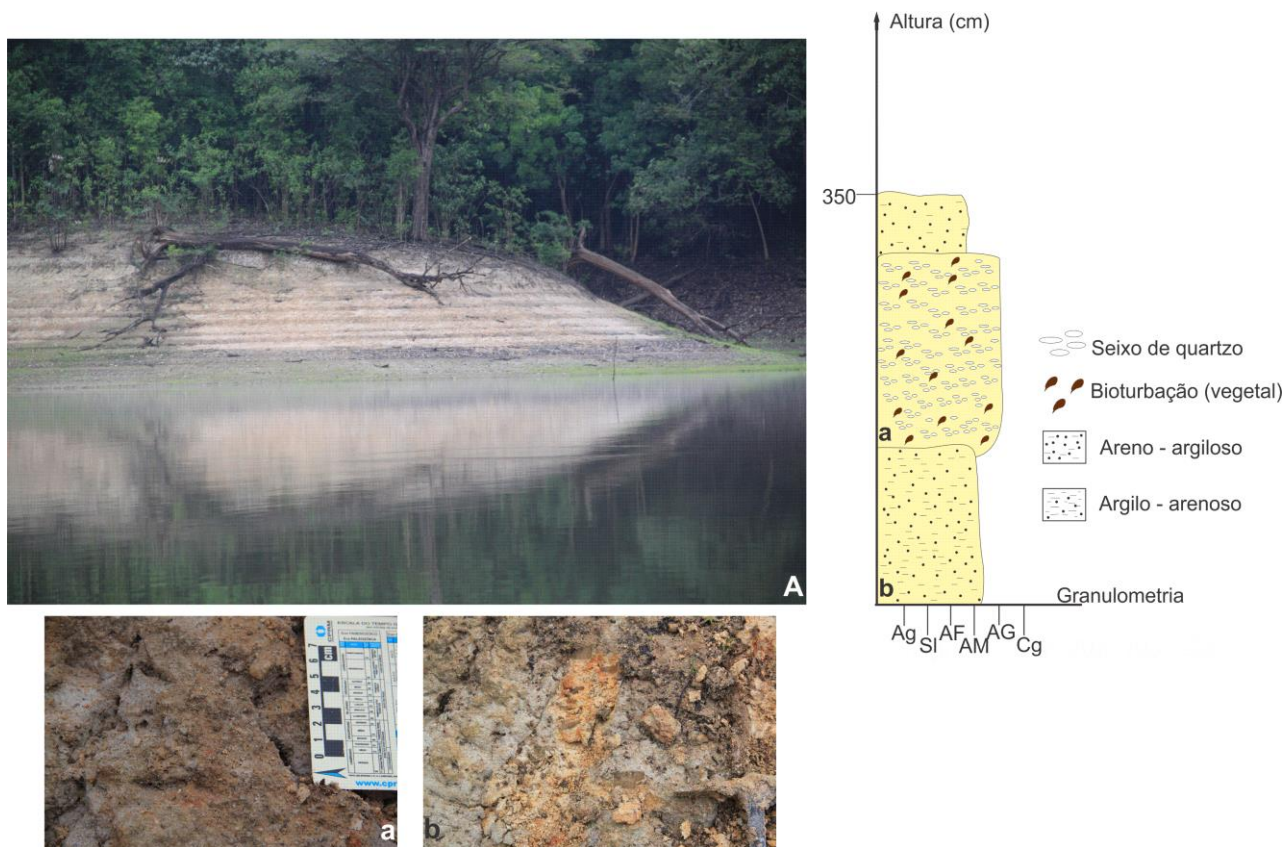


Figura 5.21: (A) Afloramento do terraço, foto (a) correlação com a camada (a) do perfil estratigráfico, detalhe da areia média a grossa com manchas de oxidação e bioturbação com registros vegetais modernos, foto (b) correlação com a camada base do perfil estratigráfico da camada argilo-arenoso. (Afloramento Ap 12, rio Negro - AM).



Figura 5.22: Distribuição dos terraços no canal do Rio Negro até a foz do rio Apuaú - AM.

Outras ocorrências de paeloterraços foram encontradas nos afloramentos Ap 17 e Ap 20. No Ap 17 (Paleoterraço sobreposto à Fm. Nhamundá tabular), de coloração amarela esbranquiçada com alteração intempérica e espessa camada orgânica como cobertura foram vistos na margem direita do rio Apuaú, já visto na figura 5.7.

No afloramento Ap 20, terraços tabulares recobrem a Fm. Alter do Chão. São camadas de rochas alteradas pelo intemperismo, de sedimentos areno-argiloso, de cor avermelhada pálida e cinza esbranquiçada, com manchas de oxidação de Fe e em muitos ocorrem estratos convolutos, similares aos que foram descritos anteriormente. A figura 5.23 mostra alguns dos terraços da Fm. Alter do Chão vistos em campo.

Os palocanais foram vistos dentro das mediações da bacia do rio Apuaú, possuem como características gerais, base argilo arenosa, seguida por camada conglomerática com seixos de quartzo variando de 0,3 a 10 centímetros, matriz arenosa, e topo de camada de arenito com cobertura de matéria orgânica. Em alguns destes foram possíveis medir a paleocorrente na estratificação cruzada que ainda preservam, porém com significativas mudanças nas direções. As profundidades dos paleocanais são relativamente rasas, variando de poucos centímetros a pouco mais de um metro.

Em outro depósito situado na mesma região do rio Bariuaú (Ap 04), compreende um pacote sedimentar de aproximadamente dois metros relação ao nível da água do rio (Figura 5.24A). A base compreende um nível de conglomerado com cerca de 30 cm de espessura, composto por seixos de quartzo leitoso e hialino e fragmentos variados subarredondados, mal selecionada, com matriz areno-argilosa e com coloração cinza. A camada acima é de material areno-argiloso, porém com estruturas sedimentares diferenciadas. Após o nível de conglomerado segue uma sequência de 55 cm de camada arenosa contendo estratificação cruzada (Figura 5.24A), sotoposta por estrutura plano-paralela ondulada, com cerca de 30 cm de espessura (Figuras 5.24B e 5.24C). Por fim, a camada superior há retomada da estratificação cruzada com cerca de 85 cm de espessura, sobreposta pelo nível argiloso maciço, fino, de matéria orgânica recente. Os dados de estratificação indicam o sentido de deposição do fluxo para sudeste/ sul (N168/28 e N150/15NE).



Figura 5.23: Terraços da Fm. Alter do Chão alterados por intemperismo e com feições convolutas. Rio Apuaú - AM.

No igarapé dos Perdidos (Ap 09), a altura do perfil é pouco mais do que 2 metros em relação ao nível da superfície d'água. A base do perfil é de aproximadamente 40 cm de sedimentos argilo-arenosos, esbranquiçados, sem estrutura sedimentar aparente. A camada intermediária tem cerca de 50 cm de conglomerado, com grânulos de quartzo estratificados, que indicam que o canal depositava para Sul (180/18). A camada superior é arenosa, composto por areia média (Anexo 4), com cerca de 1 metro de espessura, marrom escuro, provavelmente, decorrente da presença de matéria orgânica. A superfície tem cobertura significativa de matéria orgânica recente com restos de vegetação. A figura 5.25 mostra detalhes deste afloramento, o perfil estratigráfico.

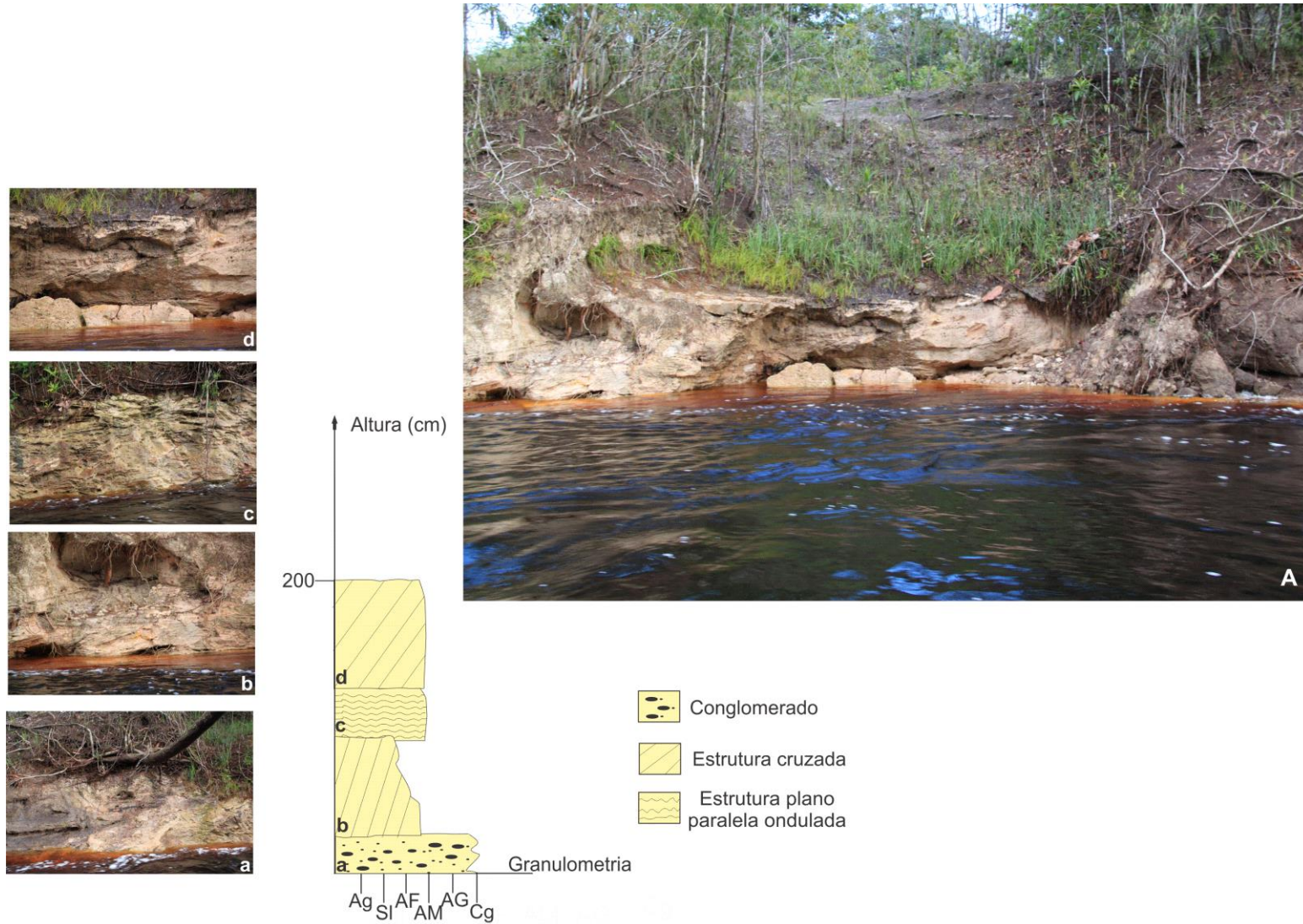


Figura 5.24: (A) detalhe da superfície do Paleocanal Ap 04, em (a, b, c, d) correlação com as camadas do perfil estratigráfico. (Afloramento Ap 04, rio Bariuaú - AM).

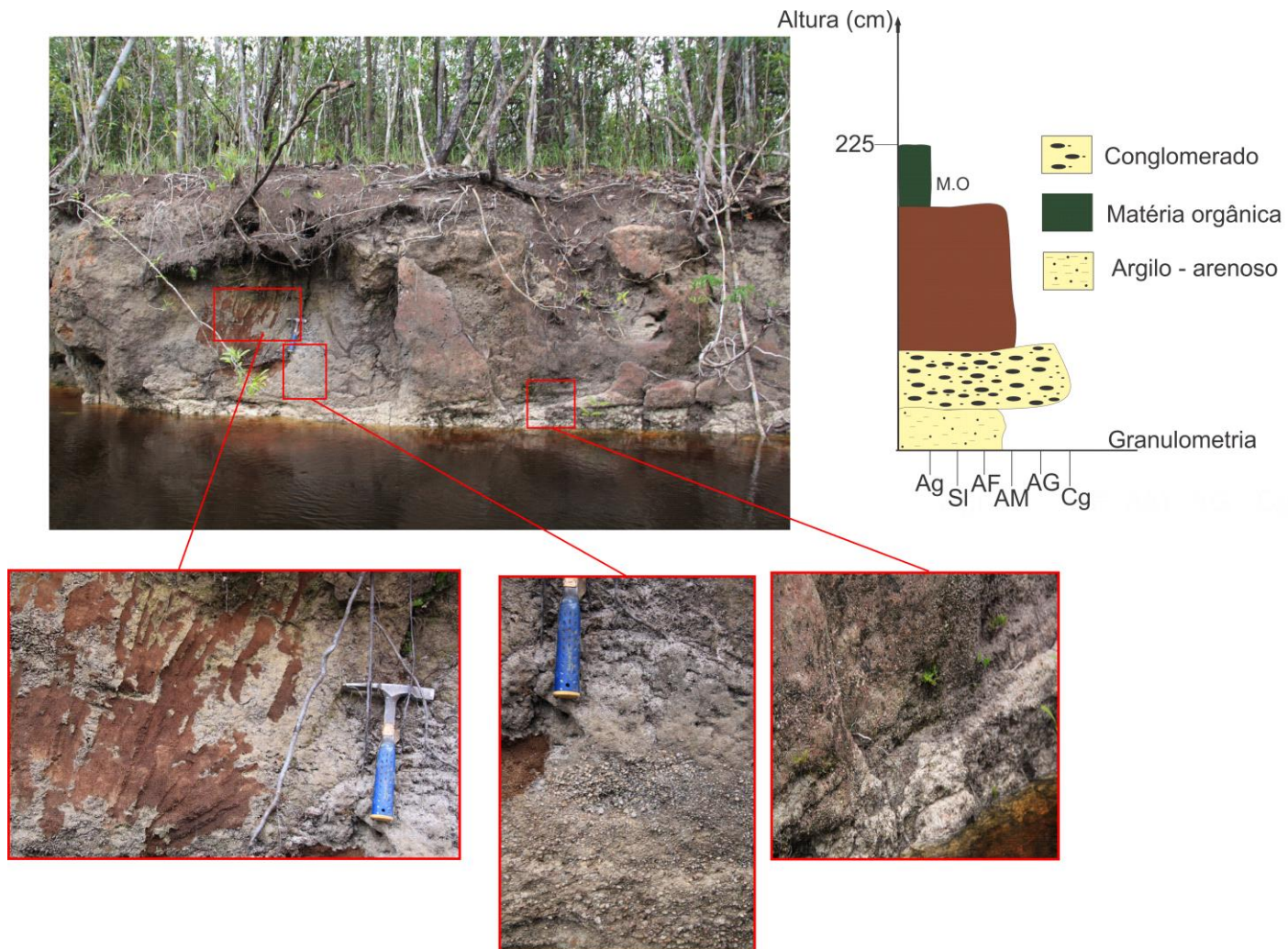


Figura 5.25: Paleocanal Ap 09 em vermelho a localização das fotos de detalhes, a 1ª foto mostra a camada de arenito marrom, a 2ª foto mostra o contato do nível conglomerático com a camada de arenito marrom, e a 3ª foto mostra o contato do paleocanal e a camada argilo-arenosa inferior. Perfil estratigráfico do afloramento Ap 09, igarapé Perdidos - AM).

Outro depósito no rio Bariuaú (Ap 11), com aproximadamente 1,20 metros de espessura em relação ao nível d'água do igarapé, possui na base do pacote sedimentos areno-argilosos (Anexo 5), com manchas suaves de oxidação de ferro, maciço, com cerca de 15 cm de espessura, com camadas diminutas de nível de concreção laterítica tabular. A camada intermediária, com cerca de 30 cm de espessura, corresponde a sedimentos arenosos maciços, areia média a grossa, também bastante mosqueada. A camada superior tem 75 cm de espessura e está composta por material arenoso a conglomerático, pouco consolidado, maciço, contendo seixos e grânulos de quartzo e fragmentos de arenito, mal selecionados e subangulosos. A superfície superior é marcada pela presença de matéria orgânica, situada em um ambiente atual de nível mosqueado, alagado na época de nível mais alto do rio. As figuras 5.26A e 5.26B mostram o perfil estratigráfico das camadas e as fotos de detalhes dos sedimentos vistos em campo e da superfície do bosque alagado com muita matéria orgânica.

O afloramento Ap 14, situado na margem esquerda do rio Apuaú próximo a Base 02 do ICMBio, com 7 a 8 metros de altura é extenso e seu perfil estratigráfico 01 (Figura 5.27) apresenta a camada da base com 5 metros de altura do barranco. Este nível basal é formado por sedimentos argilo-arenosos, cinza com manchas oriundas de oxidação de manganês. Acima desta camada ocorre um nível com 45 cm de espessura composto de material arenoso, com grãos tamanho areia média a grossa, matriz pouco argilosa, composto por grãos concreções de óxido de ferro pouco endurecidos. A camada no topo tem cerca de 2,5 metros e é semelhante a camada base argilo-arenoso, cor cinza com manchas de oxidação de Fe.

O perfil estratigráfico 02 é caracterizado por ter, na base, uma camada com 3,5 metros de espessura, cinza e mosqueada por manchas de oxidação de Fe. Os sedimentos que compõem esse nível são argilo-arenosos, contendo estratificação tabular simples, com indícios de granodecrescência para o topo. Porém, a camada acima, corresponde a um nível de conglomerado, com cerca de 1,30 metros de espessura, composto por seixos e grânulos de arenito, fragmentos de rochas variados e nódulos de concreções de Fe. No topo da camada, a matriz é de sedimento arenoso bastante oxidado, composto por areia média a grossa. A camada acima é de sedimento arenoso, fino a médio, maciço, bastante oxidado, contendo minerais

pesados e 70 cm de espessura. No topo, a camada superior tem próximo a 70 cm de espessura e é um nível argiloso, cor cinza mosqueada que não apresenta estratificação. No nível conglomerático foi medido a imbricação dos clastos conforme mostrado no perfil estratigráfico 02, o que possibilitou a medida da paleocorrente do paleocanal, cujas atitudes foram para sudeste (N121/10 e N127/20).

A figura 5.27 mostra os detalhes dos níveis de precipitação de óxidos, os grãos imbricados do conglomerado, os fragmentos de rochas com óxidos de manganês, os perfis estratigráficos descritos com as fotos de detalhe de cada camada.

No afloramento Ap 23, na margem esquerda do rio Apuaú, apresenta perfil estratigráfico de pouco mais de 5 metros de altura. A base do pacote tem cerca de 40 cm composta por argila compacta finamente laminada, vermelhada, apresentando bastante bioturbação e oxidada. Níveis de concreção tabular contendo possivelmente manganês e ferro, intercalados entre os níveis argilosos e arenosos. Acima desse nível de intercalações, há ocorrência de uma camada, com cerca de 1,20 metros de espessura, composta por argila vermelha, maciça, bastante bioturbação. Acima dessa camada ocorre nível arenoso grosso a conglomerado, marcando um regime de maior energia. O nível de conglomerado é tabular e possui 12 centímetros de espessura, bastante oxidada/ ferruginizada, com matriz de areia média a grossa, constituída por seixos de arenito silicificados, subangulosos e arredondados. A superfície da camada é marcada por estruturas onduladas e geometria de canal.

Após o conglomerado, a intercalação de camadas milimétricas de concreções de óxidos de ferro, tabular, com cerca de 15 cm, está formada por areia grossa, mal selecionada e bem arredondada. A camada tabular seguinte é de aproximadamente 1,60 metros de espessura, está composta por sedimentos areno-argilosos, contendo grânulos de quartzos dispersos na matriz, branca amarelada, mostrando com estratificação paralela aparente. Acima uma pequena camada tabular, com cerca de 15 cm, compreende nível arenoso grosso. A camada de topo do perfil é de argila cinza compacta, maciça, tendo cerca de 3 metros de espessura e cobertura de matéria orgânica atual. A figura 5.28 mostra detalhe das camadas sedimentares em diversos pontos deste perfil

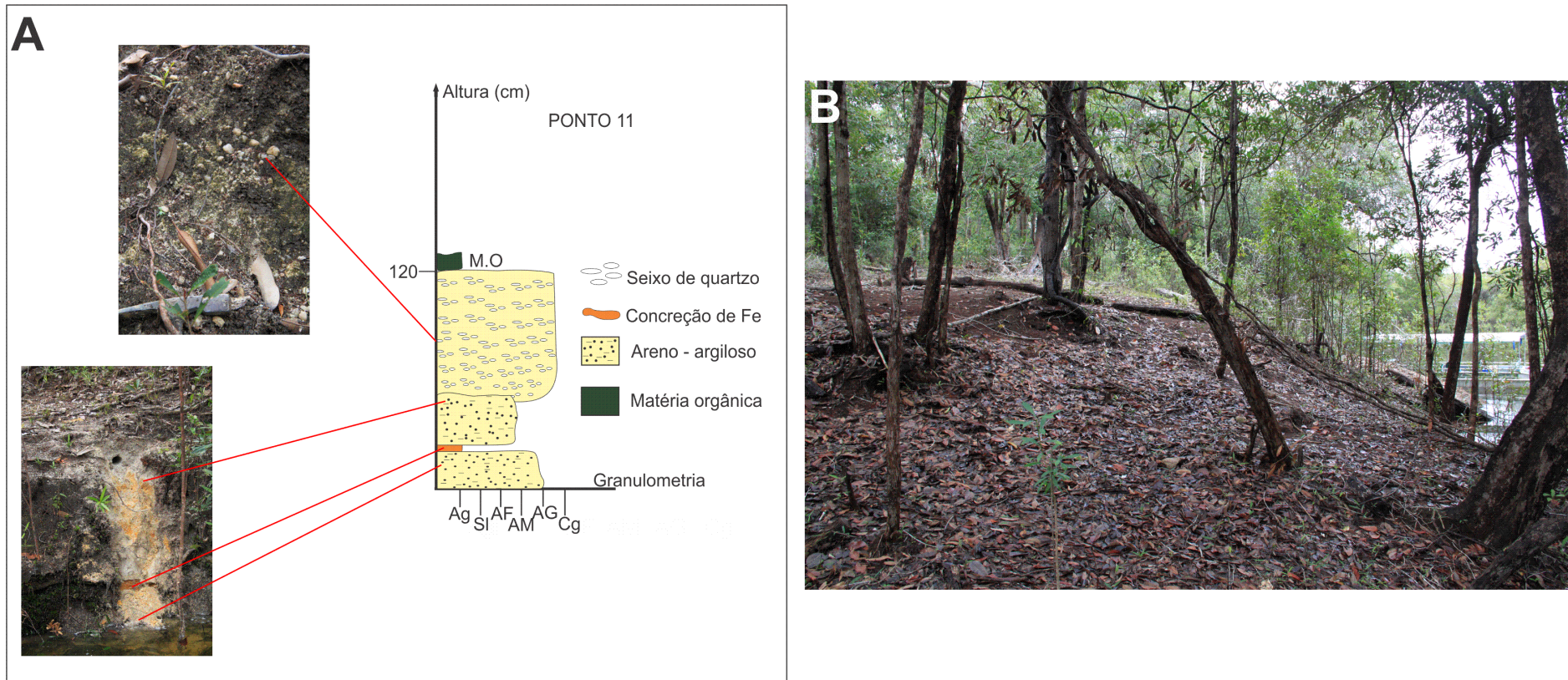


Figura 5.26: (A) O perfil estratigráfico e fotos detalhes das camadas, em (B) visão do bosque com cobertura de matéria orgânica alagada. (Afloramento Ap 11, rio Bariuaú - AM).

SW

NE



Figura 5.27: Panorâmica do paleocanal com as fotos de detalhe: 1ª foto das conecções de Fe, 2ª foto mostra a imbricação os grãos do conglomerado e 3ª foto detalhe dos fragmentos de rochas com nódulos de Mg, P1 e P2 corresponde aos perfis estratigráficos 01 e 02 descrito com as fotos correspondente de cada camada. (Afloramento Ap 14, rio Apuaú - AM).



Figura 5.28: (A) Foto referente as camadas argila bioturbada com as camadas de arenito oxidado e argila cinza do topo do barranco, em (B) camada de argila vermelha sem bioturbação e discordância com arenito oxidado estratificado, (C) marca de onda no nível do conglomerado, e (D) as camadas de arenito grosso com concreções de Fe e argila cinza compacta. (Afloramento Ap 23, rio Apuaú - AM).

O afloramento na margem esquerda do rio Apuaú (Ap 24), possui aproximadamente 5,5 metros de altura, onde pode ser observado um antigo canal raso, composto na base por um pacote sedimentar, com aproximadamente 2 metros de altura, cinza-claro, de sedimentos arenoso, areia média a grossa, sem estruturas sedimentar. O nível tabular de conglomerado mede apenas 20 cm de espessura e apresenta seixos e blocos de argila medindo de poucos centímetros a 25 cm, e ainda, seixos e grânulos de arenito silicificados, com matriz de arenito médio a grosso. Acima desse nível grosso, há uma camada de 30 cm de material arenoso mostrando deposição gradacional simples. A camada de topo tem cerca de 3 metros, maciça, cinza-claro, é de sedimentos arenoso, composto por grãos de areia média, sem estratificação aparente. A figura 5.29A mostra o limite inferido do paleocanal no barranco e a dimensão dos seixos e blocos de argila no nível conglomerático (5.29B), e o perfil estratigráfico do afloramento descrito, e o perfil estratigráfico do afloramento descrito.

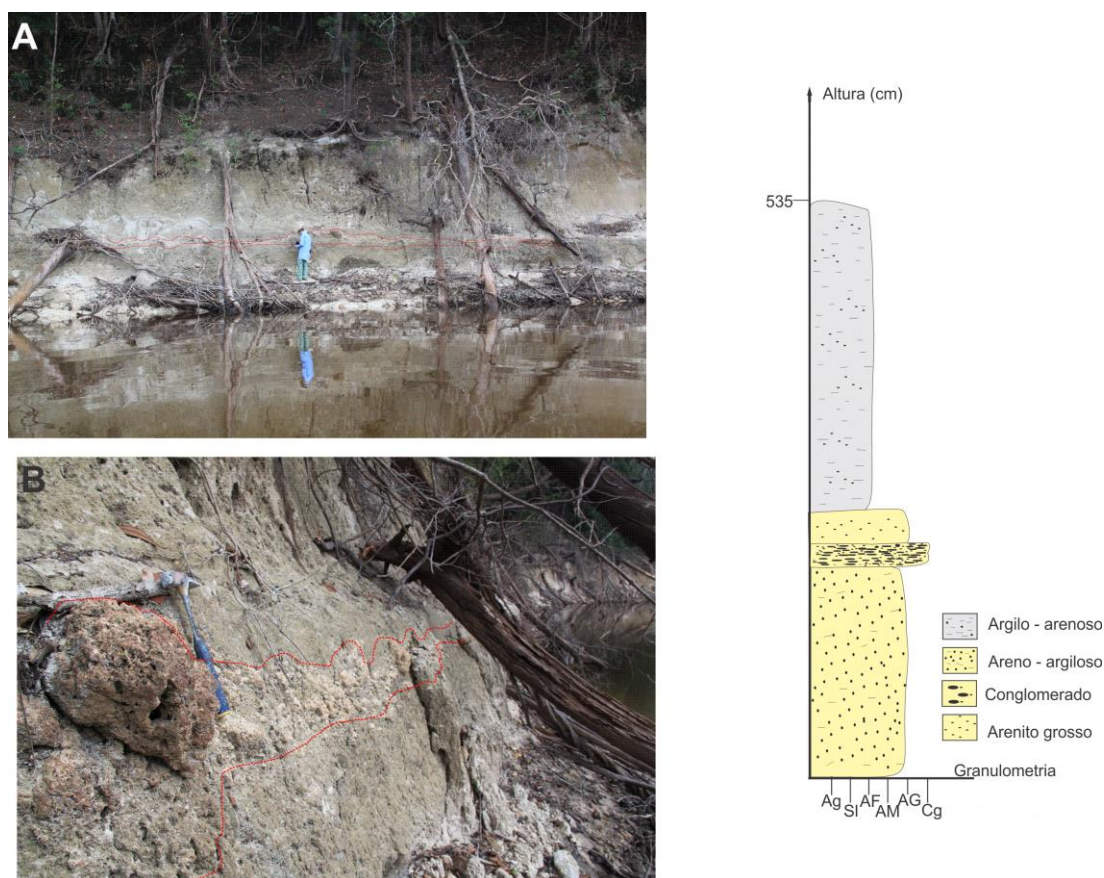


Figura 5.29: (A) Limite inferido do paleocanal, (B) seixos e bloco de argila do conglomerado, ao lado perfil estratigráfico do afloramento. (Ap24, rio Apuaú - AM).

As orientações de paleocorrentes mostram uma variedade nas direções de fluxo dos paleocanais, algumas chegam a ser opostas a atual direção do rio Apuaú. Estas estão, na maioria, condicionadas a SW, mas preservam também as direções NW, SE, leste e sul, como mostra a figura 5.30.

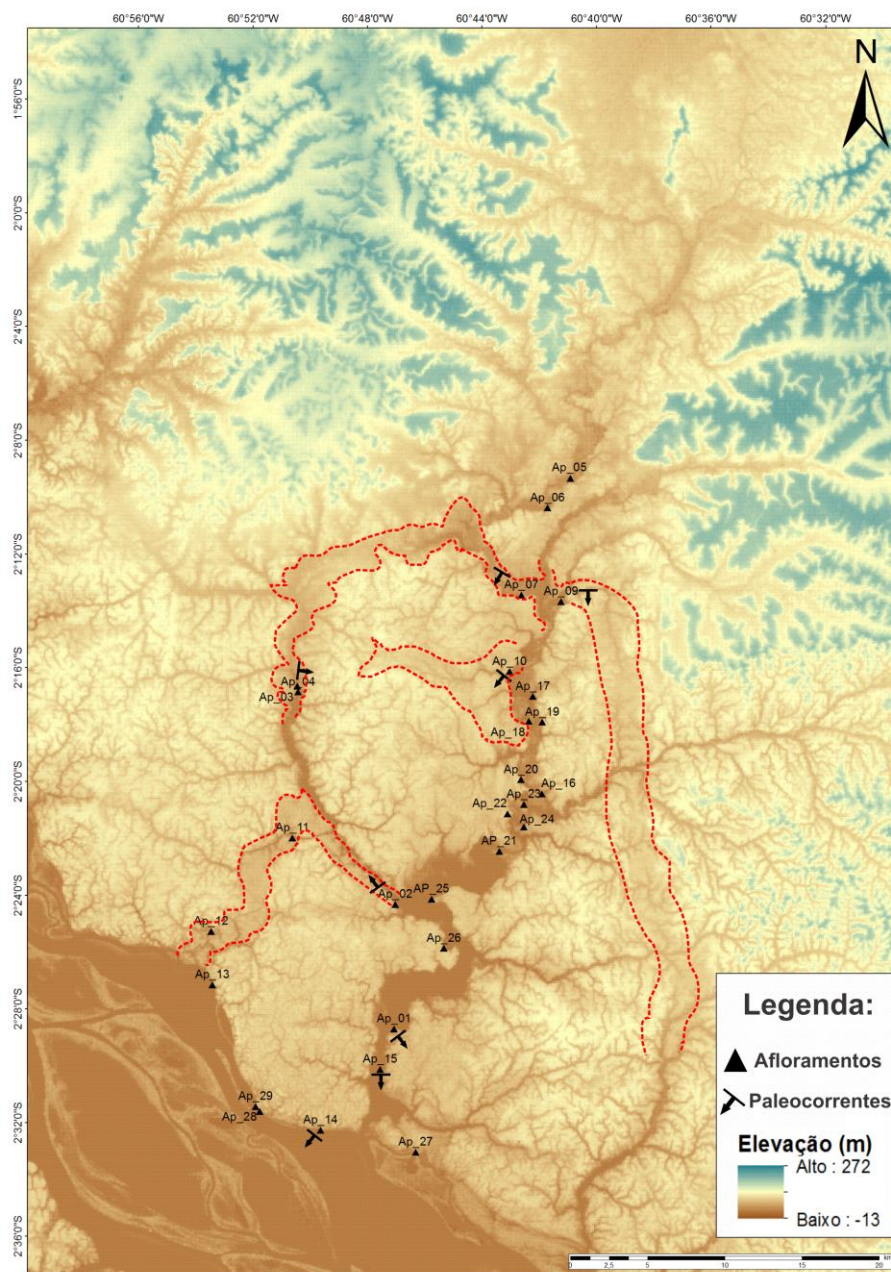


Figura 5.30: Mapa com a distribuição das orientações de paleocorrentes dos paleocanais visitados em campo. As linhas segmentadas em vermelho são os paleocanais observados a partir do modelo SRTM.

Em geral, os sedimentos são de cor laranja claro, argilo-arenosos e areno-argilosos, os níveis mais altos dos pacotes sedimentares são rochas alteradas pelo intemperismo da Formação Alter do Chão. A figura 5.31 mostra o contato das rochas

alteradas da Formação Alter do Chão com os sedimentos quaternários dos terraços modernos do rio Apuaú, na figura 5.32 a distribuição dos terraços modernos nas margens do rio Apuaú.



Figura 5.31: Contato (em vermelho) das rochas da Fm. Alter do Chão com os sedimentos quaternários da planície de inundação do rio Apuaú - AM.



Figura 5.32: Terraços modernos distribuídos nas margens do rio Apuaú - AM.

5.2 Análise da datação por LOE das amostras aluvionares atuais e dos paleocanais

Foram coletadas 12 amostras de sedimentos fluviais de depósitos quaternários e paleocanais em nove afloramentos. O mapa da figura 5.34 mostra os locais de coletas dentro da bacia do rio Apuaú. Destas, apenas sete amostras apresentaram idades dentro da taxa adotável para o método LOE: as amostras MAP-PT01, MAP-PT03, MAP-PT06 e MAP-PT07, coletadas em depósitos aluvionares, e as amostras MAP-PT11, MAP-PT14A e MAP-PT24B oriundas de paleocanais. As outras amostras resultaram em valores acima da capacidade do método. As amostras foram coletadas em profundidades diferentes, conforme demonstrado na tabela 5.1 e na figura 5.33.



Figura 5.33: (A) Local da coleta da amostra MAP-PT01; (B) depósito onde foi coletada a amostra MAP-PT03; (C) momento da coleta da amostra MAP-PT11; (D) banco de areia da coleta da amostra MAP-PT06, e o local da amostragem MAP-PT07 em (E). Em vermelho o local exato da coleta. Rio Apuaú - AM para A, D, E / Rio Bariuaú - AM para B, C.

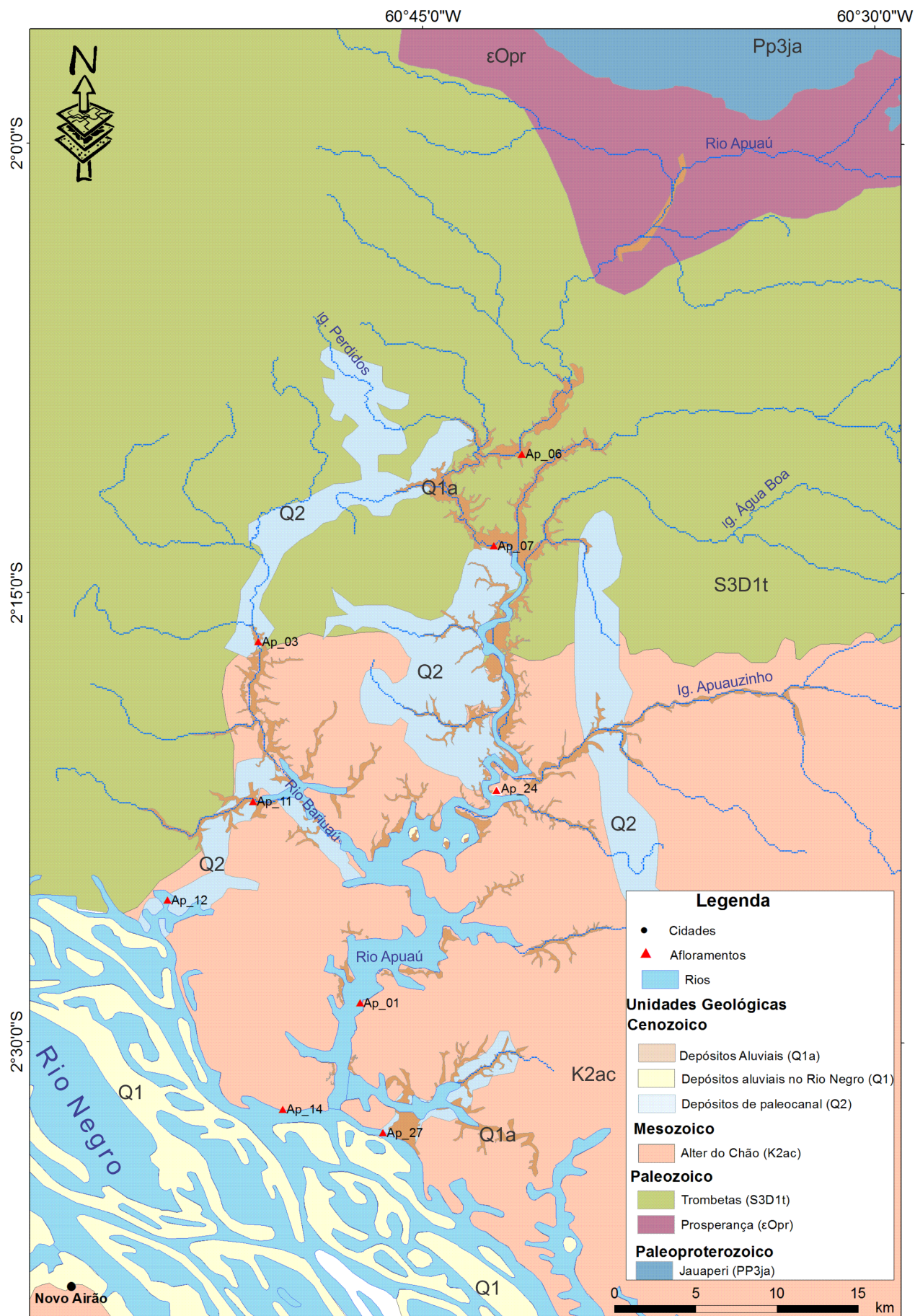


Figura 5.34: Locais de coletas de sedimentos para datação. Rio Apuaú - AM.

AMOSTRAS	DESCRIÇÃO	PROFUNDIDADE (cm)
MAP-PT01	Arenito de depósito quaternário	1750
MAP-PT03	Arenito de depósito quaternário	120
MAP-PT06	Arenito de banco de areia	50
MAP-PT07	Arenito de depósito quaternário	1200
MAP-PT11	Arenito grosso de paleocanal	450
MAP-PT12A	Arenito de depósito quaternário	220
MAP-PT12B	Arenito de depósito quaternário	70
MAP-PT14A	Arenito de paleocanal	570
MAP-PT14B	Arenito de paleocanal	300
MAP-PT24A	Arenito de depósito quaternário	380
MAP-PT24B	Arenito de depósito quaternário	330
MAP-PT27	Arenito de depósito quaternário	300

Tabela 5.1: Amostras analisadas neste trabalho. Produzido pelo próprio autor.

A tabela 5.2 resume as idades obtidas pelos diversos modelos estatísticos já mencionados, podemos observar duas amostras recente MAP-PT06 e MAP-PT03. Duas amostras com idades próximas de 20.300 (MAP-PT11), 21.300 anos (MAP-PT07) e 23.100 (MAP-14A). A mais antiga MAP-PT01 pode ser estimada entre 53.000 a 62.200 anos, levando em conta dois modelos estatísticos de datação.

AMOSTRA	DA (μ GY/ANO)	MAM D _E (GY)	IDADE ANOS MAM	CAM D _E (GY)	IDADE ANOS CAM	FMA D _E (GY)	IDADE ANOS FMA
MAP-PT01	1728±34	91,56±11,08	53.000±6.500			107,42±3,92	62.200±2.600
MAP-PT03	847±29	0,91± 0,09	1.100±100			1,13±0,02	1300±20
MAP-PT06	458±27	0,077±0,013	170±30			0,077±0,012	170±28
MAP-PT07	1.469±29			31,32±2,94	21.300±2.000		
MAP-PT11	1.470±30	29,89± 6,21	20.300±4.300			31±4	21.100±2.800
MAP-PT14A	1.845±37	8,4±1,8	4.600±1000			42,6±2,5	23.100±1.400
MAP-PT24B	717±20	8,28±1,13	11,600±1500			48,8±2	68.000±3,4

Tabela 5.2: Junção dos resultados finais de todas as etapas para a obtenção das idades das amostras.

Fonte: Produzido pelo próprio autor.

As sete amostras foram datadas com sucesso pelo método LOE, juntamente com o protocolo SAR. As amostras forneceram grande quantidade de grãos de quartzo, que passaram pelos testes relacionados ao protocolo SAR de reciclagem e recuperação.

Os resultados da datação permitiram dividir as idades em quatro conjuntos para os paleoterraços, paleocanais e depósitos atuais.

Os paleoterraços revelaram duas idades com diferença de mais de 30.000 anos entre si, a mais antiga refere-se a um paleoterraço do afloramento Ap 01, com idades entre 53.000 e 62.000 anos, com erros de 6.500 e 2.600 para mais ou para menos, e o paleoterraço mais novo, referente ao afloramento Ap 07, apontou idade de 21.300 anos com erro de 2.000 anos para mais ou para menos. Em níveis topográficos, o afloramento Ap 01 encontra-se em cotas inferiores às do Ap 07. Ambas as amostras foram coletadas nas margens do rio Apuaú.

No entanto, os paleocanais datados possuem idades aproximadas, com 20.300 para o afloramento Ap 11, localizado no rio Bariuaú, e 23.100 para o paleocanal do afloramento Ap 14, na margem do rio Negro próximo a foz do Rio Apuaú. O erro para essas duas idades são de 2.000 e 1.400 para mais e para menos respectivamente. Em relação ao nível topográfico, as duas amostras foram coletadas em cotas semelhantes e próximas a 30 metros. A amostra MAP-PT24B apresentou a idade mais antiga em torno de 68.000 anos com erro de 3.400 para mais e para menos, o nível topográfico desta amostra é entre as cotas de 20 e 30 metros.

As datações obtidas para depósitos pré-atuais têm fornecido idades no limite Pleistoceno-Holoceno. Latrubesse e Franzinelli (2002) obtiveram idades por ^{14}C para depósitos aluvionares no rio Negro com valores variando entre 25 a 65 mil anos. Depósitos fluviais e eólicos na bacia do rio Negro foram datados por Carneiro Filho et al. (2002) por termoluminescência, cujas idades variam entre $7,8 \pm 0,9$ a $32,6 \pm 3,1$ mil anos.

Dados obtidos para a datação LOE apresentam relação com os valores encontrados nessa dissertação. Depósitos de terraços na região do rio Ariaú e planície do Rio Solimões foram datados por Soares et al. (2010) os quais obtiveram idades em torno de 65 mil anos. Rossetti et al. (2015) têm mostrado idades similares para o que os autores designaram de Formação Içá na porção da Amazônia ocidental. Trinta e três idades foram obtidas pelo mesmo método valores entre $65,4 \pm 16,9$ a $219,6 \pm 25,1$ mil anos (além de três outras com valores entre $54,0 \pm 7,6$, $337,3 \pm 36,9$ e $346,6 \pm 48,6$ mil anos) e nove amostras com idades entre $97,1 \pm 9,9$ a $254,8 \pm 23,8$ mil anos para a área sudoeste e norte da Amazônia.

Os de depósitos atuais datados na região do rio Apuaú mostraram idades muito recentes, entre 1.100 anos para a amostra correspondente ao afloramento Ap 03 e de apenas 170 anos para a amostra referente ao afloramento Ap 06, os erros das idades são de 100 e 30 anos para mais ou para menos respectivamente. Estas amostras foram coletadas no período de cheia dos rios, em profundidades rasas, certamente podendo ter sofrido remobilização dos grãos e alcançando idades tão baixas.

As demais amostras MAP-PT12A, MAP-PT12B, MAP-PT14B, MAP-PT24A e MAP-PT27 apresentaram valores elevados para LOE Natural não havendo ajuste da curva de calibração, assim, não é cabível o método. Porém, o não ajuste da curva de calibração, podemos deduzir que esses sedimentos têm idades superiores a 1 milhão de anos. O mesmo acontece para sedimentos quaternários da bacia do rio Puduari (no prelo, VAL, 2016), e dados recentes da datação cosmogênica apontam idades superiores a 1 milhão de anos. Mesmo sem resultados definitivos, essas informações são consideráveis para interpretação de eventos geológicos aplicados à Neotectônica, uma vez que o método é diferente dos demais e mostra compatibilidade com mudanças paleoambientais.

5.3 Análise Geomorfológica

A análise geomorfológica consistiu em classificar as formas do relevo e as anomalias de drenagem da área, através de produtos de sensores remotos e modelos SRTM e o estudo em perfis longitudinais e *knickpoints* (ruptura de declive) em uma abordagem em geomorfologia tectônica. Nesse sentido, foram elaborados os seguintes mapas para auxiliar nessa análise: a) Mapa de distribuição de *knickpoints*; b) mapa de drenagem; c) mapa de simetria de bacia hidrográfica; d) mapa hipsométrico; e) mapa de curvas de nível; f) mapa de lineamentos e g) mapa de declividade. Além deste, foram elaborados perfis longitudinais e topográficos da área.

A partir das imagens de satélite Alos Palsar da área de estudo associada aos modelos SRTM, foi possível delimitar vales fluviais e depressões (contornos mais claros na imagem) que constituem os atuais vales fluviais na bacia do rio Apuaú (Figura 5.35). Os depósitos aluviais modernos ou atuais são estreitos e limitados ao canal do rio principal e tributários maiores e, nessa escala de trabalho, a distribuição

desses depósitos mostra essa dimensão (Figuras 5.35A e 5.35B). Quando se observa o modelo SRTM nota-se que a dimensão dos canais da bacia é estreita, para a região, mas há um vale fluvial, escavado e dissecado, muito superior e incompatível com o sistema atual (Figura 5.35C). Almeida Filho et al. (2007), analisando o paleocurso do rio Puduari, também afluente da margem direita do rio Negro, reconheceu características semelhantes de vales antigos mais amplos, considerando também essa relação vale fluvial muito maior incompatível à dimensão do canal.

Os depósitos aluviais considerados mais antigos que os atuais foram demarcados sobre o modelo SRTM pelas depressões notadas nessa imagem (Figuras 5.35D e 5.35E). A integração dessas análises resultou no mapa geológico mostrado na (Figura 5.35F), o qual foi utilizado para as investigações de campo.

5.3.1 *Análise de drenagem*

Os resultados da análise da rede de drenagem, como o mapa de drenagem e de simetria, mostram características da bacia do rio Apuaú importantes como a sua área de ocupação, padrões de drenagem e algumas anomalias significantes.

A bacia do rio Apuaú flui de norte-nordeste para sul-sudoeste e ocupa uma área de aproximadamente 3.029,166 km². A elaboração do mapa da bacia de drenagem do rio Apuaú foi através da extração automática a partir do modelo SRTM via Arcgis (versão 10). Este mapa permitiu uma análise mais apropriada sobre o padrão de drenagem, na identificação de anomalias e análise do fator de assimetria, com resultados melhores do que quando comparada aos mapas de drenagens em cartas topográficas na escala 1:100.000.

O rio Apuaú mostra um padrão meandrante, com pequenos meandros abandonados e localizados, trechos retilíneos e afogamentos localizados, como pode ser visto nas imagens de satélite (Figura 5.36). À primeira vista, a rede de drenagem predomina os padrões dendrítico a subdendrítico, segundo a classificação de Howard (1967), mas uma análise mais detalhada revela tributários longos e recurvados. Quando se analisa a distribuição da bacia de drenagem com a superfície topográfica nota-se que a porção montante compreende uma área dissecada com cota da ordem de 200 a 250 metros de altura, até próximo ao médio curso do rio, correspondendo,

em grande parte, à Formação Nhamundá (Grupo Trombetas), borda norte da Bacia do Amazonas. É notório observar que a área de cabeceira dessa drenagem encontra-se no limite dessa bacia sedimentar com rochas proterozoicas do Escudo das Guiana.

Verifica-se que pela forma, a bacia do rio Apuaú tem geometria anômala tanto no alto curso como no médio curso. A distribuição dos tributários já demonstra um grau de assimetria o qual foi atestado pela quantificação do fator de assimetria. A análise do grau de simetria da bacia foi calculada conforme Keller e Pinter (1996), onde divide-se a área da direita pela área total. Para uma bacia ser simétrica o valor deve ser igual ou próximo a 50%. Considerando a área da direita menor que a esquerda o valor de assimetria será inferior a 50% o que indica basculamento para direita. Tendo área da direita maior que a esquerda, o fator de assimetria será maior que 50 e basculamento para esquerda.

De acordo com os dados obtidos a área da direita é 1.329,533 km, enquanto que a área da esquerda possui 1.699,633 km, com uma área total de 3.029,166 km². Desse modo, o fator de assimetria foi 44, indicando basculamento para direita, ou seja, para sudoeste/oeste (Figura 5.37). De fato, os canais na margem direita são mais curtos que os da margem oposta. Silva (2005) demonstrou que há associação entre a tectônica e o grau de assimetria em várias bacias nessa região. Mais tarde, Val et al. (2013), em análise sobre o rio Cuieiras, comentam que a Falha do Baependi foi responsável pela assimetria da bacia desse rio, incluindo um processo de captura de drenagem, o qual alterou a geometria da bacia hidrográfica.

Outras anomalias observadas nessa bacia referem-se a padrões anômalos, tais como: tributários em candelabro, segmentos paralelos, indicando possível controle estrutural no terreno. Os canais da margem esquerda além de mais extensos são suavemente encurvados, como exemplo, o do igarapé Água Boa (Figura 5.38). Uma das anomalias de drenagem mais significativa é o padrão retangular-angulado na foz do rio Apuaú, que apresenta ainda forte represamento de água no canal do rio. Trechos em meandros comprimidos também são notados. Mais próximo à cabeceira dessa bacia, há forte angularidade e anomalia em cotovelo, seguido por um meandro curto e isolado. Essas feições certamente sugerem forte controle estrutural. A figura 5.38 destaca os prováveis locais de anomalias/ capturas de drenagem, e feições anômalas de drenagem nesse local, com destaques para o canal principal do rio

Apuaú, no igarapé Baruaú e Água Boa, dentre outros. A retilinearidade do igarapé Bariuaú com o igarapé Pajé, por exemplo, na direção NW-SE, demonstra o controle estrutural da área, conforme a figura 5.39. Em algumas porções na rede de drenagem ocorrem, em menor quantidade, pequenos encurvamentos anômalos geralmente nas cabeceiras de pequenos canais, indicando inversão de relevo ou então de marcante controle estrutural. Todas estas mudanças nos padrões de drenagem estão relacionadas a diferentes processos geológicos na região do estudo.

O rio Apuaú é um rio do tipo perene. Em épocas diferentes, o rio permanece com água; no período de cheia o nível pode chegar até as copas das árvores (Figura 5.40A), e, na seca, o nível diminui revelando os depósitos quaternários e paleocanais ao longo das margens do rio (Figura 5.40B). Quanto à relação da drenagem com a estrutura geológica, pode considerar que se trata de um rio subsequente ou direcional, seu curso desenvolve-se sobre zonas de fraquezas estruturais ou estratigráficas (contato de litotipos e discordâncias), tendo um controle que pode ser tanto tectônico ou estratigráfico.

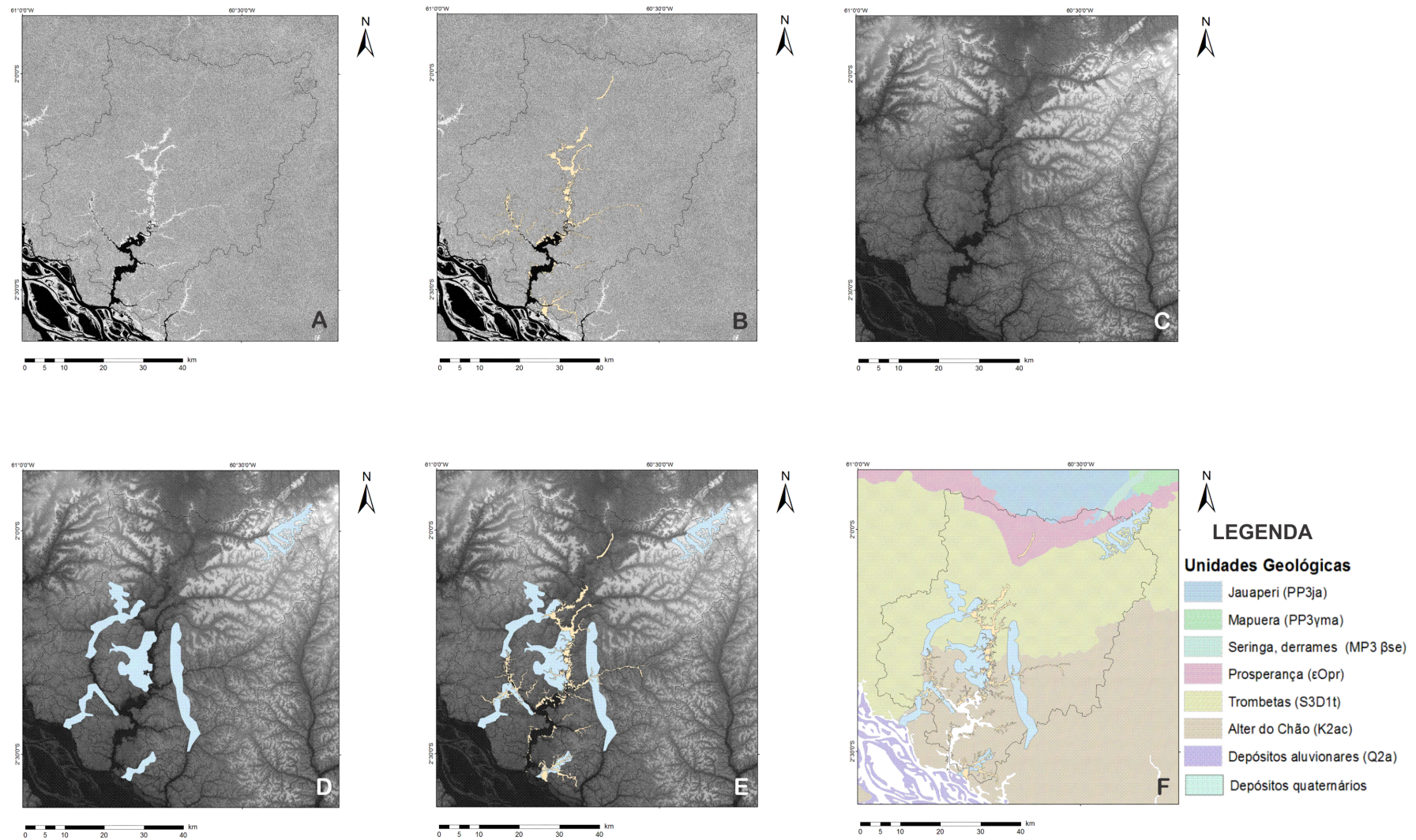


Figura 5.35: (A) e (B) imagem Alos Palsar com a delimitação dos vales fluviais recentes. (C), (D), (E) mostram os modelos SRTM utilizados para determinar os vales e terraços fluviais antigos (paleofluxo). (F) Mapa geológico compilado com a integração das unidades aluvionares antigas e recentes adicionadas.

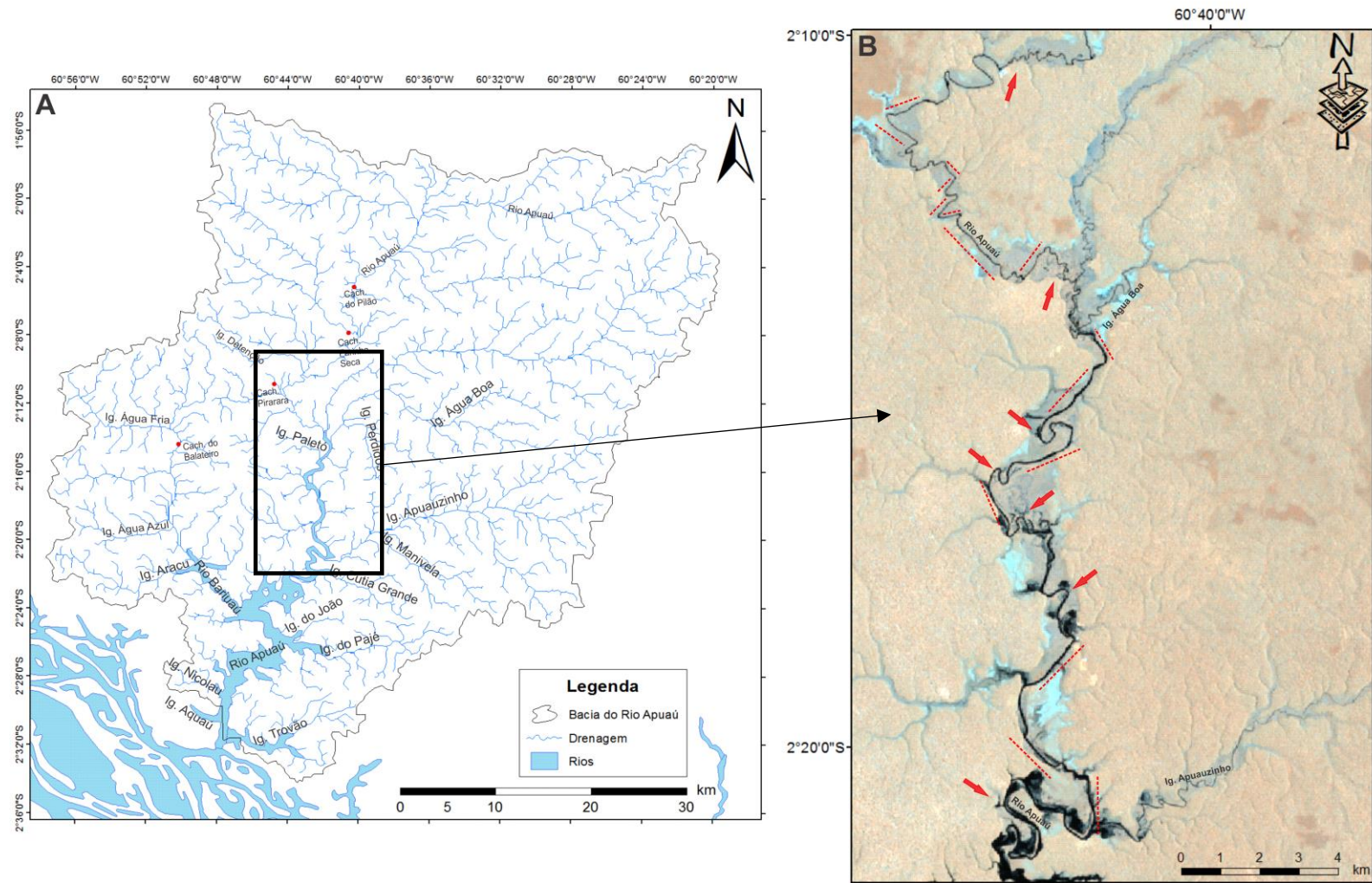


Figura 5.36: (A) Mapa de drenagem mostrando padrões subdendrítico, paralelos e retangular-angulado na bacia do rio Apuaú. (B) A imagem Landsat 8 mostra anomalias (detalhe) no canal desse rio com meandros pequenos, retos, afogados e comprimidos (setas).

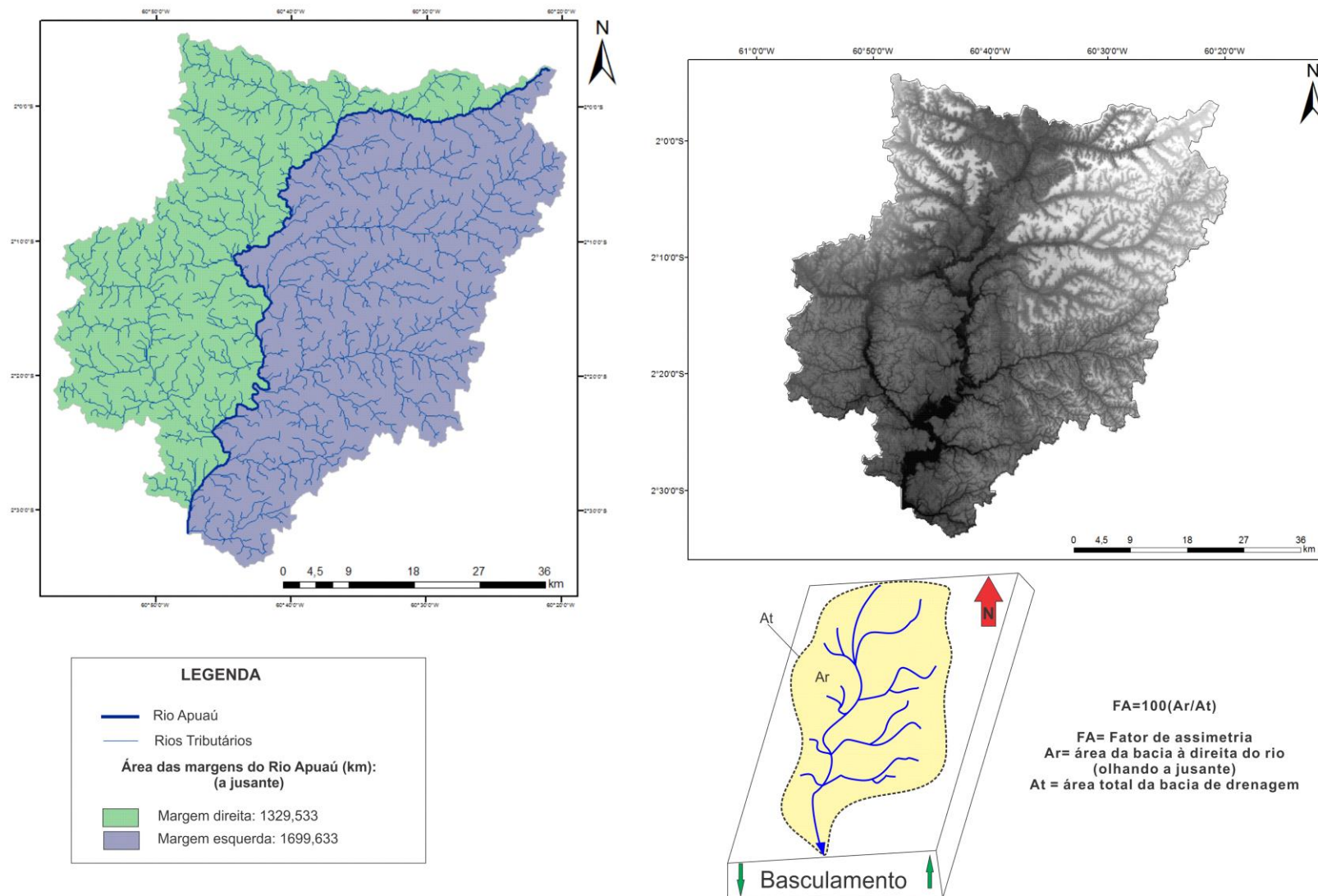


Figura 5.37: Mapa da bacia hidrográfica do rio Apuaú e modelo SRTM com diagrama esquemático do possível basculamento tectônico na área (modificado de Hare & Gardner 1985).

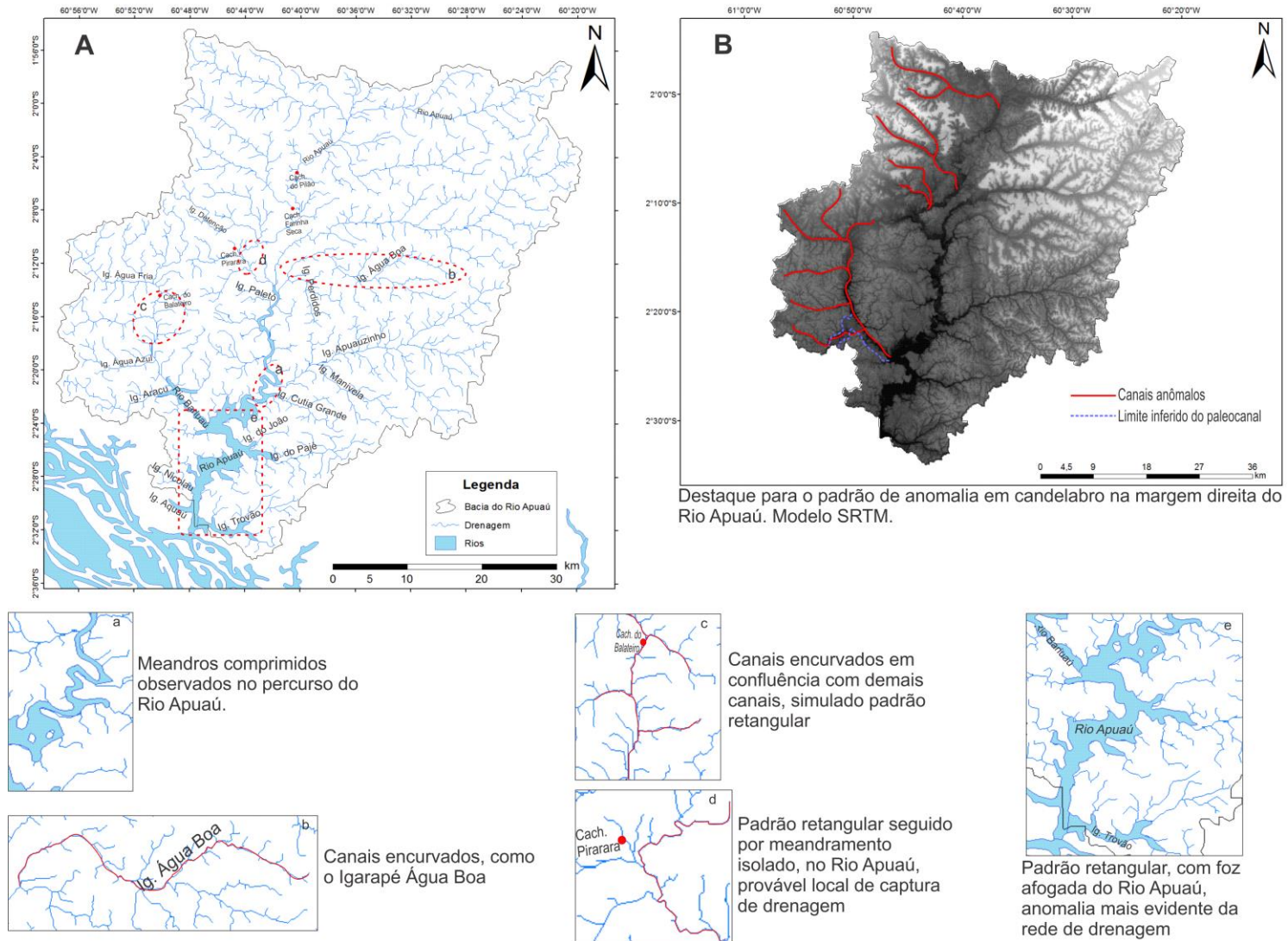


Figura 5.38: (A) Mapa de drenagem com destaque para principais padrões de anomalias: em candelabro (margem esquerda) (B); meandros comprimidos (a); encurvamento de canal (b); retangular-angulado (c) e (d); provável local de captura de drenagem; (e) afogamento próximo a foz do rio Apuaú.

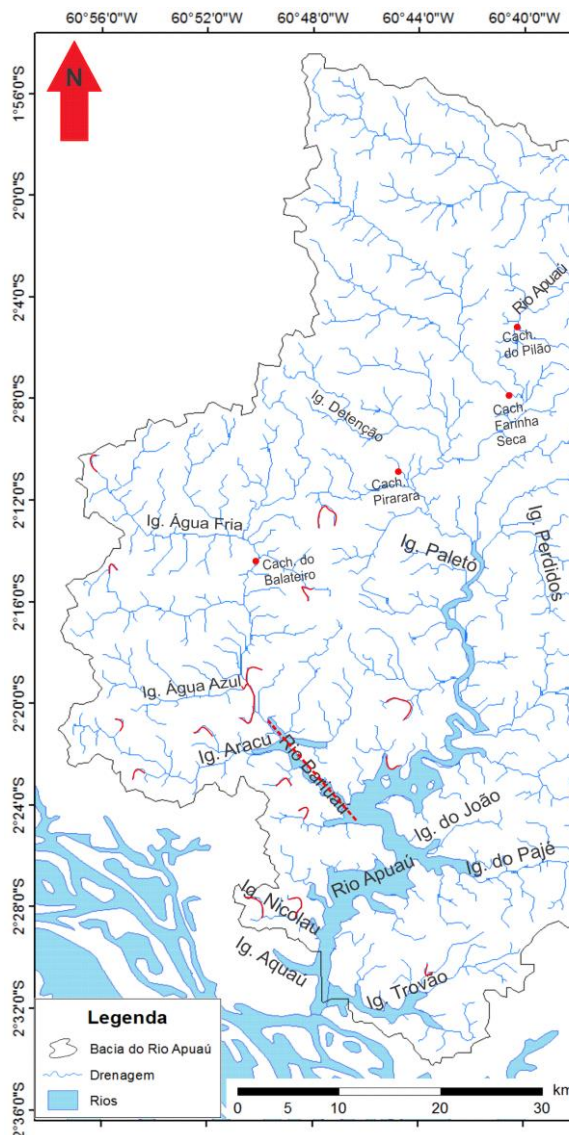


Figura 5.39: Detalhe em vermelho das curvas anômalas e padrão retilíneo do rio Bariuaú.



Figura 5.40: (A) Rio Apuaú na época da cheia em janeiro de 2015, nível da água chega a cobrir algumas árvores. (B) Rio Apuaú na vazante em novembro de 2015, possível observar a distribuição dos depósitos quaternários ao longo do rio. As fotos foram tiradas no mesmo local em épocas distintas (próximo a foz do igarapé Pajé - AM).

5.3.2 *Análise de relevo*

A região do rio Apuaú está inserida em duas unidades de relevo: Patamares Setentrionais da Borda Norte da Bacia do Amazonas e o Planalto Rebaixado dos rios Negro-Uatumã (IBGE, 2006). O primeiro se caracteriza por zonas de tabuleiros que ocorrem no Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, onde as colinas são amplas com topos horizontais, encostas abruptas, e vales abertos de fundo chato, com superfícies topográficas de até 250 metros, e compreende as unidades geológicas do Grupo Trombetas na borda norte da Bacia do Amazonas. O Planalto Rebaixado dos rios Negro-Uatumã, maior unidade geomorfológica da região, está representado por colinas pequenas e médias dissecadas, vales fechados e drenagens subdendríticas, desenvolvido em uma ampla superfície sobre a Formação Alter do Chão. Nessa superfície, predominam colinas com cotas de 50 m a 100 m marcadas por fortes rebordos erosivos abruptos com vales estreitos em V e zonas de interflúvios estreitas e alongadas (NW-SE e NE-SW) que separam amplas bacias de drenagens assimétricas. É nessa superfície que a maior parte dos estudos neotectônicos desenvolvidos por Silva (2005), Silva et al. (2007), Amaral et al. (2009) e Val et al. (2010), Val et al. (2013, 2014) mostram exemplos do desnivelamento por falhas neotectônicas.

O mapa de curvas de nível para área da bacia do rio Apuaú, elaborado a partir do modelo SRTM, mostra essas duas unidades de relevo bem marcadas, condicionadas pelas formações geológicas que as sustentam. A bacia do rio Apuaú tem a parte da cabeceira na unidade Patamares Setentrionais da Borda Norte da Bacia do Amazonas e, do médio curso até sua foz com o rio Negro, no Planalto Rebaixado dos rios Negro-Uatumã. Desse modo, o relevo dessa bacia hidrográfica varia entre superfícies da ordem de 120 até 20 metros, onde boa parte do canal se desenvolve numa superfície de 60 metros. No ponto de flexão do rio, a cota varia de 60 para 30 e 20 metros, onde o vale passa a ser mais fundo e estreito. Na porção nordeste e noroeste dessa bacia as altitudes são mais elevadas com vales secundários abertos desenvolvidos entre as cotas de 60, 90 e 120 metros. Ao sul predomina a cota de 60 metros, onde encontra-se o vale estreito e fundo do rio Bariuaú inserido em cotas mais baixas de 30 e 20 metros, igualmente à foz do rio Apuaú, nesta região provavelmente tenha ocorrido a captura do rio Bariuaú. Ainda no mapa de curva de nível foram observadas “cicatrices” lineares no terreno controlando o relevo,

coincidindo, inclusive, com rio Apuaú e o vale do rio Bariuaú (Figura 5.41).

A declividade da região é variável, mas predominando superfícies baixas, onde as áreas mais declivosas estão situadas nos vales mais escavados. A margem esquerda do rio Apuaú representa a maior parte com declives mais elevados variando entre 3 a 9%, uma pequena porção ao norte, próxima a cabeceira, encontra-se valores de até 90%. No vale do rio Apuaú predomina valores de 0 a 2%, porém, mais próximo a sua foz e no vale do rio Bariuaú já são vistos valores de 5 a 9% (Figura 5.42).

O terreno da área de estudo é marcado por um longo vale com cabeceira mais rasa e pouco larga, se comparada com a foz mais larga, distribuindo de forma desorganizada seus tributários mais ao sul. Nesta localidade também aparecem pequenas porções mais elevadas (entre 68 a 88 metros), provavelmente remanescentes ou residual. Na parte noroeste, predominam elevações menores em torno de 7 a 60 metros, parecendo ser uma área bastante erodida, com vales abertos de um sistema de drenagem mais avançado. Duas porções a noroeste e nordeste da bacia são representadas por platôs tabulares, com médio grau de dissecação com elevação variando de 80 a 130 metros. Essa área compreende os Patamares Setentrionais da Borda Norte da Bacia do Amazonas. A nordeste localizam canais mais extensos e sinuosos, como, por exemplo, o igarapé Água Boa. Mais ao norte deste mesmo compartimento, encontra-se a nascente do rio Apuaú, com elevação entre 100 e 130 metros. Na porção noroeste, as altas elevações estão em torno de 80 a pouco mais de 100 metros e são representadas por platôs tabulares paralelos entre si, de superfície plana e com médio grau de dissecação.

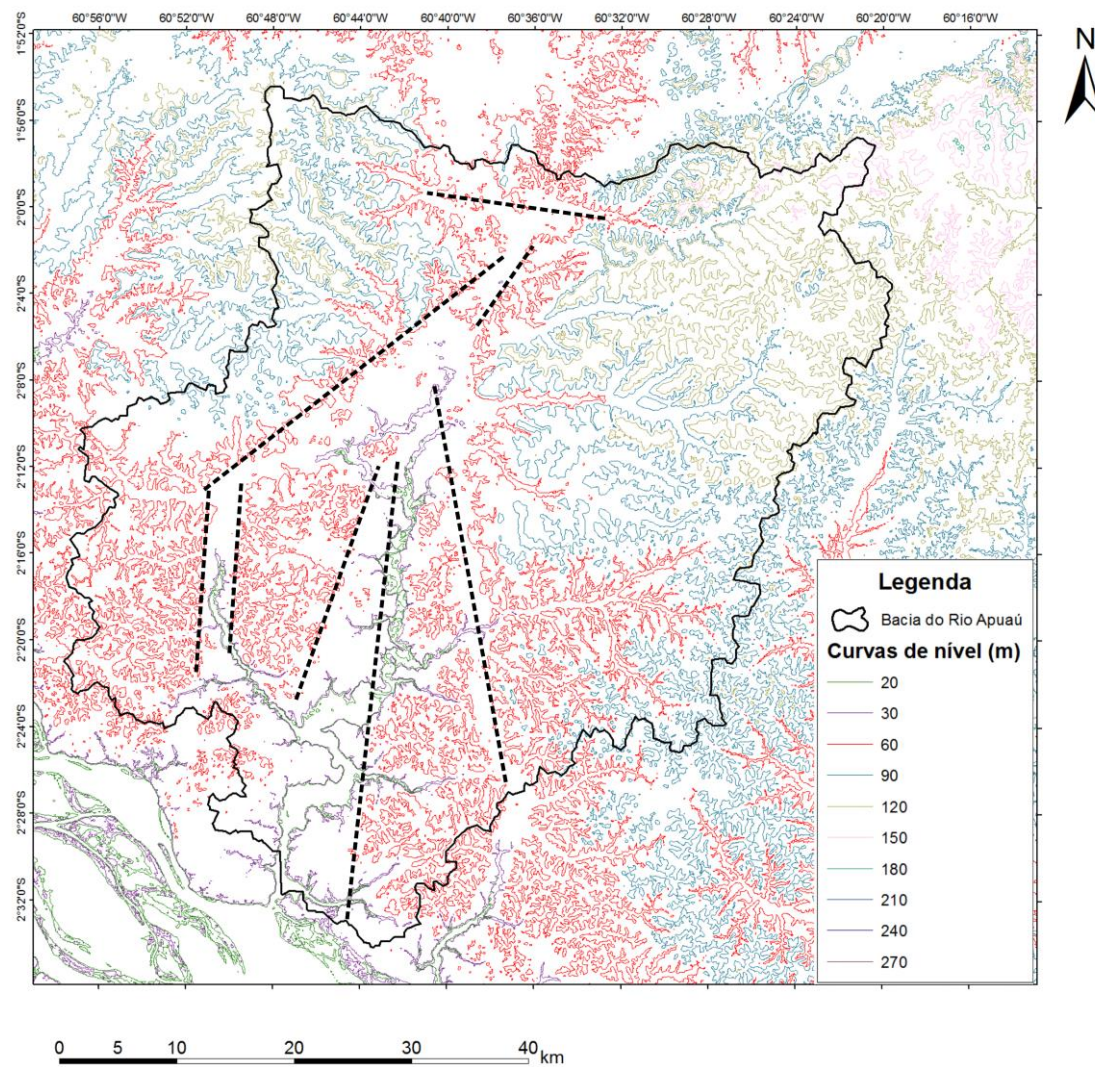


Figura 5.41: Mapa de curvas de nível com intervalos de 30 metros com amplos vales abertos possivelmente de antigos vales fluviais indicados pelas linhas pretas segmentadas.

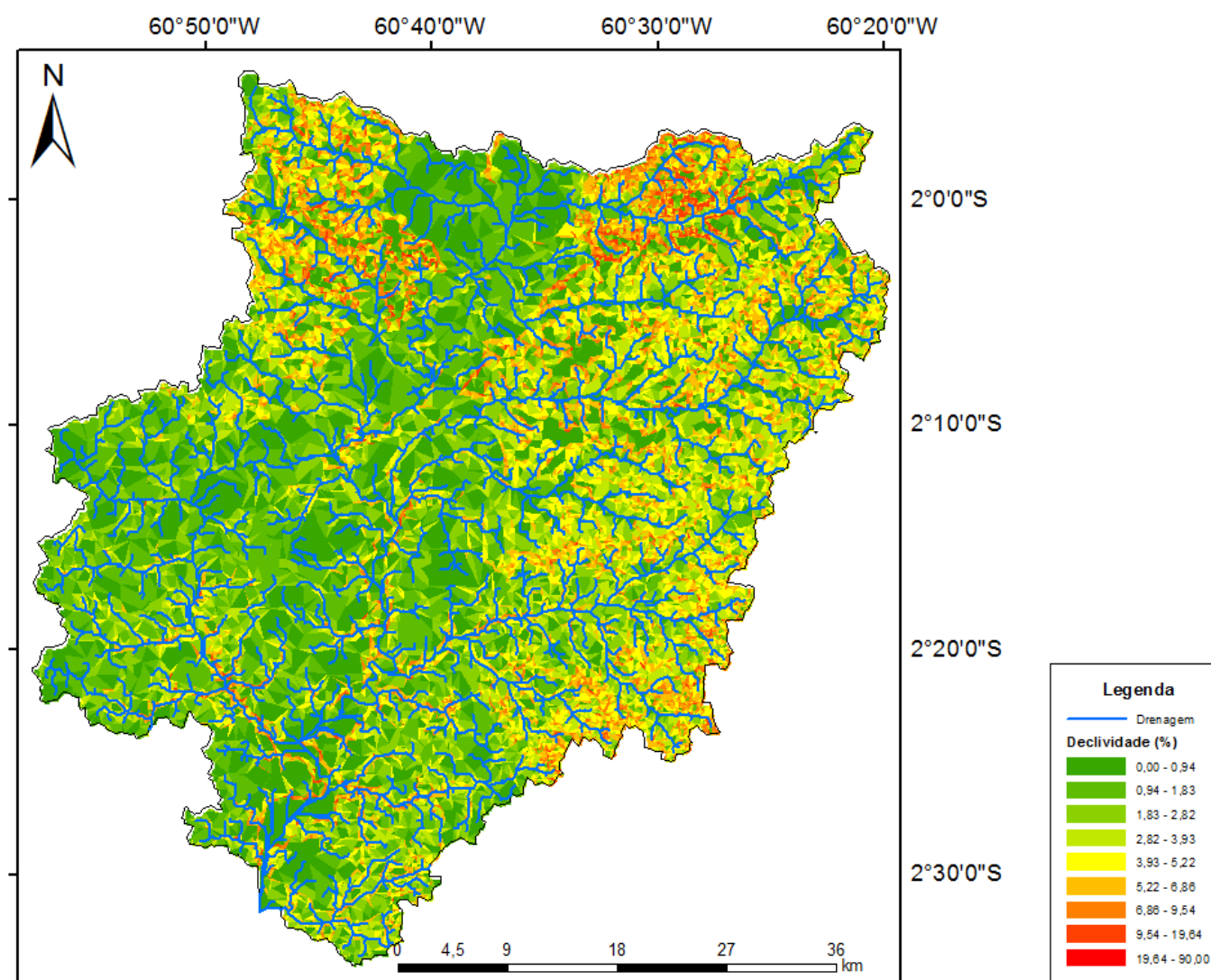


Figura 5.42: Mapa de declividade com rede de drenagem integrado, mapa gerado através do modelo SRTM.

A partir do mapa hipsométrico é possível observar o comportamento da superfície do relevo, a extensão dos interflúvios, o aprofundamento da drenagem e sua relação com a declividade das vertentes (Figura 5.43).

Os perfis topográficos elaborados transversais à bacia do rio Apuaú mostram a variação na altimetria do terreno, a relação do talvegue desse rio com a bacia adjacente (Rio Cuieiras), aproximadamente a 50 quilômetros de distância. O primeiro mostra que o rio está em cota abaixo de 25 metros, com talvegue fundo e estreito, simulando o fundo do vale em “V”. A leste, o relevo é mais elevado chegando a cotas pouco acima de 100 metros, até a margem direita do rio Cuieiras. Em contrapartida, a oeste o relevo é mais rebaixado permanecendo em cotas próximas de 50 metros. O leito do rio Cuieiras está em cotas superiores a 25 metros, mas na margem esquerda os níveis topográficos são elevados chegando a altitudes próximas a 125 metros. O perfil 2 mostra a relação entre os canais dos rios Bariuaú, Apuaú e Cuieiras. O vale do rio Bariuaú encontra-se inserido em platôs tabulares com cotas próximas a 50 metros, com fundo do vale em altitudes menores que 25 metros. O rio Apuaú já apresenta um talvegue plano, bastante aberto, com leve inclinação para sudoeste. A partir da margem esquerda desse rio, até o limite com o rio Cuieiras, as cotas de relevo tendem a ser mais elevadas, variando entre 50 e até pouco acima de 100 metros. Já o talvegue do rio Cuieiras a partir deste ponto, localiza-se em altitudes próximas a 75 metros. O último perfil mostra o comportamento da cabeceira do rio Apuaú, localizada em altitude próxima a 50 metros, com o talvegue mais raso inserido em vale mais aberto em relação a foz. Na margem direita as cotas variam nos valores próximos a 100 metros, enquanto que na margem esquerda as cotas atingem valores maiores próximos a 200 metros (Figura 5.44). Os dados dos perfis topográficos são compatíveis com os coletados com os mapas temáticos referentes aos padrões de relevo.

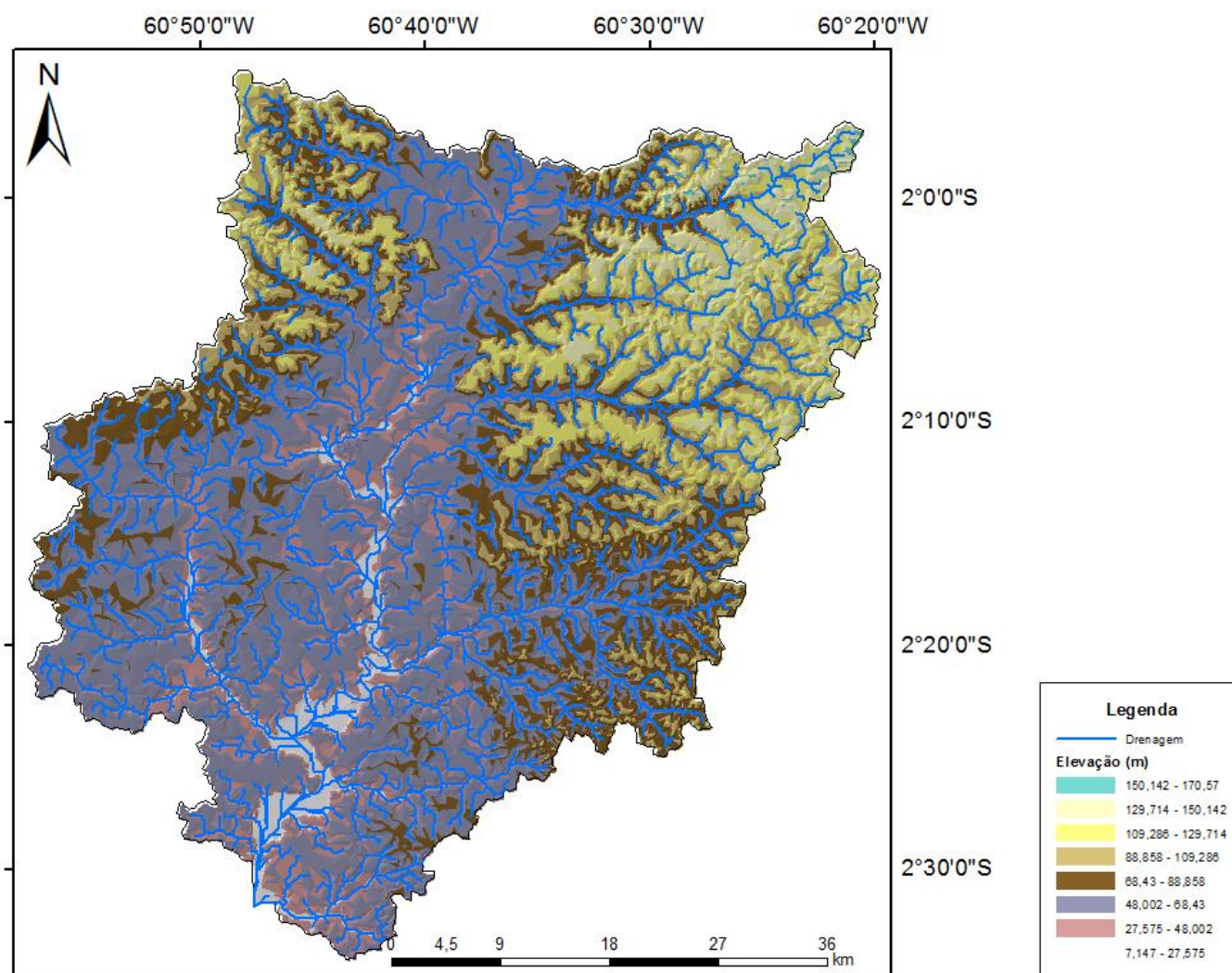


Figura 5.43: Mapa hipsométrico com rede de drenagem integrado, em tons amarelos e marrom área mais elevadas, e em tons mais claro, áreas mais rebaixadas. Elaborado a partir do modelo SRTM.

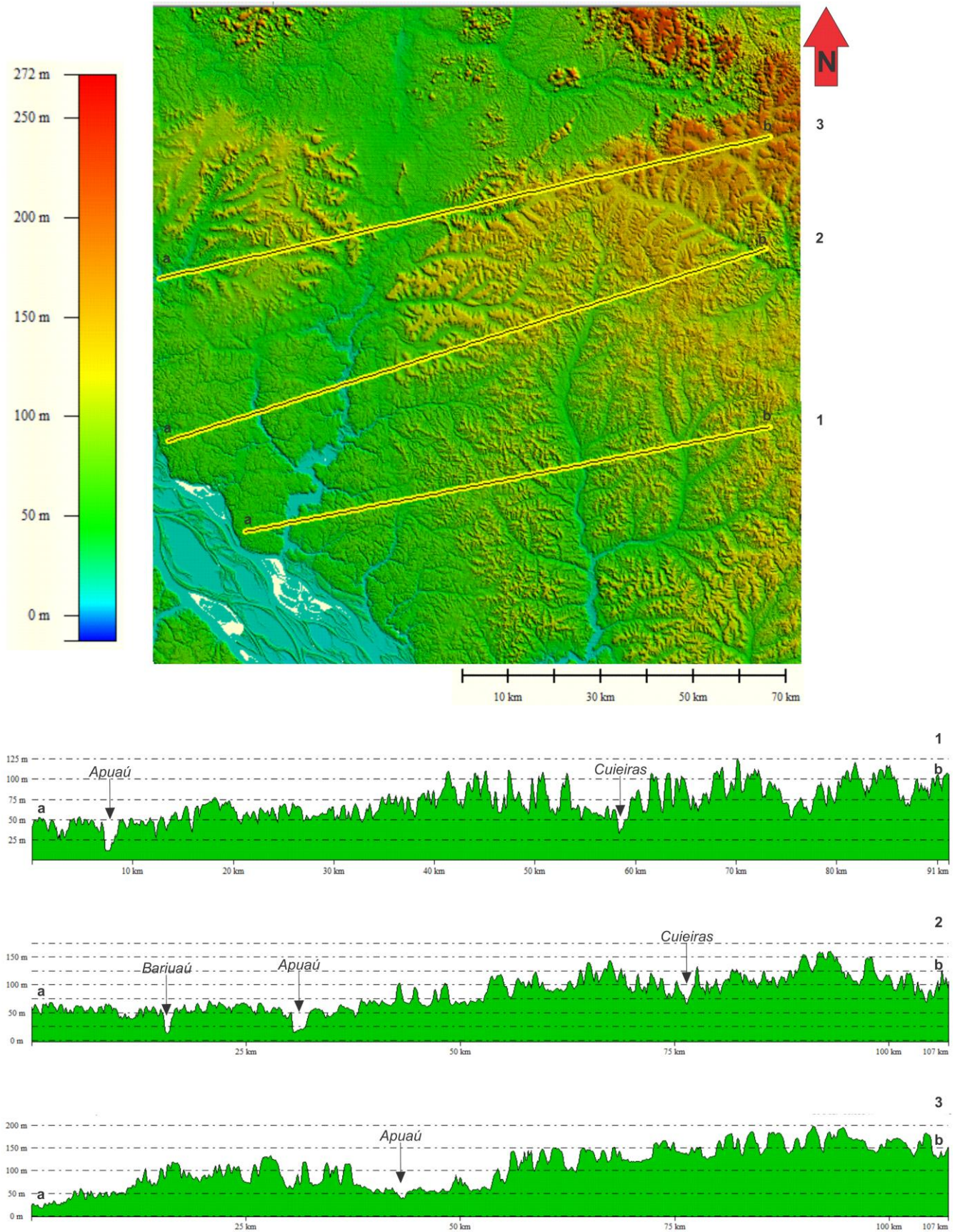


Figura 5.44: Perfis topográficos mostrando o desequilíbrio no relevo da bacia do Rio Apuaú.

O modelo digital de elevação foi elaborado a partir de dados SRTM, com exagero vertical de 30 metros, para mostrar a diferença topográfica em relação da bacia do rio Apuaú com as adjacentes. No baixo curso desse rio, a área é ampla e plana, abatida com a erosão diferente das margens esquerda e direita mais ao norte que são mais elevadas e estão em processo de erosão. É possível ter melhor visão do vale aberto do rio Apuaú, sugerindo que a bacia venha passando por um processo de erosão intenso mais ao sul, possivelmente por sistemas de dissecação fluvial variada (Figura 5.45).

É possível observar expressivos segmentos lineares no relevo que seccionam a drenagem, com destaque para a orientação NW-SE. De acordo com o mapa de lineamentos de relevo, elaborado a partir de feições lineares no modelo SRTM, destacam a direção NW-SE, mas também as direções NE-SW, N-S e E-W. Essas orientações secundárias também são importantes no controle da bacia. A foz do rio Apuaú é um exemplo da influência desses lineamentos N-S e E-W, onde aparecem uma série de anomalias na drenagem como: o padrão retangular, meandramentos comprimidos, afogamentos de trechos, deflexões no canal principal e paralelismo de canais tributários.

Os lineamentos a NW-SE são presentes em toda a bacia, sendo mais notados na porção ao sul e noroeste da bacia em uma região relativamente mais baixa segundo os demais mapas já descritos. Esses lineamentos controlam trechos do canal principal e de tributários importantes, como o rio Bariuaú, dentre outros, mais próximos à cabeceira. Essa direção linear também presentes em bacias próximas como a do rio Cuieiras, e são coincidentes com a direção da Falha do Baependi de Silva (2005) e Val et al. (2014).

Os lineamentos NE-SW também são bem evidentes, alguns tributários da margem esquerda do rio Apuaú estão orientados segundo esta medida, exemplos deste são os igarapés Trovão, Pajé e Apuauzinho. Alguns trechos do canal principal também estão orientados segundo esta direção, inclusive, a sua nascente. O mapa de lineamentos foi de grande importância para localização de afloramentos com evidências reais desses lineamentos, a partir dele também foram elaborados diagramas de rosetas para estabelecer qual a direção predominante na bacia do Apuaú (Figura 5.46).

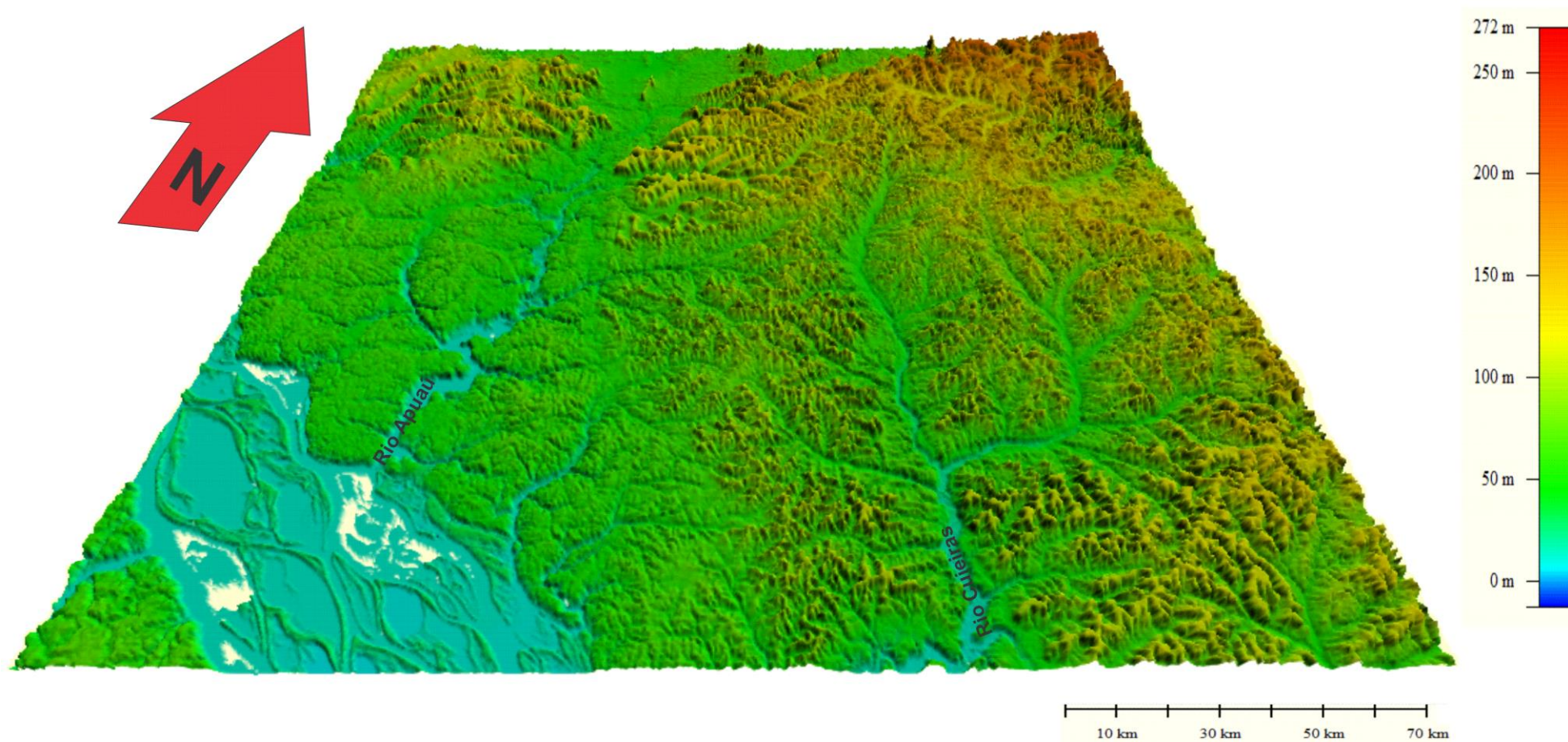


Figura 5.45: Modelo Digital de Elevação da bacia do rio Apuaú e da bacia adjacente do rio Cuieiras, ambas desembocam no rio Negro.

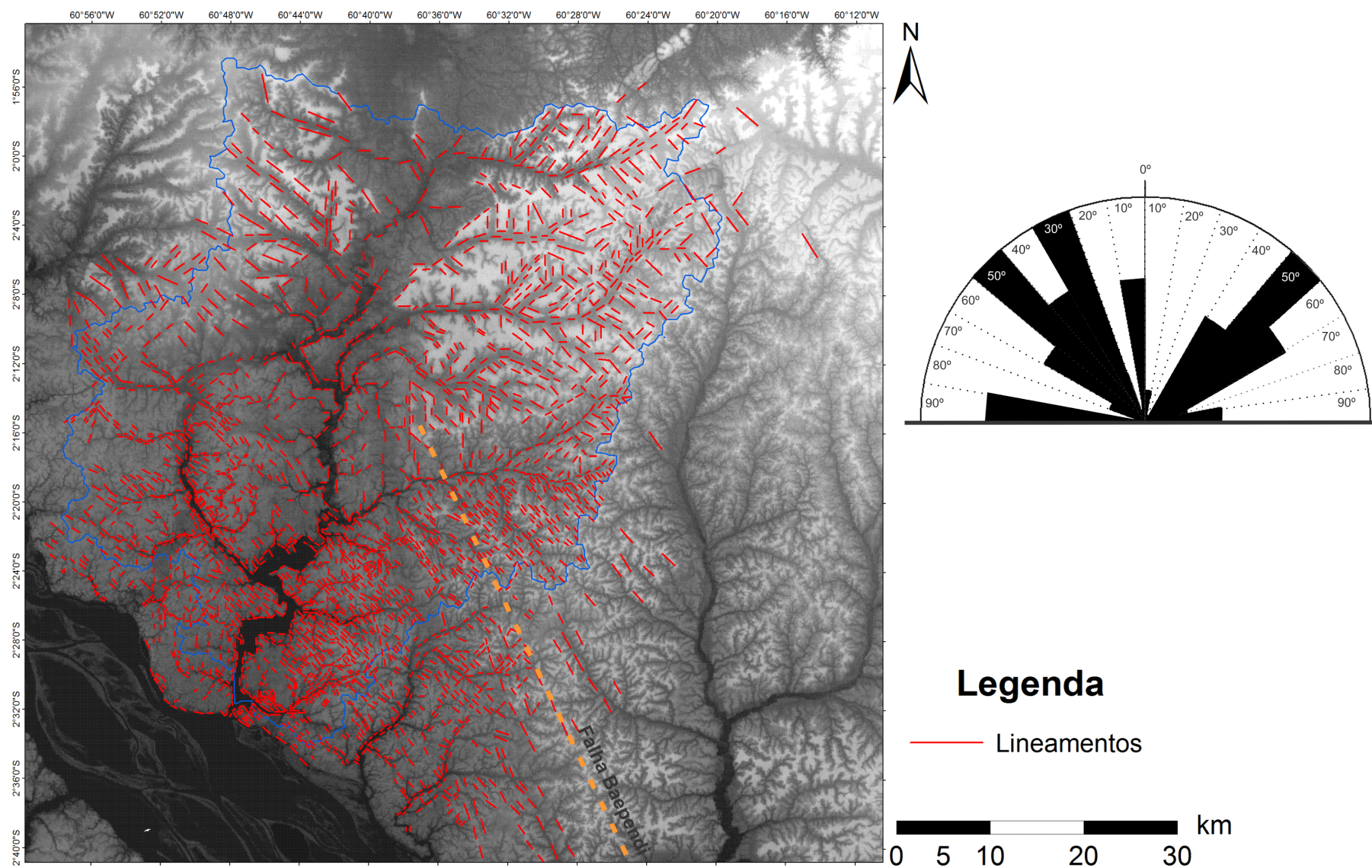


Figura 5.46: Mapa de lineamentos mostrando a forte orientação NW-SE, seguida pelas direções NE-SW, N-S e E-W e provável traçado da Falha Baependi.

A planície de inundação do rio Apuaú apresenta-se com terraços com topo planos, levemente curvados sobre a Formação Alter do Chão, com incisão de pequenos canais que escavam esta planície. As feições de terraços são de poucos metros de altura, na planície o rio Apuaú escoa sobre a própria Formação Alter do Chão. A figura 5.47 mostra exemplos de terraços modernos na planície de inundação do rio Apuaú, na região do igarapé Pajé, essas feições também foram observadas nos depósitos do afloramento Ap 12 e nos arredores.



Figura 5.47: Terraços argilo-arenosos e incisão de pequenos canais na planície de inundação do rio Apuaú. Igarapé Pajé (AM).

5.4 Análise dos Perfis Longitudinais e Distribuição de *knickpoints*

O mapa de distribuição de *knickpoints* foi gerado pelo algoritmo utilizado por Harbor et al. (2005) com rede de drenagem extraída a partir do modelo SRTM (Figura 5.48). Nesse mapa a rede de drenagem está representada sob a forma de desvio logarítmico de um perfil ideal, onde a tonalidade verde indica perfis longitudinais suaves e côncavos, os vermelhos apontam trechos no perfil do canal que configuram possíveis locais de *knickpoints* (ruptura de declive) e as cores intermediárias, que variam de amarelo a laranja, representam a transição de perfil côncavo para convexo. Tendo em vista a baixa declividade do terreno, foram gerados perfis longitudinais para o rio Apuaú e para o rio Bariuaú, seguindo o mesmo procedimento metodológico, que

posteriormente foi integrado para a mesma representação cartográfica. Essa é a razão para a exposição de gráficos para esses dois rios. Para o baixo curso do Rio Apuaú não foi possível determinar esses locais de ruptura, provavelmente pela baixa declividade e excesso de locais de represamento de água.

A expressiva distribuição destas feições no mapa demonstra maneira transiente ou em desequilíbrio dos perfis longitudinais dos rios que compõem essa bacia hidrográfica. O mapa mostra que a ocorrência de *knickpoints* é mais evidente nas porções medianas e de cabeceiras dos canais tributários, enquanto que do médio ao baixo curso do rio principal configuram áreas mais estáveis e de baixa declividade. No canal principal, quase não se nota ruptura de drenagem, entretanto, as concavidades no canal ocorrem apenas nos trechos iniciais da nascente para montante, local naturalmente de maior elevação topográfica. Além de estabelecer os pontos de ruptura de declive na drenagem, o mapa também permite traçar o lineamento desses pontos em comum e assim estabelecer um possível controle tectônico na bacia, uma vez que, segundo Burbank e Anderson (2011), rupturas alinhadas em diferentes níveis topográficos devem representar natureza não erosiva ou litológica, portanto, tectônica. A integração de suas informações com os demais dados de análise morfológica contribui para definição do quadro morfotectônico da área de interesse.

Os gráficos dos perfis longitudinais gerados estão em escala logarítmica para declividade no lado direito, e indica em logaritmo, o grau de declive ao longo do percurso dos canais, do lado esquerdo fica a escala em metros da elevação em que os canais estão localizados na topografia, e por fim, a distância entre a cabeceira e a foz dos canais no eixo das abscissas.

Os valores dos desvios altimétricos para a bacia do rio Apuaú demonstram que o sistema está em desequilíbrio. O modelo de Harbor et al. (2005) gera o perfil longitudinal do canal principal juntamente com todos os tributários permitindo uma comparação de seus tributários em relação ao canal principal. Além disso, um mapa secundário é gerado com a rede de drenagem, de acordo que é selecionado no *software* o canal no mapa, automaticamente o seu perfil longitudinal se destaca em relação ao demais no perfil do canal principal (canal em vermelho).

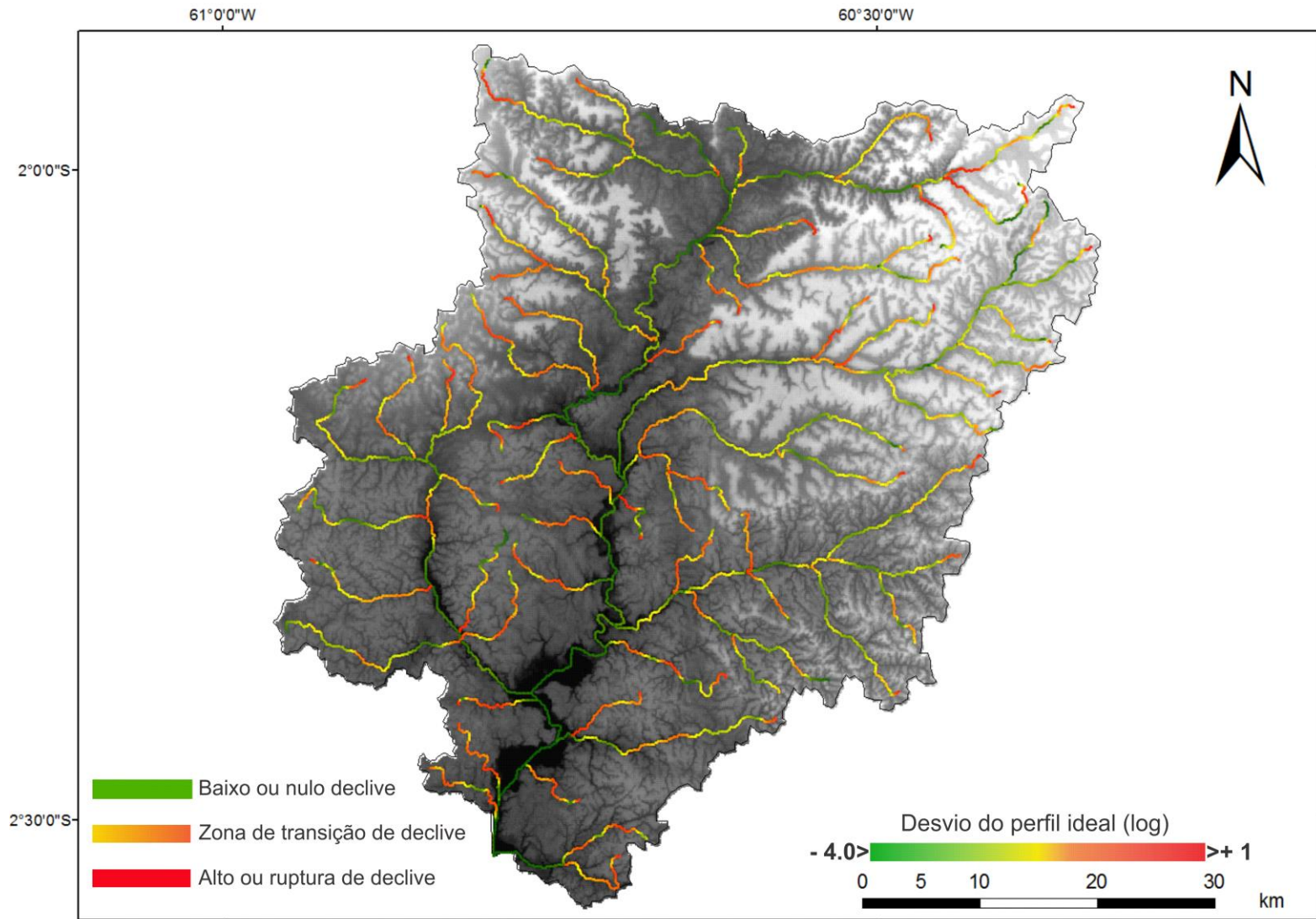


Figura 5.48: Mapa de distribuição de knickpoints ou ruptura de declive da bacia do rio Apuaú elaborado a partir do modelo SRTM. As áreas de ruptura compreendem as áreas em vermelho, zona intermediária laranja e verde quase sem ruptura.

Segundo o mapa da figura 5.48, as rupturas de declive estão situadas no médio e alto curso dos rios, além dos locais de cabeceira de drenagem que constituem verdadeiros *knickpoints*. Há também rupturas de declives que ocorrem entre as duas superfícies topográficas que constituem as duas unidades litotípicas da Bacia do Amazonas (Formação Nhamundá do Grupo Trombetas e a Formação Alter do Chão do Grupo Javari). Embora ocorram essas rupturas pelas diferenças litotípicas, deve-se observar que há limites também, entre essas superfícies topográficas distintas que são alinhadas e possivelmente representam falhas geológicas.

De acordo com os gráficos da figura 5.49, o rio Bariuaú (em vermelho) mostra três rupturas de declive ao longo do canal (alto, médio e baixo curso do rio), que representam convexidades no perfil longitudinal desse rio. Essas rupturas estão situadas cerca de 0,5 km, 2,5 km e próximo a 4,2 km possuindo rupturas nas seguintes cotas topográficas 15, 35 e 60 m, aproximadamente. Os canais tributários do rio Bariuaú mostram altitudes pouco diferentes (25, 40 e 50 metros). As diferenças altimétricas onde o canal deveria estar situado (nível estável) para a posição atual (instável) foram calculadas para toda a bacia de drenagem desse rio. Conforme o gráfico da figura 5.49B, o canal principal necessita erodir cerca de 5 a 10 metros para alcançar esse nível de equilíbrio. Isso é mostrado pela convexidade no perfil do rio nos locais de ruptura de declive. Quando se analisa os canais tributários dessa bacia, o mesmo ocorre. Para facilitar a descrição e observação foram denominados dois canais (canal 01 e canal 02). No canal 1, por exemplo, com cerca de 20 km de extensão, apresenta ruptura com pouco menos de 10 metros nas cotas entre 20 e 40 metros. Já o Canal 2, com extensão similar, possui convexidades suave entre as cotas de 50 e 40 metros, mas com desvio altimétrico com mais de 5 metros. Em comparação com o canal do rio Bariuaú, esses dois canais têm pontos de rupturas paralelos entre si, alinhados em NW-SE, entre as cotas diferentes (30 e 40 metros) e entre as cotas 50 e 60 metros. Um outro alinhamento de *knickpoints* ocorre entre os canais 1 e 2 e o rio Bariuaú, como mostra a figura 5.49A. Observou-se que esses *knickpoints* estão alinhados em diferentes cotas topográficas, provavelmente associados a lineamentos com direção NW-SE.

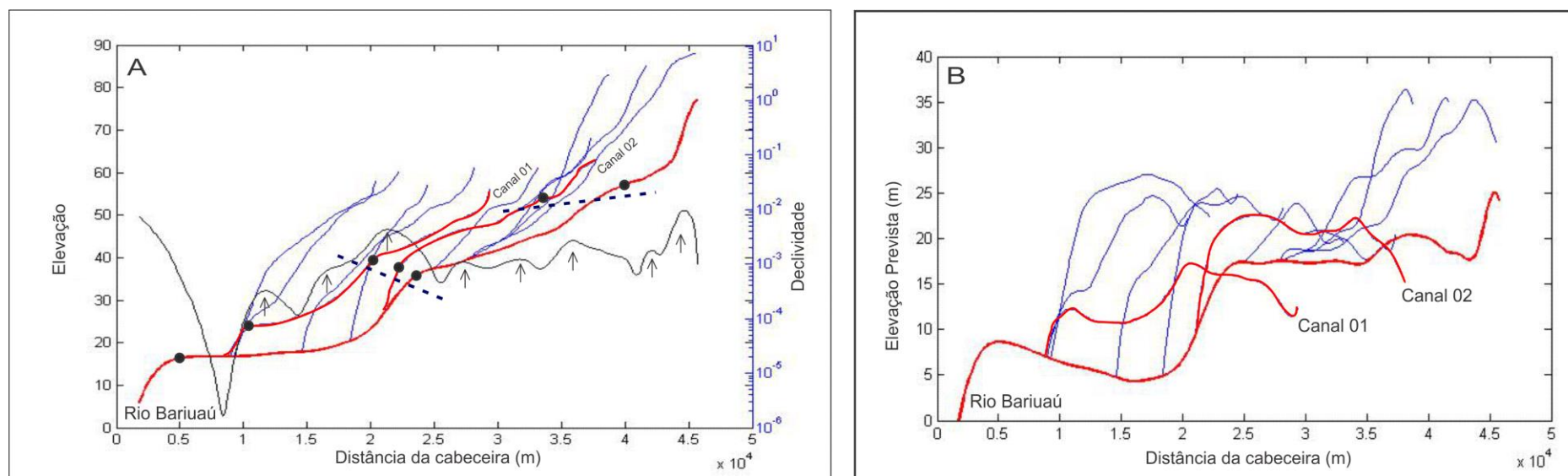


Figura 5.49: (A) Perfil longitudinal do rio Bariuau e seus tributários com as rupturas de declive (setas) marcadas na curva de declividade do canal. Knickpoints alinhados de canais principais dessa bacia e, em (B), perfil desse rio com desnível altimétrico ideal.

Na figura 5.50 pode ser analisado o perfil longitudinal do rio Apuaú e seus tributários. Nesse gráfico estão representadas as localizações das rupturas da declividade (setas), identificando inúmeras rupturas suaves. Nota-se, entretanto, que em grande parte, esse rio possui um perfil suavizado, o que representa em campo pequenos trechos de corredeiras. A ruptura mais significativa ocorre próximo a cabeceira, cerca de 140 km de distância da foz, entre as cotas de 100 e 60 metros. Isso representa a mudança topográfica entre as superfícies topográficas distintas (Patamares Setentrionais da Borda Norte da Bacia do Amazonas e o Planalto Dissecado entre os rios Negro-Uatumã). As rupturas observadas nos canais tributários também são evidentes nesses perfis, ocorrendo entre cotas da ordem de 40, 50 e 60 metros. Os canais tributários da margem esquerda apresentam pontos de rupturas em seus perfis longitudinais, que, em alguns casos, estão alinhados com os dos outros canais e até mesmo com o próprio Apuaú (Figura 5.50).

Com a finalidade de demonstrar a ocorrência de *knickpoints* nos canais tributários da bacia do rio Apuaú e seus alinhamentos, foram identificados alguns canais mostrados na figura 5.51. Os canais dos igarapés Trovão (a) e Cutia (b), por exemplo, têm pouca extensão, mas mostram essas rupturas próximo a cota de 20 metros que estão alinhadas entre si. (Figuras 5.51). Próximo a cabeceira do igarapé Cutia (b) ocorre um *knickpoint* que pode ser alinhado com o ponto de ruptura que ocorre próximo a foz do igarapé Apuauzinho (c) (Figura 5.51). Este igarapé tem mais duas rupturas de declive entre as cotas de 40 e 60 metros, provavelmente alinhadas com os que ocorrem rio Apuaú, igarapé Água Boa (d) e outro identificado pela letra “e” nessa mesma figura. No geral, os cursos d’água de tributários, como, por exemplo, os designados pelas letras “e” e “f” também apresentam rupturas alinhada com o canal principal. A figura 5.51 mostra os possíveis *knickpoints* ocorrentes no canal principal e em alguns dos tributários. A ocorrência dos *knickpoints* foi vista nos afloramentos Ap 03 e Ap 16, como mostra a figura 5.53.

Os gráficos apresentados na Figura 5.56 compreendem vários canais da bacia do rio Apuaú, onde podem ser notados os níveis de ruptura de toda a bacia.

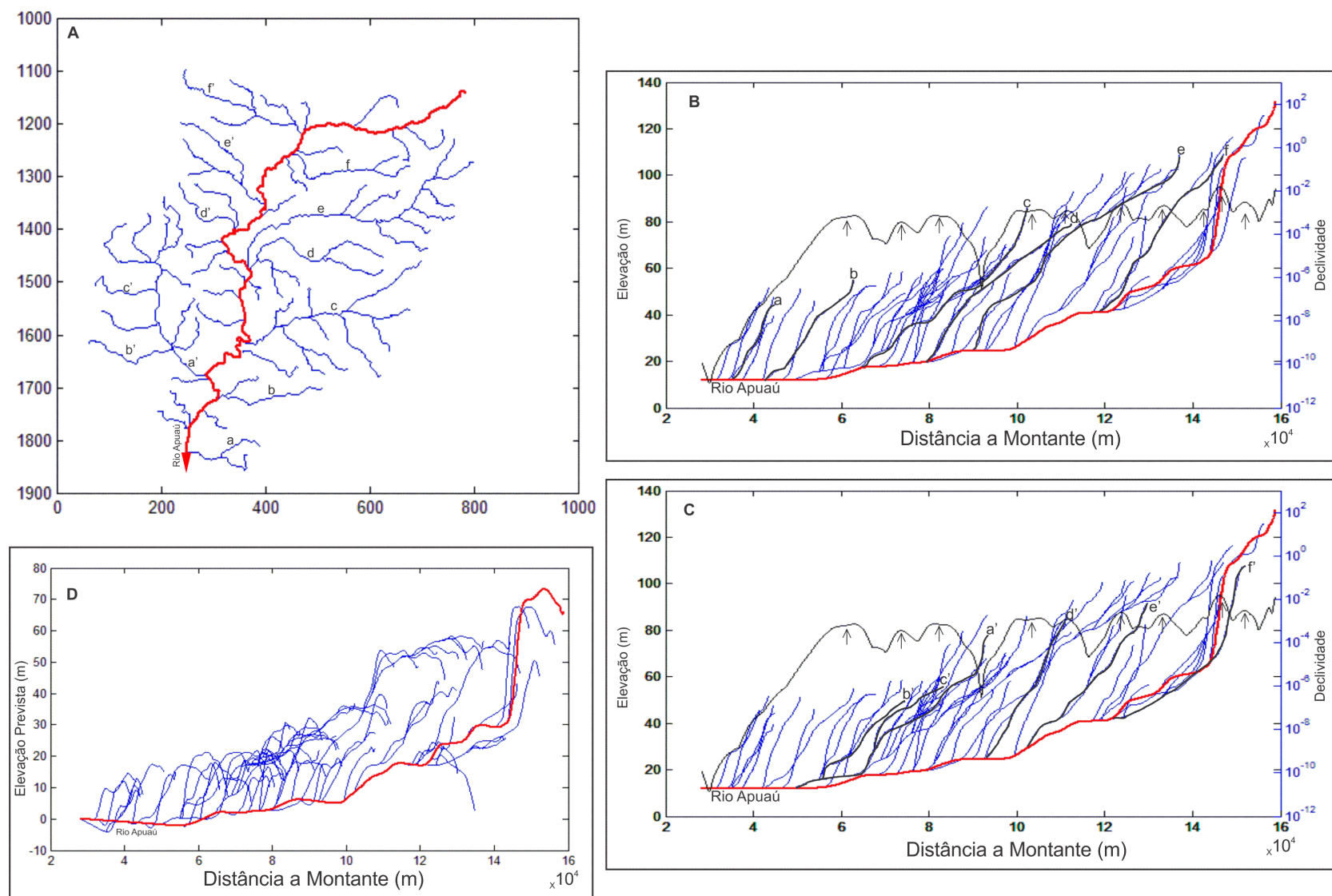


Figura 5.50: (A) Mapa da rede de drenagem conforme dados SRTM; (B) Perfil longitudinal da bacia do rio Apuaú (linha vermelha) e tributários da margem esquerda e (C) da margem direita; Desvio altimétrico para cada canal dessa bacia e com relação ao perfil ideal (D).

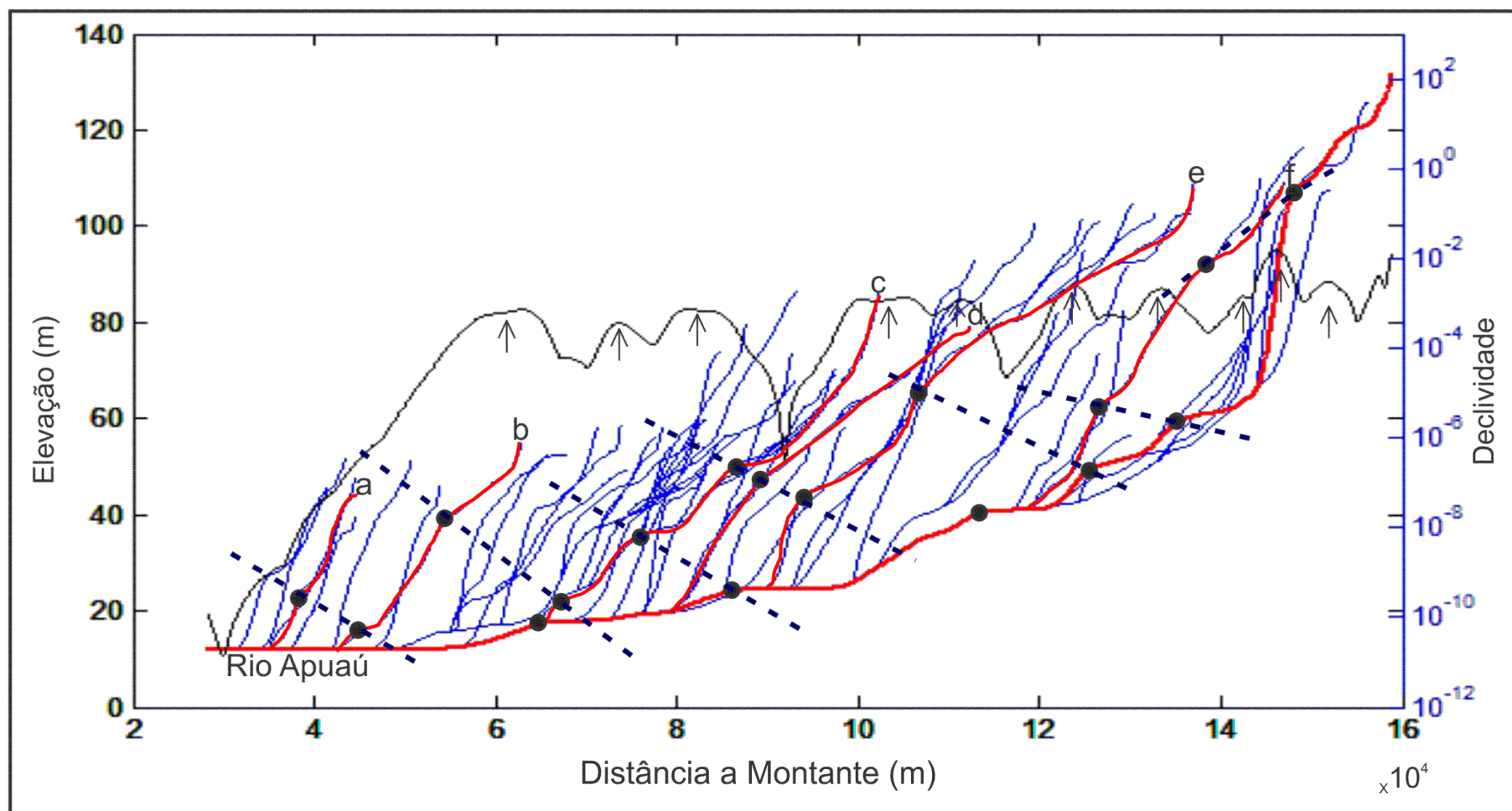


Figura 5.51: Perfil longitudinal do rio Apuaú com as localizações das rupturas suaves da declividade (setas) e as rupturas mais expressivas (pontos pretos). Alinhamentos entre knickpoints de drenagens distintas em diferente nível altimétrico.

O igarapé Trovão tem pouco mais de 2 km de extensão e escoar entre as cotas de 10 e 40 metros, tem pelo menos um ponto de ruptura na parte mais central do igarapé entre as cotas de 20 e 30 metros (Figura 5.52A). O desvio altimétrico previsto é de pouco menos de 10 metros em relação ao rio Apuaú como mostra a figura 5.52A'. O igarapé Cutia, com dimensão pouco maior que 2 km de extensão e flui no nível topográfico de 60 metros, apresenta duas convexidades nas cotas de 20 e 40 metros, conforme mostra a figura 5.52B. O desvio altimétrico em relação ao canal principal é de aproximadamente 20 metros. (Figura 5.52B'). Nota-se que esses canais atuam na mesma superfície geomorfológica e possuem perfis mais suavizados. As rupturas de declive dessas bacias se situam em cotas mais baixas da ordem de 20, 40, 50 ou 60 metros, ao contrário daqueles que têm suas cabeceiras situadas na superfície topográfica mais elevada que também apresentam rupturas em torno de 80 metros. Outro exemplo é o igarapé Apuauzinho, com cerca de 5 km de extensão, apresenta suaves rupturas de declive mais significativa na altitude de 80 metros e desnível altimétrico de aproximadamente 30 metros em relação ao canal principal, conforme as figuras 5.52C e 5.52C'. Deve-se ponderar que as variações de rupturas dessa ordem não correspondem as observadas em campo, o que deve corresponder a erros inerente ao modelo SRTM.

O perfil longitudinal do igarapé Água Boa demonstra um canal com aproximadamente 5,5 km de extensão, semelhante ao anterior, mas aponta três locais de possíveis rupturas significativas. A primeira está bem acentuada na cabeceira, na altitude próxima de 80 metros, seguida por uma ruptura expressiva na cota próxima de 50 metros e por uma suave inclinação na cota abaixo dos 20 metros, já próxima a foz com o canal principal (Figuras 5.52D e 5.52D').

O igarapé da figura 5.52E (sem nome), extenso (8 km) apresenta pelo menos cinco locais de possíveis rupturas de declive. Como sua cabeceira está situada na superfície topográfica mais elevada, as rupturas ocorrem nas altitudes 80, 60 e 40 metros respectivamente. O desvio altimétrico da ordem de 50 metros (Figura 5.52E'). Assim como o anterior, o igarapé da figura 5.52F, com extensão de 6 km, tem rupturas em 30 e 90 metros de altitude, com desvio altimétrico previsto aqui é de pouco mais de 50 metros, demonstrado na figura 5.52F'.

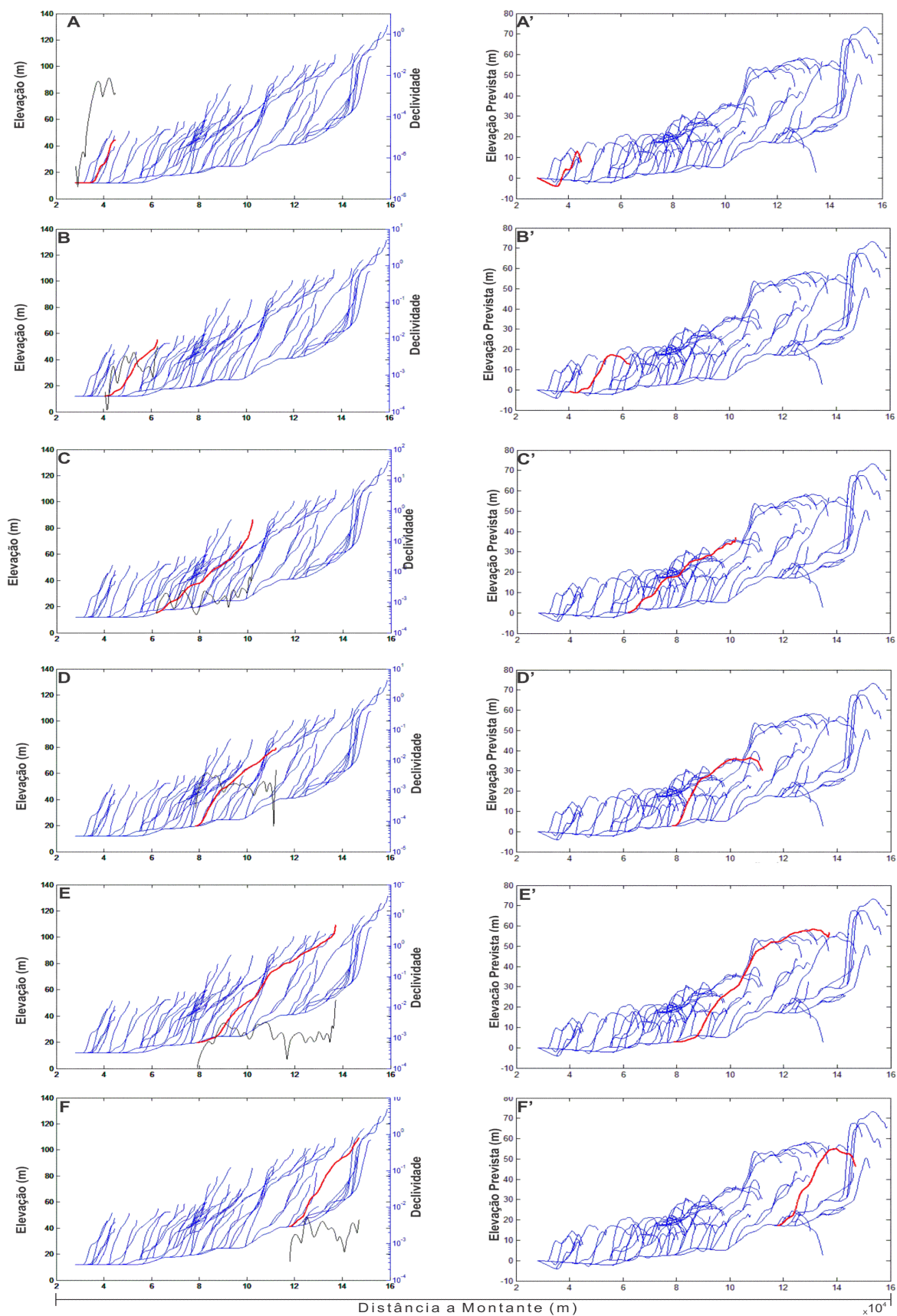


Figura 5.52: (A), (B), (C), (D), (E) e (F) Perfis longitudinais dos igarapés Trovão, Cutia, Apuauzinho e Água Boa respectivamente e em (A'), (B'), (C'), (D') (E') e (F') os respectivos desvios altimétricos em relação ao perfil ideal estabilizado para o canal principal. Canais da margem esquerda do rio Apuaú.

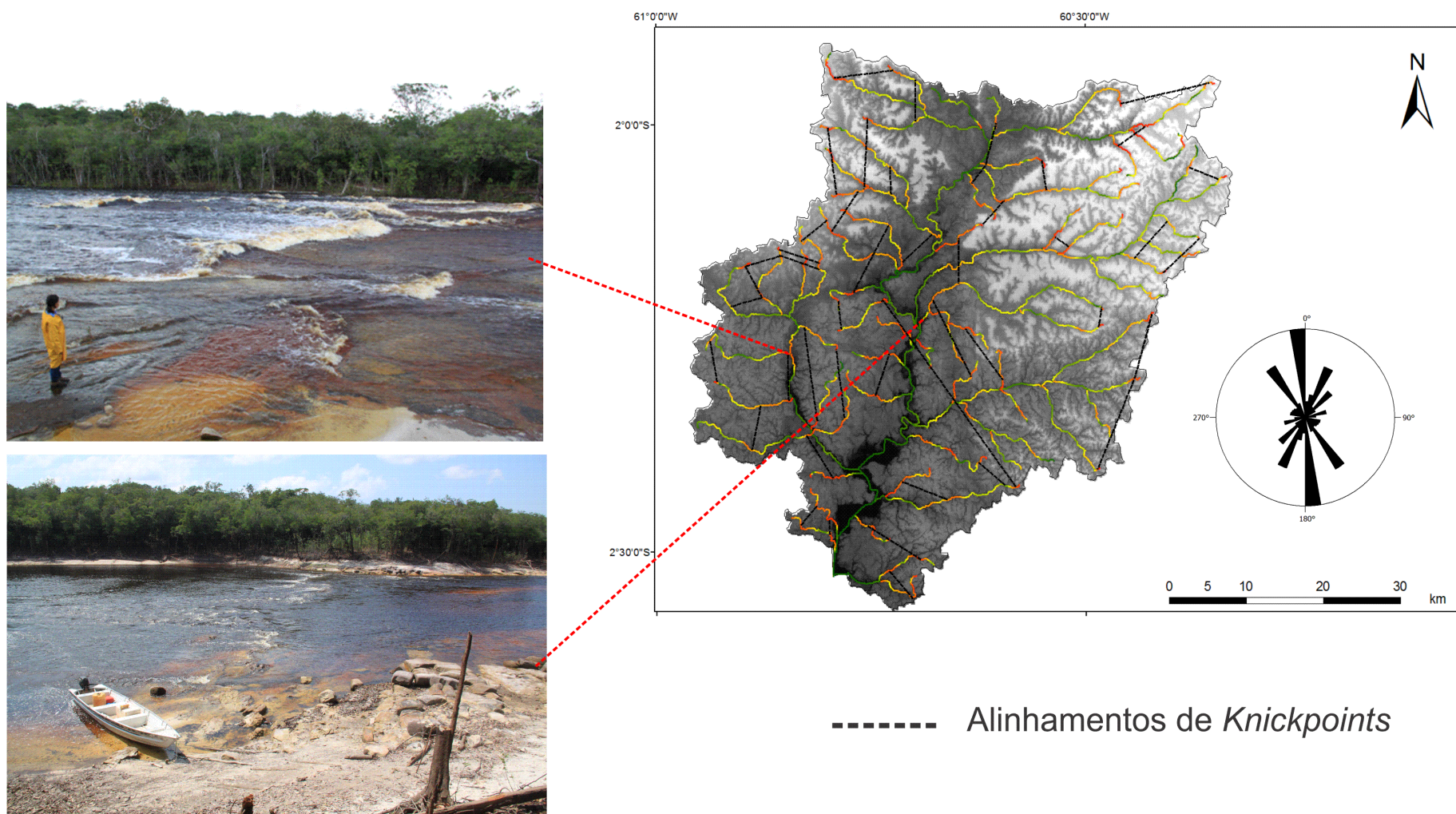


Figura 5.53: Evidências em campo das ocorrências de *knickpoints* nos rios Bariuaú e Apuaú, respectivamente, mostrando rupturas suaves no baixo curso já em processo de estabilização. (Afloramentos Ap 03 e Ap 16). Alinhamentos mostrando preferências para N, NW e NE.

O perfil de regressão linear é uma relação de log declividade por log área da bacia de um rio, onde cada ponto plotado representa uma ruptura de declive (*knickpoint*) com mudança abrupta no relevo, a maneira de como esses pontos se distribuem sobre a reta é possível interpretar a origem dessas rupturas.

Os perfis de regressão linear dos rios Apuaú e Bariuaú foram elaborados pelo *software* MATLAB seguindo a rotina de Harbor (2005). Para o rio Apuaú é possível observar um trecho de soerguimento diferencial indicando uma diferença no gradiente topográfico com maior declividade, próximo a cabeceira, funcionando como ligação para dois trechos adjacentes de gradientes diferentes, indicado pela seta na figura 5.54A, essa característica indica atuação tectônica para origem dos *knickpoints* nesta drenagem. O padrão semelhante a degraus, destacados pela elipse na figura 5.54A, já indica migração de *knickpoints* por erosão remontante, provavelmente pelo rebaixamento do nível de base; essa é uma resposta do rio para alcançar o equilíbrio do perfil.

O perfil de regressão linear do rio Bariuaú também apresenta características similares ao rio Apuaú, como mostra a figura 5.54B, mostrando que a bacia também teve atuação tectônica no arranjo dos seus *knickpoints* e que tem erosão remontante para ajustar-se ao perfil ideal.

As atuações tectônicas para as bacias dos rios Apuaú e Bariuaú são condizentes às observações feitas sobre os lineamentos de relevo.

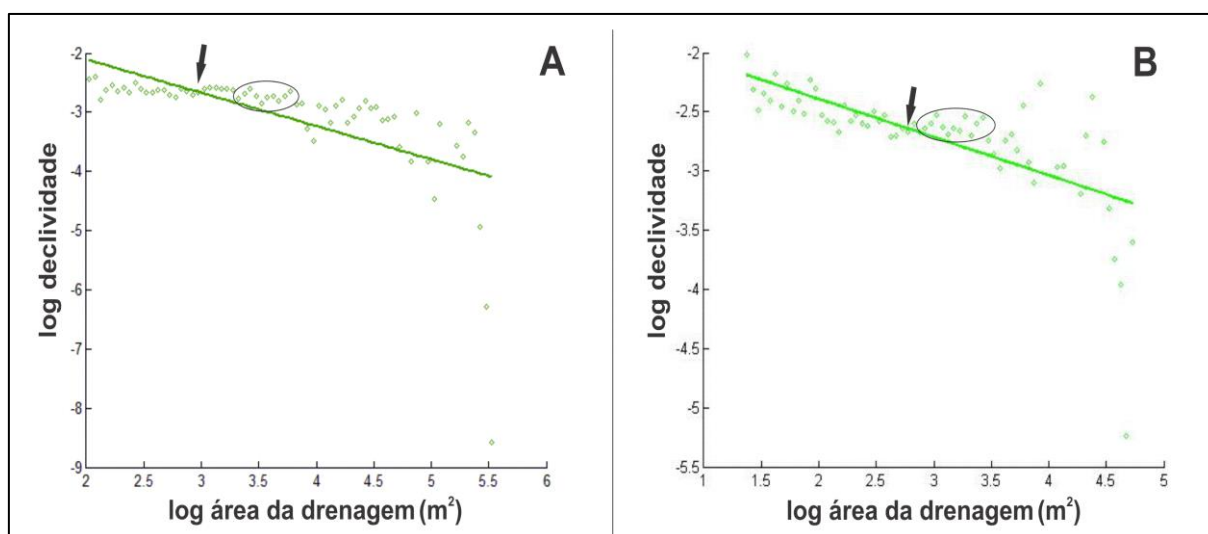


Figura 5.54: Perfil de regressão linear dos rios Apuaú (A) e Bariuaú (B). As setas indicam uma ligação entre os gradientes topográficos distintos, configurando uma ação tectônica para a origem dos *knickpoints*, o padrão em degraus indica erosão remontante.

5.5 Análise Estrutural

As estruturas descritas e documentadas foram as juntas e falhas vistas nas formações Nhamundá e Alter do Chão, nas margens dos rios Apuaú e Negro.

5.5.1 Juntas:

As juntas observadas em campo ocorrem principalmente nas formações Nhamundá (Grupo Trombetas) e Alter do Chão (Grupo Javari), predominando em maior número de dados coletados na última unidade. Foram obtidas 30 medidas de juntas consistindo em duas famílias no arenito da Formação Nhamundá. As direções obtidas correspondem a NNW/SSE e NNE/SSW determinadas em lajedos no leito do rio Apuaú, com aproximadamente 100 metros de extensão, próximo a confluência deste rio com o igarapé Água Boa (Ap 16), conforme observado na figura 5.55.



Figura 5.55: Lajedo de arenito da Formação Nhamundá no leito do Rio Apuaú (AM), mostrando famílias de juntas NNE-SSW (maiores) e NNW-SSE. (Afloramento Ap 16).

Foram obtidos somente seis dados de juntas com orientação NNW-SSE que mostram valores de mergulho variando entre 55 a 90 graus. Essas juntas são estruturas mais segmentadas que a outra família, conforme a figura 5.56. Nessa figura pode-se observar o predomínio de juntas NNE-SSW. Cerca de 24 valores de juntas com essa orientação foram obtidos, cujos mergulhos variam entre 70 e 90 graus.

Uma feição característica presente neste afloramento é estruturas diminutas de recristalização de sílica, como finas vênulas, que estão presentes nas duas famílias de juntas mapeadas, conforme pode ser observada nas figuras 5.57 e 5.58.

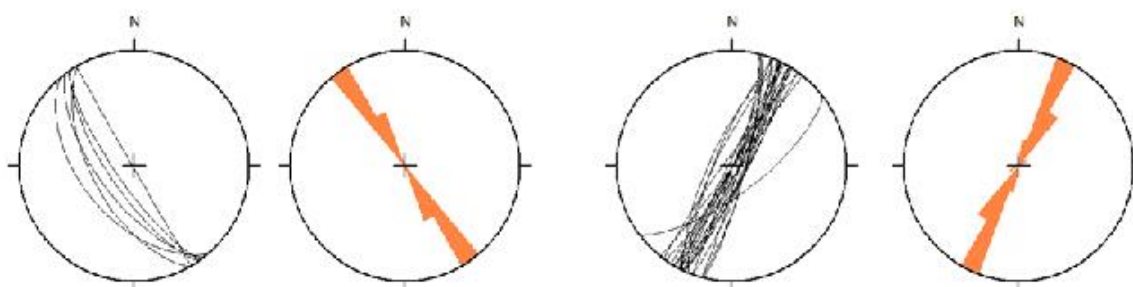


Figura 5.56: Longas juntas NNE-SSW (24 medidas), por vezes concentradas, e juntas NNW-SSE (6 medidas) em arenito Nhamundá no leito do rio Apuaú. (AM). Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) com diagrama de roseta mostrando as duas famílias bem discriminadas. (Afloramento Ap 16).



Figura 5.57: Exemplo de vênulas de sílica orientadas segundo as juntas NNE/SSW, indicadas pela seta vermelha. (Afloramento Ap 16, rio Apuaú - AM).



Figura 5.58: Exemplo de vênulas de sílica orientadas segundo as juntas NNW/SSE, indicadas pela seta vermelha. (Afloramento Ap 16, Rio Apuaú - AM).

Poucas juntas foram observadas na Formação Alter do Chão predominando um número considerável de falhas. Na base conglomerática desta formação litológica, na margem esquerda do rio Apuaú, consiste em um lajedo tabular, com seixos e grânulos de arenito subarredondados e subangulosos, variando de 0,3 até 13 cm de comprimento, e matriz de arenito bem consolidado. Nesse afloramento, mostrado na figura 5.59, foram identificadas 11 juntas na direção NNE-SSW com o ângulo de

mergulho das camadas variando para noroeste e sudeste com alto ângulo de mergulho (85 e 90 graus). A atitude mais significativa é a que corresponde a família N35E/85SE, como mostra a projeção estereográfica da figura 5.59.



Figura 5.59: Juntas no nível conglomerático da Formação Alter do Chão na margem do rio Apuaú (AM), mostrando juntas NE-SW. (Afloramento Ap 19).

5.5.2 Falhas Normais

As falhas normais foram reconhecidas pelo truncamento de camadas ou por seus planos estriados, ao longo dos quais se obteve as atitudes dos planos, estrias e observações a respeito do sentido de movimento. Foram reconhecidas principalmente em camadas alteradas/ intemperizadas da Formação Alter do Chão nas margens dos rios e em lajedos. Foram reconhecidas mais de 130 falhas normais, com as direções NE-SW, NW-SE, E-W e N-S.

As falhas E-W presentes (32 medidas) têm as atitudes N80E/75NW e N82E/80SE, formando duas famílias, mas apresentam discreta obliquidade. Segundo o critério de corte entre estruturas notou-se que essas falhas são cortadas pelas falhas NE-SW. O quadro mais novo deve contemplar as falhas NW-SE que cortam todo o conjunto.

Na margem esquerda do rio Negro (Ap 13), próximo a foz do rio Apuaú foi observado um lajedo arenito avermelhado endurecido, marcado pela grande quantidade de falhas normais, com direção NW-SE bem marcada, com muitos planos estriados. Compreendem falhas normais com atitudes preferenciais N29W/60NE e N46WE/65SW, predominando falhas de mergulhos para sudoeste. Essas falhas têm ângulos de mergulho que pode variar entre 35° a 80° (Figura 5.60). Essa figura mostra a disposição das falhas normais na margem esquerda do rio Negro, que cortam as juntas com direção nos detalhes NE-SW (N34E/82NW) observadas na superfície do bloco rochoso. Associa-se a este conjunto de falhas o forte controle estrutural da margem esquerda do rio Negro, com morfologia de falha normal NW-SE, com bloco abatido a SW, onde se aloja o leito principal do rio Negro.

As juntas NE-SW representam atitudes N30E a N40E, com mergulhos para sudeste ou noroeste, acompanhadas de juntas com atitude N75W e mergulhos para SSW.

No entanto, no afloramento Ap 25 foram obtidas medidas de falhas normais na direção NE-SW, abrangendo um total de 35 planos medidos (Figura 5.61). As atitudes desses planos variam de N40E a N50E, com mergulhos entre 50 e 60 graus, mas com maior número de medidas mergulhando para noroeste, conforme pode ser observado na figura 5.62. As estrias de atrito observado nessas falhas podem ser *down-dip*, mas também algumas atitudes possuem obliquidade de até 20 graus para noroeste e sudeste (315/60 ou 130/70) e, nesses casos, possuindo ângulos de mergulhos mais altos que o padrão das falhas normais (Figura 5.63), indicando forte componente direcional associada aos planos de falhas.

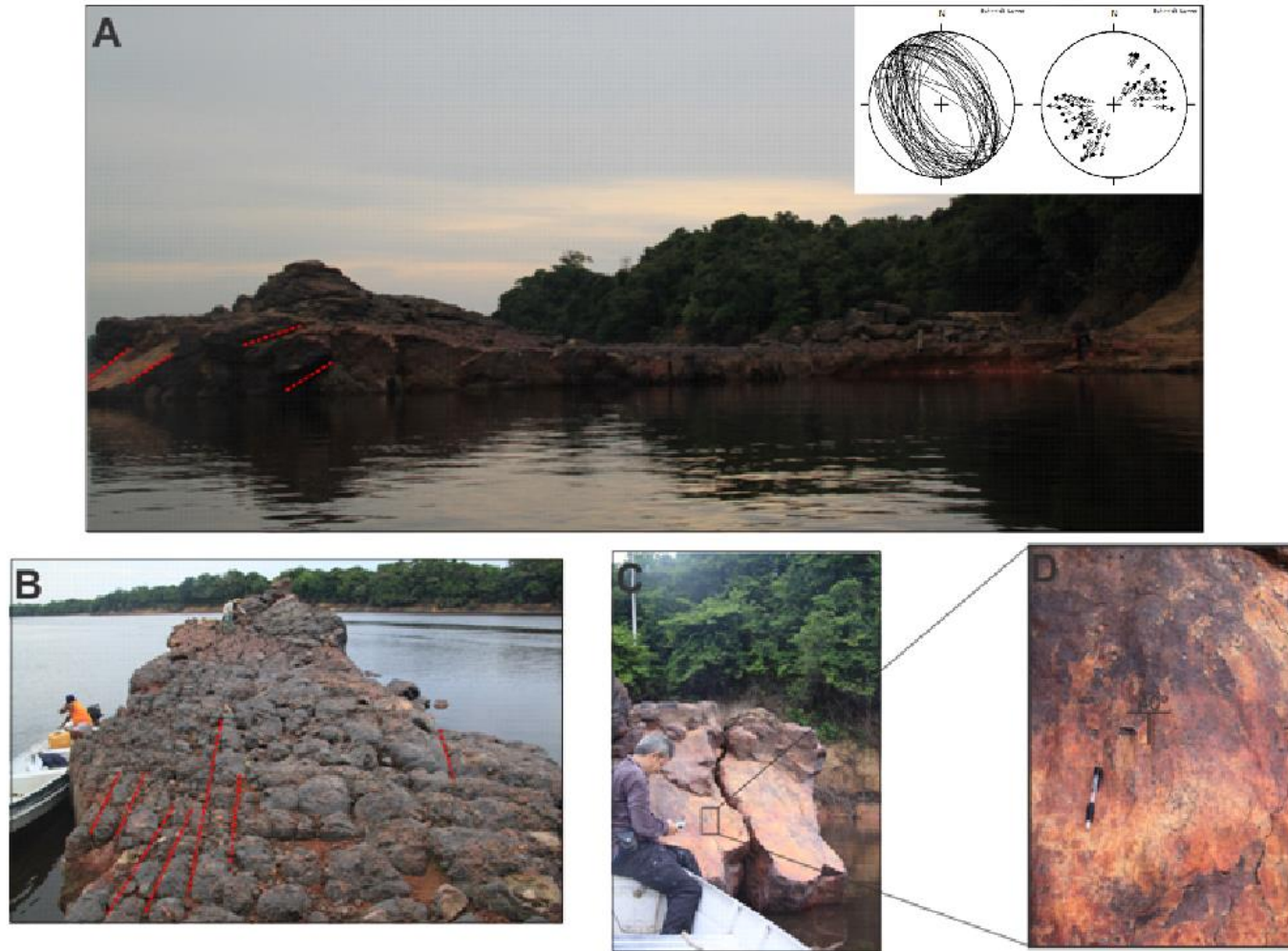


Figura 5.60: (A) Visão do afloramento (Ap 13) de blocos silicificados da Fm. Alter do Chão, em vermelho os planos de falhas NW-SE, na margem do rio Negro, próximo a foz do rio Apuaú; (B) topo do bloco com juntas NE-SW; (C) e (D) mostram detalhes da superfície estriada de falhas NW-SE.

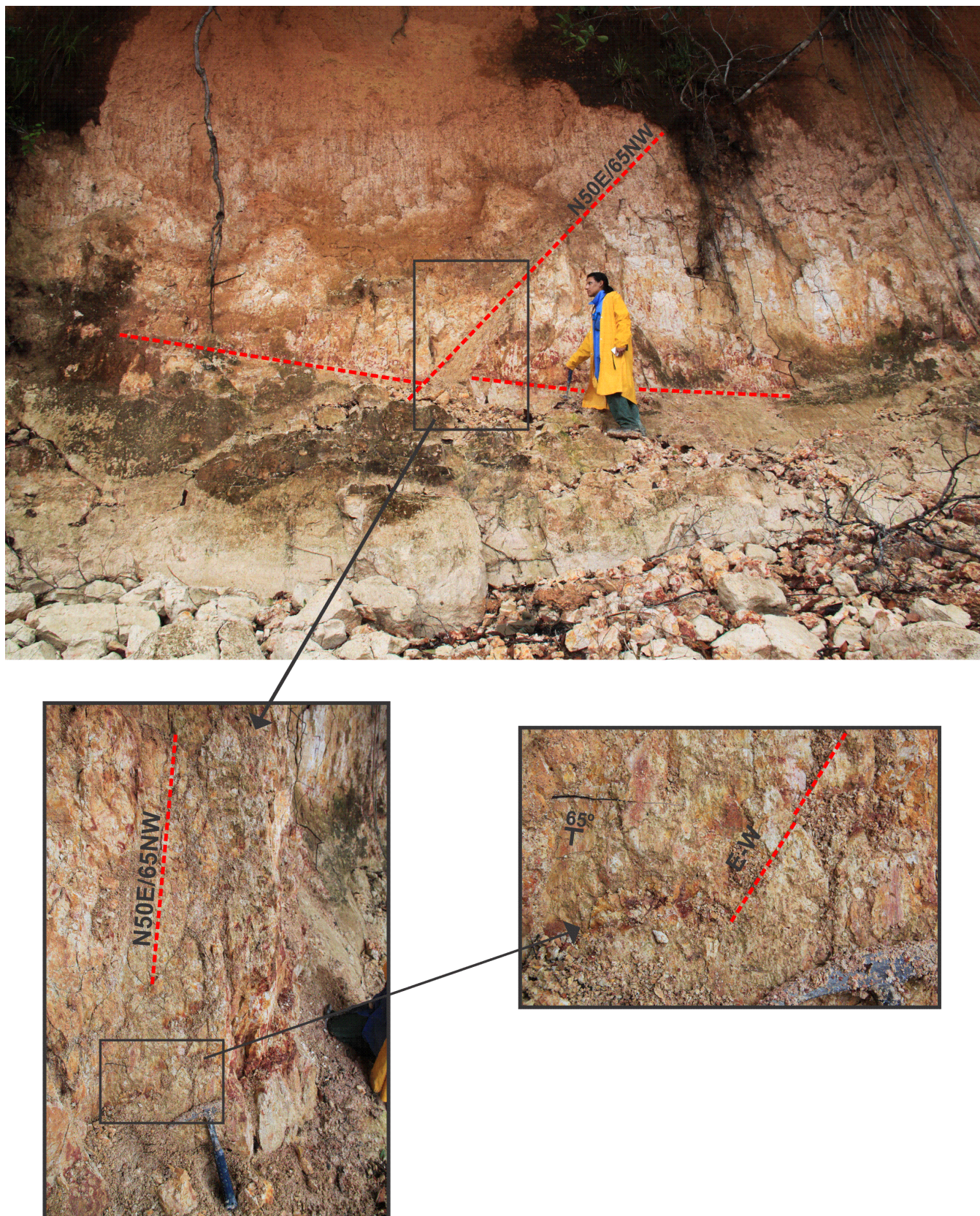


Figura 5.61: Encosta de sedimentos alterados da Fm. Alter do Chão (Ap 25), na margem esquerda do rio Apuaú, mostrando falhas normais N50E/65NW cortadas por falhas normais E-W. (Afloramento Ap 25).

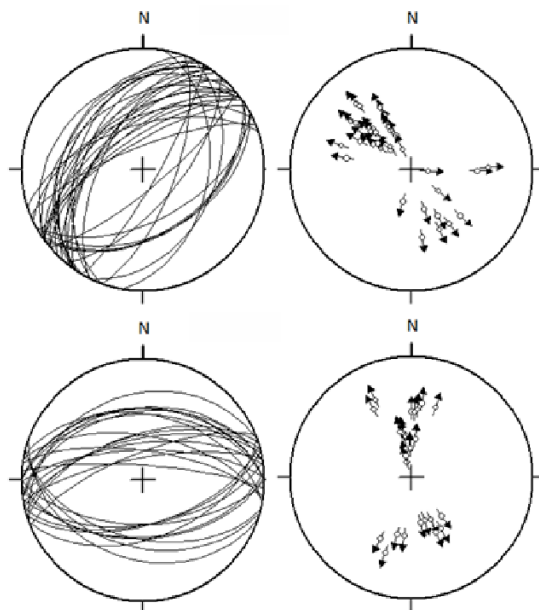


Figura 5.62: Distribuição das famílias de falhas normais NE-SW, por vezes mostrando obliquidade, com falhas E-W no afloramento AP-25, na margem esquerda do rio Apuaú.

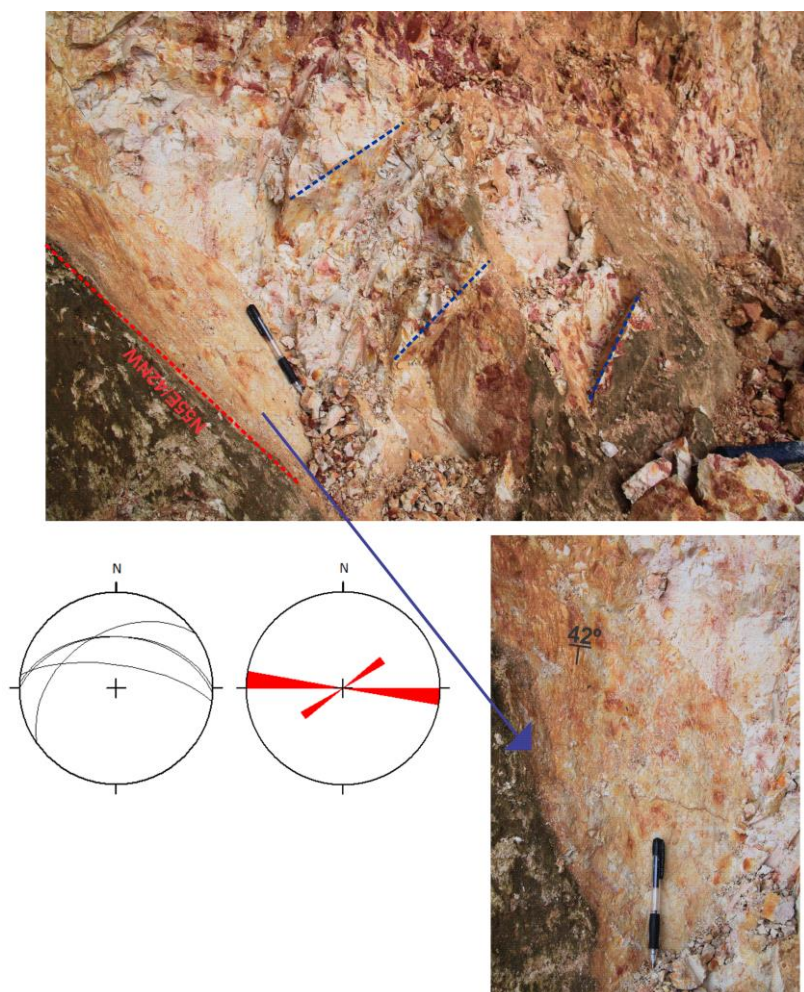


Figura 5.63: Plano de falha normal N55E/42NW deslocando falhas E-W com detalhe da superfície estriada de falha principal. Projeção ciclográfica das duas famílias de falhas. (Margem esquerda do rio Apuaú afloramento Ap 25).

Nesse mesmo afloramento (Ap 25), mais adiante nessa mesma margem do rio, foram obtidas atitudes de algumas falhas normais E-W (N80E/49NW) com estrias 355/49. Essa falha, em especial, corta o perfil de alteração intempérico desenvolvido na Formação Alter do Chão, colocando em contato o nível argiloso amarelado (do topo) com o nível caulínico do saprólito (Figura 5.64). A Falha N89E/450NW, observada nesse perfil está cortada pelas falhas NE-SW e NW-SE, conforme visto em campo em camadas alteradas argilo-arenosa da Fm. Alter do Chão (Figura 5.65). As falhas NW-SE é uma estrutura mais nova que corta as duas outras falhas.

Esse dado pode ser observado no afloramento em lajedo na margem esquerda do rio Negro (Ap 28), que mostra blocos rochosos de arenito da Formação Alter do Chão falhado. Nesse afloramento, falhas normais NW-SE antitéticas estão em maior quantidade com mergulhos para nordeste (N40W/40NE). Essas falhas cortam as falhas N20E (110/44) que correspondem ao plano da foto (Figura 5.66).

As falhas normais N-S são menos frequentes, sendo localizadas em grande parte nas rochas da Formação Alter do Chão (afloramentos Ap 01, Ap 13, Ap 25, Ap 26, Ap 28 e Ap 29) totalizado 16 medidas, enquanto que no arenito da Formação Nhamundá (Ap 16) só foram determinadas juntas. Esses dados foram individualizados em duas famílias diferenciadas pelo ângulo de mergulho das superfícies falhadas. As falhas com essa orientação foram interpretadas como normais, com ângulo médio de mergulho para o quadrante leste-nordeste a leste. Algumas medidas apresentam alto ângulo de mergulho e leve obliquidade da atitude da estria. Uma orientação obtida foi N19W/70NE, enquanto que a segunda família possui direção aproximada N05E/20SE ou N05W/20NE, conforme pode ser analisado na Figura 5.67.

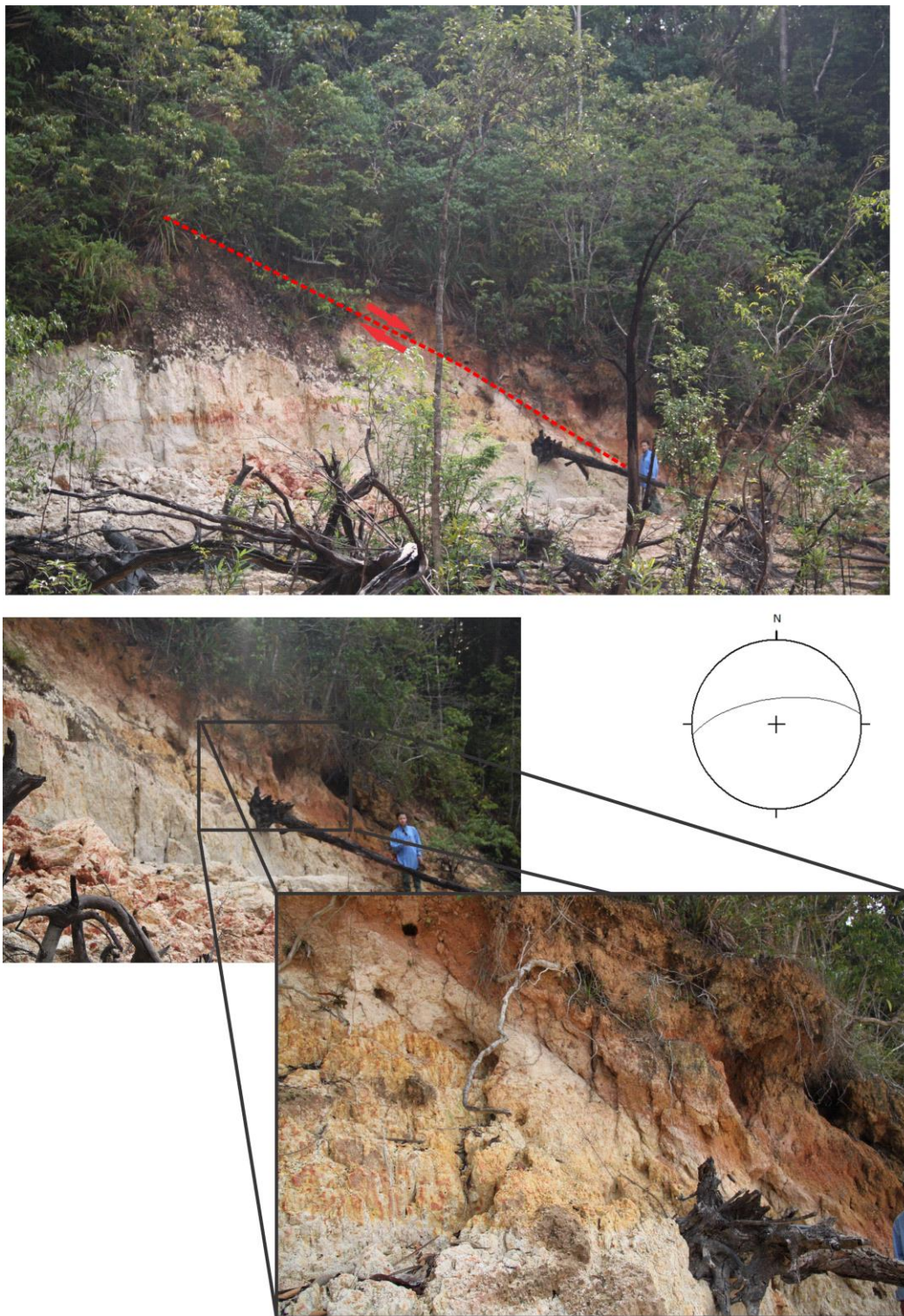


Figura 5.64: Foto do afloramento (Ap 25) na margem esquerda do rio Apuaú que mostra em detalhe o deslocamento das falhas normais N80E/49NW. Detalhe do contato entre os níveis alterados do topo e base da Fm. Alter do Chão.

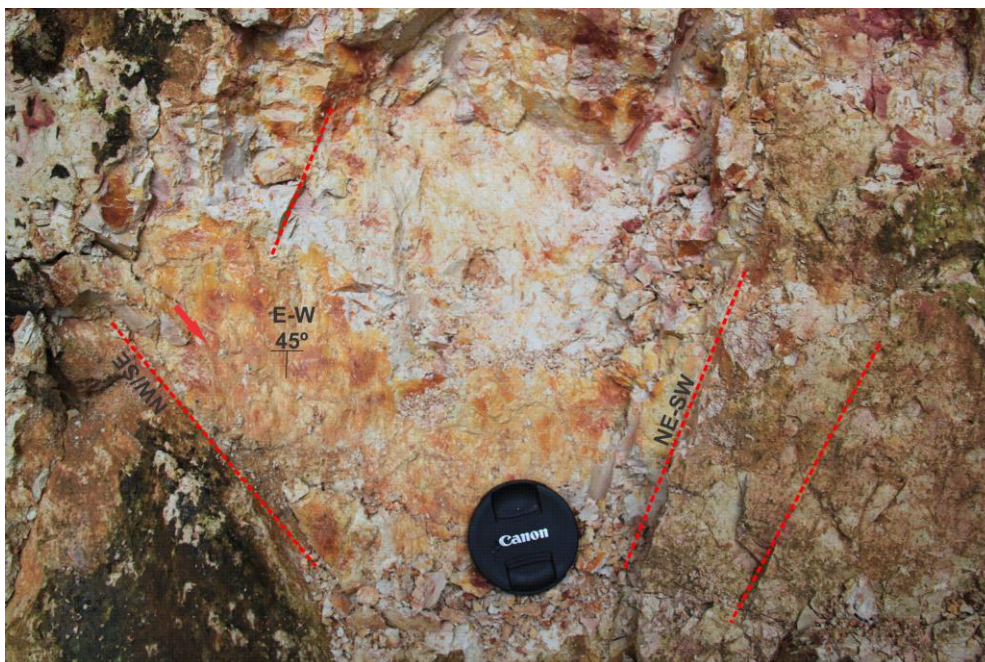


Figura 5.65: Falha N89E/45NW cortada pelas falhas NE-SW em camadas alteradas argilo-arenosa da Fm. Alter do Chão, a seta vermelha indica o espelho de falha EW com mergulho das estrias a 45° (Ap 25 rio Apuaú AM). As falhas NW-SE cortam as duas outras falhas.



Figura 5.66: Afloramento na margem esquerda do rio Negro (Ap 28), que mostra blocos rochosos em lajedo da Fm. Alter do Chão, falhas normais NW-SE antitéticas (50/40 mergulham para a esquerda), cortando falhas N20E (110/44) no plano da foto.

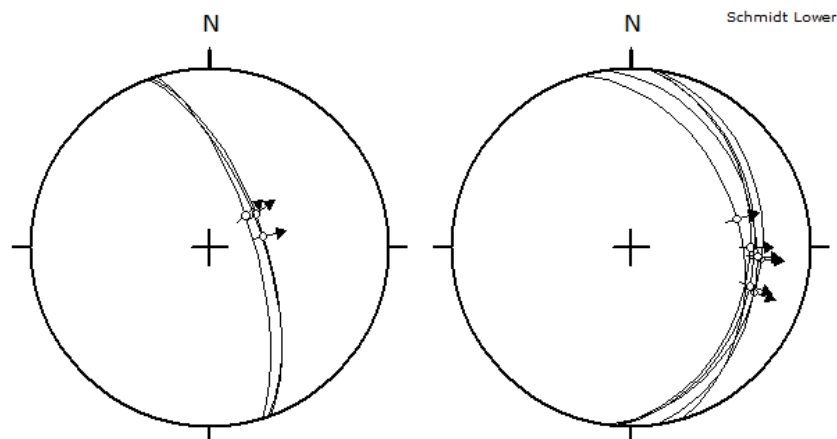


Figura 5.67: Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas N-S de alto e baixo ângulo, respectivamente. As setas indicam o mergulho das estrias.

5.5.3 Falhas Transcorrentes

As falhas transcorrentes descritas foram mapeadas exclusivamente em arenitos endurecidos da Formação Alter do Chão em lajedos na margem do rio Negro, como observados na figura 5.69 (Afloramento Ap 28 e Ap 29). Maior número de medidas foi obtido para falhas transcorrentes com atitude aproximadamente E-W, N85W/86SW, por exemplo, as quais apresentam cinemática dextral. No afloramento Ap 29 as atitudes para falhas transcorrentes com a direção NE-SW são do tipo sinistral (N30E/81SE). Já na direção N-S pouquíssimas falhas foram mapeadas, sendo difícil a caracterização dessa orientação. A figura 5.68 sintetiza os dados estruturais obtidos para falhas transcorrentes na área de estudo.

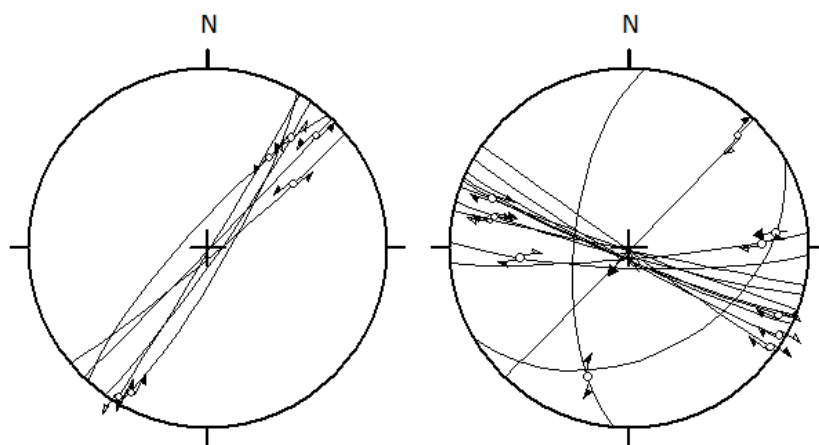


Figura 5.68: Projeções estereográficas (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) dos planos e estrias das falhas transcorrentes sinistrais e dextrais, respectivamente. As setas indicam o caimento das estrias.

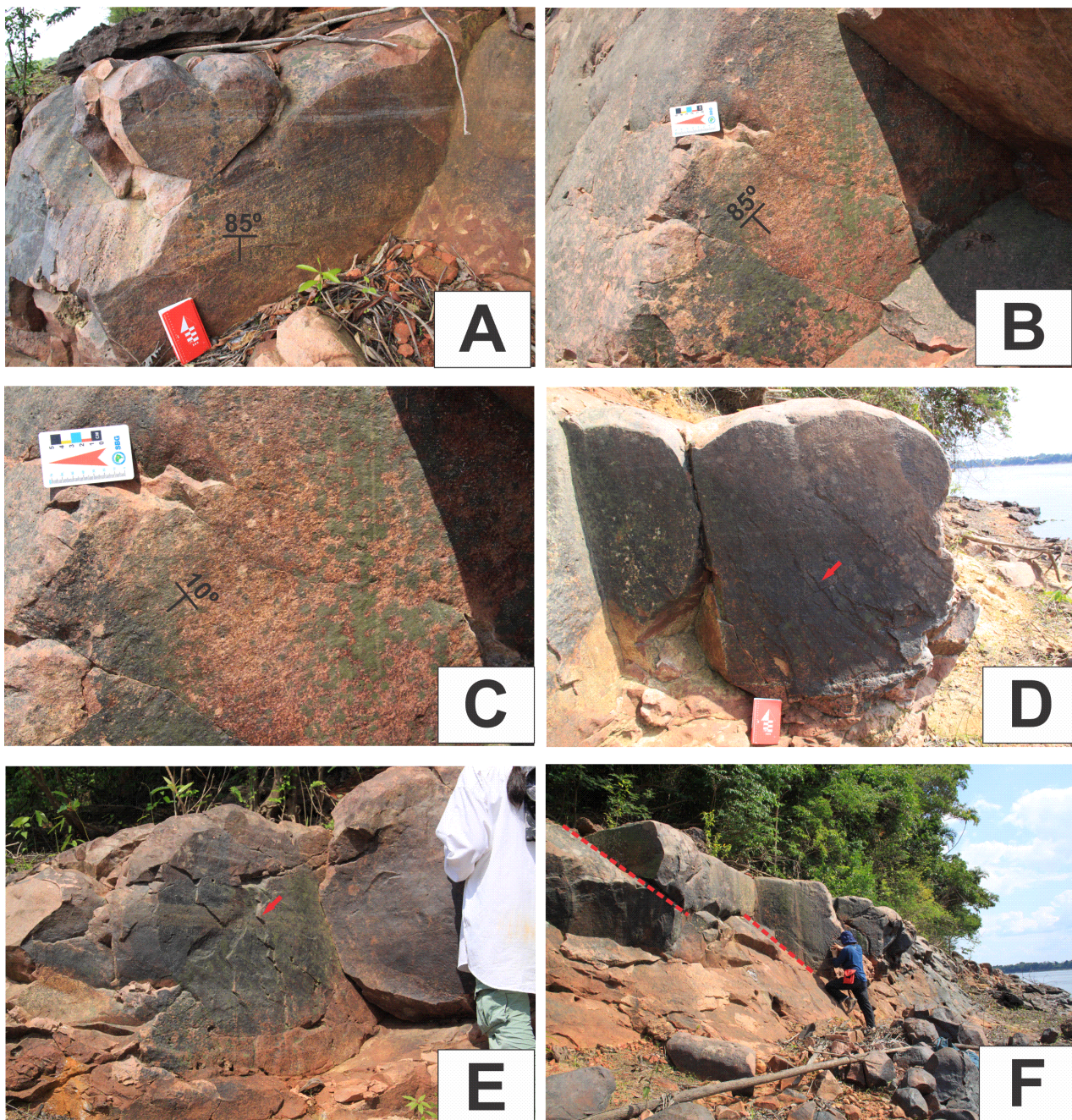


Figura 5.69: (A) Plano de falha transcorrente oblíqua dextra e (B) detalhe do mergulho das estrias da foto anterior; (C) plano de falha transcorrente oblíqua dextra associada com falhas normais; em (D) e (E) a seta vermelha indica os steps de falhas transcorrentes destrais e (F) plano de falha transcorrente dextra N44W/89SE. Afloramentos na margem esquerda do rio Negro (Ap 28 e Ap 29).

5.5.4 Análise Cinemática

A análise cinemática permitiu estabelecer pelo menos três eventos geológicos distintos para geração das estruturas, conforme seguiu a descrição abaixo.

As estruturas a NS com alto ângulo de mergulho possuem σ_1 260/68, σ_2 160/04 e σ_3 068/22, configurando um sistema distensivo a NE-SW. As falhas de mesma direção com baixos ângulos de mergulho têm σ_1 106/77, σ_2 004/03 e σ_3 274/13, num sistema distensivo a EW. A figura 5.70 mostra as projeções estereográficas dos eixos de paleotensões para cada uma delas respectivamente.

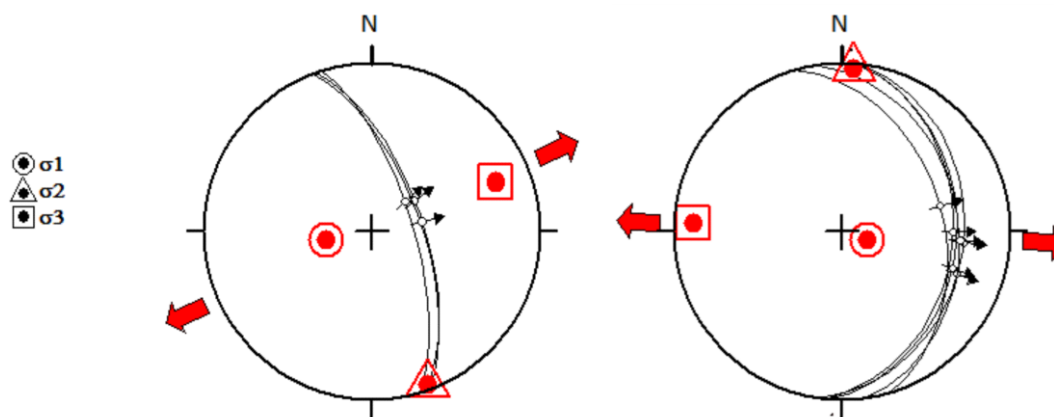


Figura 5.70: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas normais N-S, de alto e baixo ângulo de mergulho, respectivamente, as setas vermelhas indicam as paleotensões.

A cinemática para o conjunto de estruturas EW aponta o σ_1 na direção 207/79 o σ_2 está a 083/06 e o σ_3 a 352/09, indicando um sistema distensivo posicionado NS (Figura 5.71).

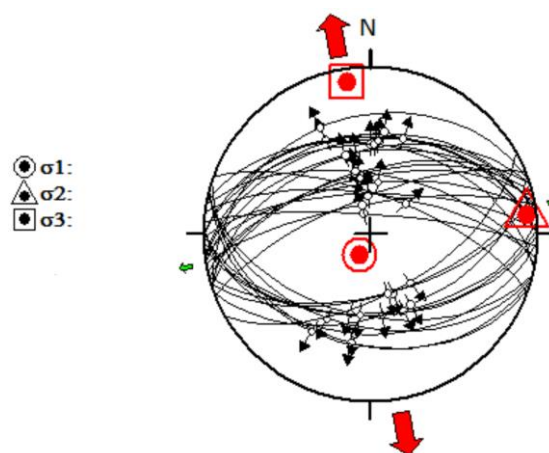


Figura 5.71: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas normais E-W, as setas vermelhas indicam as paleotensões. Produzido pelo próprio autor.

A cinemática para o conjunto de falhas N35E/75NW e N62E/45SE, o σ_1 tem atitude 239/68, σ_2 060/22 e σ_3 330/00, indicando um sistema distensivo a NW-SE de acordo com a figura 5.72. Este sistema é considerado jovem, uma vez que foram vistas em campo, falhas NE-SW cortando falhas mais antigas EW.

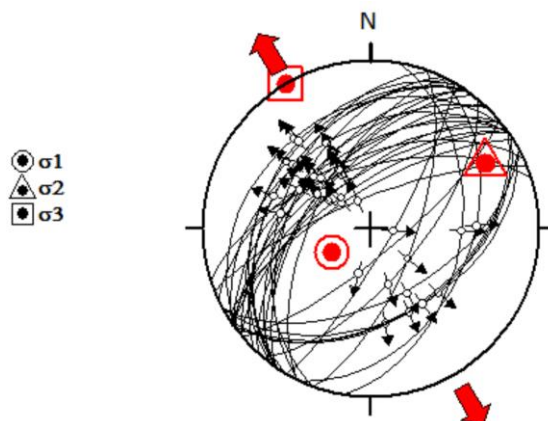


Figura 5.72: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas normais NE-SW, as setas vermelhas indicam as paleotensões.

Para as medidas N46W/60NE e N29W/65SW o σ_1 tem direção 227/81, σ_2 329/02 e σ_3 059/08 indicando um sistema distensivo a NE-SW, conforme a figura 5.73. Este corresponde ao evento tectônico mais jovem, pois em campo, falhas NW-SE cortam as demais estruturas já mencionadas.

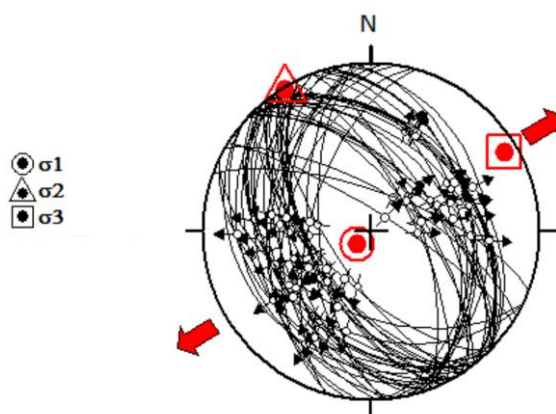


Figura 5.73: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) para as falhas normais NW/SE com os sigmas, as setas indicam as estrias das falhas.

Falhas transcorrentes de movimento sinistral oblíquas tem seus eixos de paleotensões posicionados para σ_1 as direções 347/18, σ_2 222/58 e σ_3 087/08 indicando um sistema compressivo próximo a N-S combinado com distensão próxima a E-W. As falhas de movimento dextral oblíquas configuram um sistema

compressivo a NW-SE com distensão a NE-SW, e para esse conjunto os eixos de paleotensões têm as seguintes medidas: σ_1 318/06, σ_2 198/78 e σ_3 049/16. A figura 5.74 mostra a disposição dos tensores de maior intensidade para as falhas transcorrentes obliquas sinistras e dextrais respectivamente.

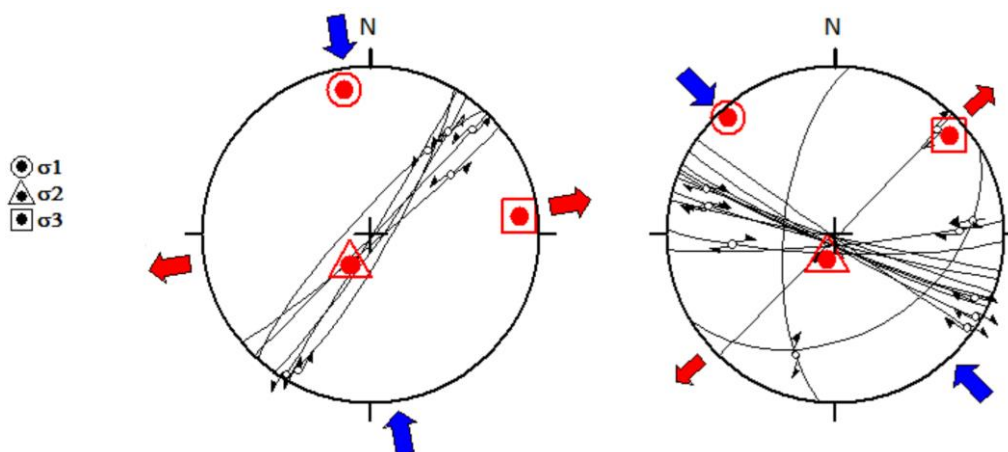


Figura 5.74: Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) das falhas transcorrentes sinistras e dextrais, respectivamente, as setas vermelhas indicam as paleotensões. Produzido pelo próprio autor.

A figura 5.75 demonstra a distribuição dos tensores por afloramentos, o conjunto 1 é a porção da bacia do rio Apuaú com maior concentração de falhas normais distribuídos nos afloramentos Ap01, Ap13, Ap25 e Ap26. As falhas transcorrentes sinistras e dextrais concentram-se apenas nos afloramentos Ap28 e Ap29 na margem esquerda do rio Negro, mas também possuem falhamento normal com direções NE-SW, NW-SE e E-W, e as projeções estereográficas das juntas medidas em campo. Abaixo do mapa, modelo de Riedel para as falhas transcorrentes dextrais.

A figura 5.76 refere-se ao modelo

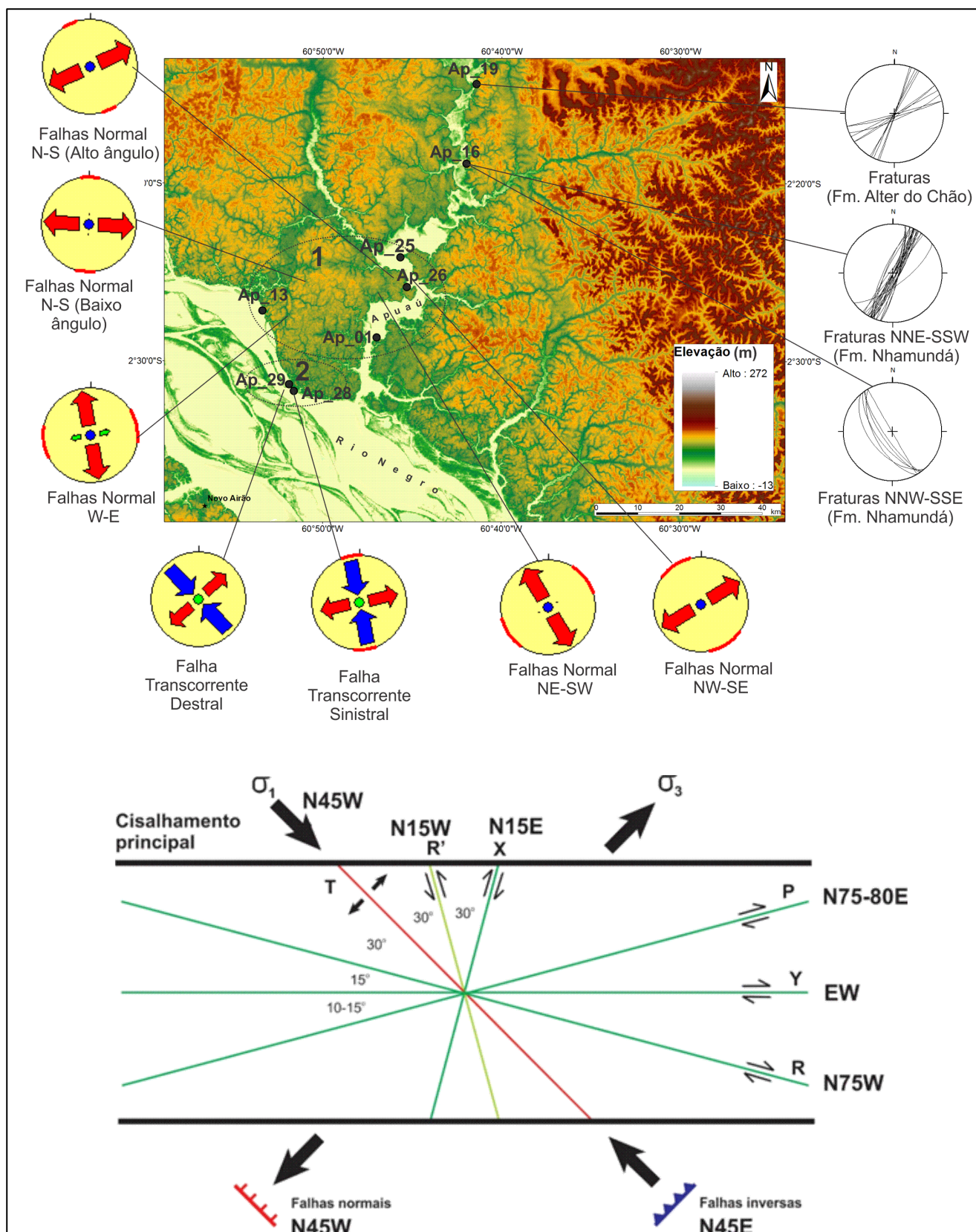


Figura 5.75: Distribuição dos tensores e juntas por afloramentos, nota-se uma concentração maior de falhas normais nas margens próximas a foz do rio Apuau, e as transcorrentes são exclusivas na margem esquerda do rio Negro próximo a foz do rio Apuau.

5.5.5 *Compartimentação morfotectônica*

A partir das análises estrutural e cinemática dos dados coletados em campo, juntamente com toda a análise geomorfológica e das idades de sedimentos adquiridas, foi elaborado o modelo de compartimentação tectônica para a região da bacia do rio Apuaú dividido em cinco blocos geomorfológicos.

A região é formada por blocos rochosos desnivelados, rotacionados, controlados por falhas transcorrentes com componente de mergulho normal (transcorrentes normais), e por falhas normais, principalmente as direcionadas a NW-SE. Assim, poderiam ser traçadas algumas dessas falhas normais, conforme a figura 5.76, e descritas individualmente.

As falhas marcadas na figura 5.76 foram traçadas com base na morfologia e compartimentação do terreno, levando em conta os dados de falhas e juntas levantados em campo e o seu papel na organização dos blocos. Assim, são todas inferidas, marcadas ao longo dos limites dos blocos por elas separados.

5.5.5.1 *Margem esquerda do rio Negro*

A margem esquerda do rio Negro, constituída por blocos silicificados da Formação Alter do Chão, é seccionada por falhas transcorrentes destrais oblíquas como as que foram vistas nos afloramentos Ap 28 e Ap 29.

A região ainda consiste de blocos abatidos para dentro do rio Negro, estes são soerguidos (e rotacionados) a NE, com basculamento da superfície do terreno para ENE, indicado pela drenagem, pois neste trecho as drenagens correm para o afluente do Rio Apuaú, mais distante, e não para o Rio Negro. Arranjo clássico de paisagem tectônica de falha normal com rotação de bloco (no caso, o bloco alto). Exemplos destes blocos foram vistos no afloramento Ap 13.

A segmentação deste traço de falha para SE é dada por traços de falhas transcorrentes destrais (algumas delas reconhecidas nos afloramentos Ap 28 e Ap 29 na margem esquerda do rio Negro, e é direcionada para a região de Manaus, ajustando-se aos traços de falhas já reconhecidos nesta região por Silva (2005), Igreja e Franzinelli (1990), entre outros. Em termos regionais, esta falha representa o principal marcador do limite da bacia do rio Solimões, demarcando forte controle

estrutural do rio Negro e da ocorrência dos sedimentos pleistocênicos e holocênicos desta porção da bacia amazônica.

5.5.5.2 Norte da bacia do rio Apuaú

A região é controlada por falha normal NE-SW, inferida a partir da paisagem, com blocos soerguidos na porção NW, formando o relevo local e como forte condicionante estrutural da morfologia da bacia. Os arranjos de falhas normais direcionadas NE-SW, reconhecidas em afloramentos distantes (Ap 01, Ap 13, Ap 25, Ap 28 e Ap 29) de seus traços, são tentativamente correlacionados a este conjunto de falhas. É entendido como fortemente controlado pelas falhas transcorrentes, tendo servido de ferramenta de acomodação do movimento dos blocos, formando arranjo de bloco mais abatido para SE, para dentro da bacia do rio Apuaú.

5.5.5.3 Região do rio Bariuaú

Esta falha condiciona o afluente principal (Rio Bariuaú) da margem direita do rio Apuaú, formando arranjo de bloco soerguido a WSW e abatido a ENE, Neste arranjo, ao longo dos perfis longitudinais dos rios são reconhecidas importantes anomalias, do tipo *knickpoints*, inclusive visto em campo como região de corredeira no afloramento Ap 03, provavelmente associadas aos movimentos relativos entre os blocos e ao recuo erosivo progressivo, deslocando os *knickpoints* para montante. (Falha de alto ângulo, normal, com caimento para NE e bloco abatido a NE).

Para dentro do bloco abatido, na calha central do rio Apuaú, consiste no principal sítio de acúmulo de sedimentos da planície aluvionar e dos paleo-terraços mapeados na região. A datação de sedimentos para este local revelou idades muito baixas para o afloramento Ap 03 e idades próximas a 20.000 anos para os paleocanais dos afloramentos Ap 11 e Ap 14.

5.5.5.4 Falha normal na região NW-SE

Falha normal com bloco abatido a SW, paralela e semelhante à falha normal do rio Negro. É condicionada pelo relevo elevado a NE, com forte controle estrutural do bloco soerguido e de traços de drenagem. A partir de seus traços para NE, o perfil longitudinal do rio Apuaú e seus afluentes exibem forte anomalia positiva, do tipo *knickpoint*, que foi observado no afloramento Ap 16, condicionando para jusante o

acondicionamento das principais acumulações de sedimentos na planície aluvionar, nos paleo-terraços e paleocanais.

Ao longo de seus traços, no rumo SE, são reconhecidos *knickpoints* alinhados, bem como zonas de confluência de drenagem alinhadas, formando arranjo típico de paisagem tectônica (*tectonic landform*) associada à falha normal.

Ao longo de seus traços, para SE, é possível verificar que coincide com a Falha de Baependi (VAL et al. 2013), à qual está associada a feição de blocos soerguidos e rotacionados, com anomalia de captura do rio Cuieiras e abandono do antigo canal.

5.5.5.5 Arranjo de falha normal inferido

Na região nordeste da bacia do rio Apuaú, o arranjo de falha normal foi inferido, reconhecido a partir das feições geomorfológicas semelhantes ao quadro da falha descrita anteriormente.

5.5.5.6 Falha transcorrente a Norte

Zona de falha inferida, com orientação compreendida entre N70E e EW, de componente direcional tipo falha dextral, com movimentação oblíqua e arranjo das falhas normais. Baliza as falhas normais e limita a zona abatida da calha do rio Apuaú.

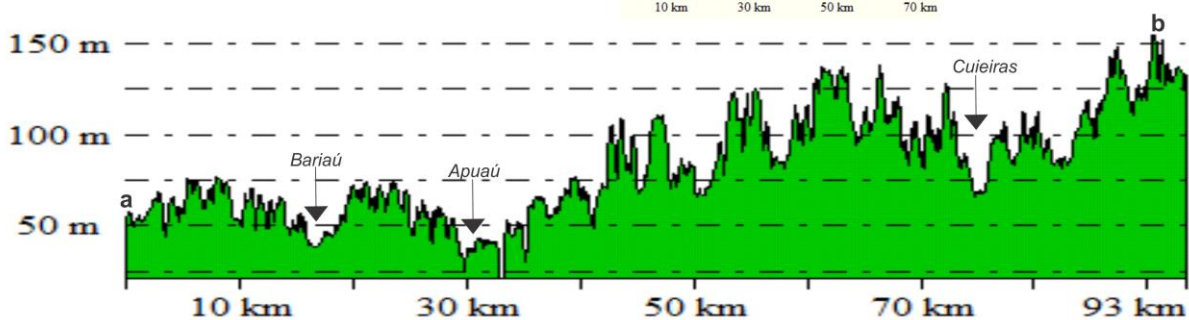
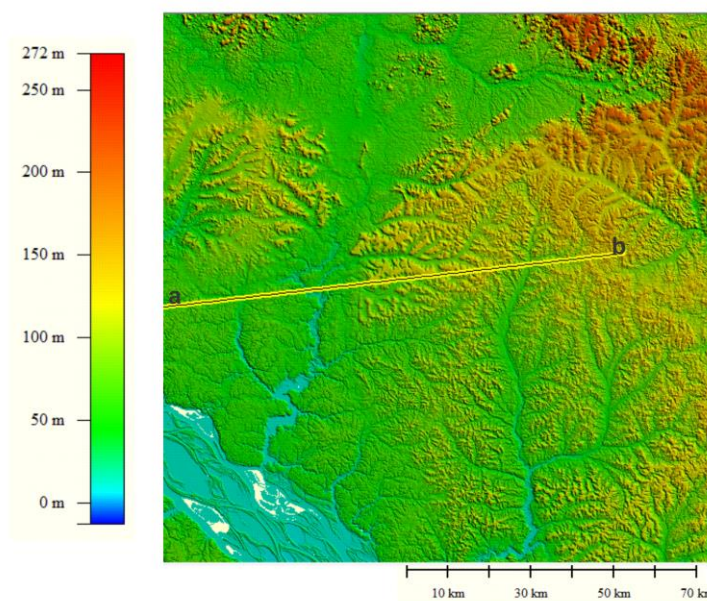
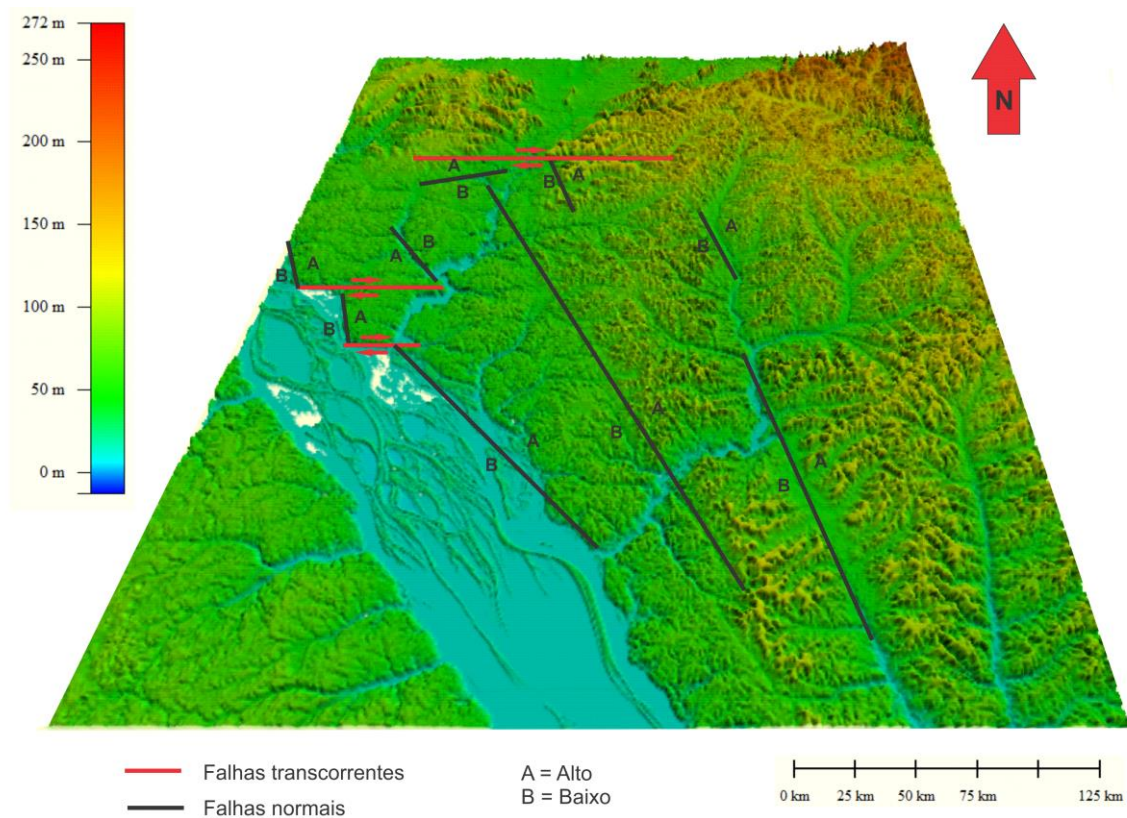


Figura 5.76: Modelo da compartimentação tectônica gerada para região da bacia do Rio Apuaú, a partir do Modelo Digital de Elevação (SRTM), abaixo perfil topográfico mostrando a variação na altimétrica da região.

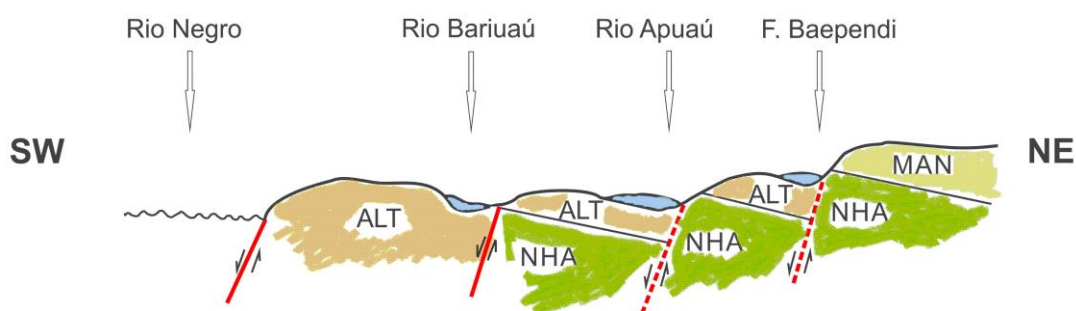
6 DISCUSSÃO

Os trabalhos realizados na bacia hidrográfica do rio Apuaú permitiram o reconhecimento de uma compartimentação morfotectônica em blocos, interpretada como decorrente da atuação de falhas geológicas no controle da paisagem.

Assim, a partir dos trabalhos de campo, foi possível reconhecer a distribuição das litotipos e das coberturas aluvionares em diferentes compartimentos ou blocos tectônicos, sendo em grande parte seus limites marcados por rupturas de declive nos cursos de drenagens, os chamados *knickpoints*, além de reconhecer as feições estruturais (falhas e fraturas) e coletar destes dados juntamente com sedimentos para datação de depósitos quaternários.

Com respeito à distribuição das litotipos, foram reconhecidas as unidades litoestratigráficas do Grupo Trombetas, representadas pelas formações Nhamundá e Manacapuru, e do Grupo Javari, representada pela Formação Alter do Chão. As unidades mais antigas ocorrem na porção norte da bacia, porém não foram alcançados seus afloramentos.

A Fm Nhamundá aflorou apenas nas margens do Médio Vale do rio Apuaú, assim como a Fm Manacapuru. Suas ocorrências em porções topograficamente mais elevadas que os sedimentos da Fm Alter do Chão são interpretados como decorrente da rotação de blocos falhados, promovendo a inclinação dos estratos e a justaposição de camadas mais jovens ao lado de camadas mais antigas (Figura 6.1). Na região do rio Bariuaú afloram rochas da Fm. Nhamundá em áreas onde há corredeiras.



LEGENDA

Depósitos Quaternários ALT - Fm. Alter do Chão MAN - Fm. Manacapuru NHA - Fm. Nhamundá

Figura 6.1: Seção esquemática dos blocos rotacionados, separados por falhas normais NW-SE.

Este controle estrutural por blocos tectônicos adernados parece reger também a distribuição das coberturas aluvionares, pois os vales mais amplos de paeloterraços ocorrem na porção abatida dos blocos, ou seja, na margem direita do rio Bariuaú, logo acima da confluência com o rio Apuaú; na margem direita do rio Apuaú, no trecho compreendido entre os igarapés Água Boa e Apuauzinho, e no baixo curso do Igarapé Apuauzinho, conforme pode ser observado na figura esquemática 6.1 e no mapa geológico-estrutural da região do rio Apuaú. O reajuste da rede de drenagem, provavelmente a partir da rotação dos blocos, fez com que os afluentes do rio Bariuaú escoassem para E, ao contrário da direção do rio Negro. Este reajuste superpôs os traços da rede de drenagem e organizou novas planícies mais estreitas, drenando para Sul, em direção ao rio Negro.

A aplicação do método de datação dos depósitos aluvionares por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) resultou idades mais antigas marcando paleoterraços com idade mais antiga de 53.000 a 62.200 para o afloramento Ap01, e depósitos com idades entre 21.300 para o afloramento Ap07. Os paleocanais dos afloramentos Ap11 e Ap14 apresentaram idades de 20.300 e 23.100 anos e os depósitos de planícies atuais (Ap03 e Ap06) indicaram idades muito recentes entre 1.100 e 170 anos, que podem estar relacionadas às condições de cheia dos rios no momento da coleta.

Várias cachoeiras são reconhecidas nas cartas topográficas, ajustadas aos limites altos e baixos entre os blocos rotacionados. Além disso, os trabalhos de campo levaram ao reconhecimento de corredeiras e afloramentos rochosos no leito do rio, onde foram reconhecidos alguns afloramentos das rochas mais antigas (Fm Nhamundá e Fm Manacapuru).

A aplicação das técnicas de obtenção automática da rede de drenagem, por meios de rotinas aplicadas sobre os modelos SRTM com auxílio de *softwares* de geoprocessamento, o ArcGIS, e de tratamento dos dados, MATLAB, resultou na elaboração de perfis longitudinais dos rios e na identificação das rupturas de declive. Mais do que isso, resultou em mapa de distribuição das anomalias positivas (áreas elevadas) e negativas (segmentos rebaixados) do perfil do rio, permitindo a localização dos *knickpoints*. Em boa parte do mapa, os segmentos correspondentes

às áreas rebaixadas coincidem com as áreas de ocorrência dos depósitos aluvionares mais antigos e com as porções abatidas dos blocos tectônicos.

Sobre a análise estrutural, é preciso abordar primeiramente o quadro macroscópico marcado pelo padrão de fraturamento regional, tanto indicado pela literatura quanto pelo arranjo da rede de drenagem local. A direção NW-SE corresponde aos traços principais do Rio Negro, bem como de afluentes do Rio Amazonas para leste. Na análise dos lineamentos estruturais, os traços NW-SE correspondem aos mais marcantes, tanto em termos de quantidade de traços dentro da Bacia do rio Apuaú, quanto aos segmentos mais extensos ali caracterizados, inclusive condicionando o rio Bariuaú, principal afluente do rio Apuaú. São marcados também pelas anomalias do relevo, ajustando pelo menos em parte aos limites dos blocos tectônicos. Os lineamentos NE-SW também são evidentes, acompanhados ainda das direções EW e NS. Os traços EW e NS são bem marcantes na foz do rio Apuaú, expressando ali uma angularidade bem marcante nas margens deste rio, provavelmente favorecendo a formação de pequenos lagos e o abandono de meandros diminutos, estas feições são claras nas imagens de satélites. Em alguns trechos do próprio Apuaú, ocorrem o padrão retilíneos controlados pelas orientações NW-SE e NE-SW,

Estas direções se repetem nas análises das juntas obtidas em campo, reconhecidas por extenso e persistente fraturamento nos afloramentos rochosos, com predomínio das juntas NE-SW, seguidas pelas direcionadas NW-SE. As direções EW e NS, marcadas no quadro macroscópico, parecem estar associadas a falhas assim direcionadas.

O quadro das falhas é marcado pelo predomínio das falhas normais, ora direcionadas NW-SE, ora NE-SW, localmente com componente direcional importante. Poucas falhas transcorrentes completam o quadro estrutural, porém são importantes para o estabelecimento do controle tectônico local.

As falhas normais NW-SE são mais marcantes e foram reconhecidas como as mais jovens de todas. Têm forte controle na organização do rio Negro no setor, e se propagam para dentro da Bacia do rio Apuaú promovendo a rotação dos blocos acima indicada. A Falha de Baependi adentra a Bacia do rio Apuaú a partir de sua borda SE,

aparentemente controlando a ocorrência de amplo paleoterraço dentro desta bacia. Em termos de importância, são seguidas pelas falhas NE-SW, que condicionam parte do curso do rio Apuau e, em termos macroscópicos, parecem estar associadas às falhas das margens do rio Amazonas, na região de Manaus (SILVA, 2005). Foram reconhecidas como mais antigas que as falhas NW-SE, e por sua vez são mais jovens que as falhas EW, terceiro conjunto em importância.

Outra resposta vista em campo da atuação destes falhamentos corresponde a variações nas orientações das antigas correntes dos canais abandonados, alguns canais tinham suas correntes opostas ao atual regime do rio como apresentado na figura 5.30. Com os resultados das datações LOE nos depósitos quaternários, podemos supor que o evento geológico mais recente tenha ocorrido durante o Plio-Pleistoceno ou até mesmo no Quaternário, como indica a idade de 21.100 anos do Ap11 nas mediações do rio Bariuaú, neste período provavelmente tenha ocorrido a captura deste rio mudando o sentido do seu fluxo. Porém, a complementação de novos métodos para datação seria necessária para esta definição e, abrindo assim uma ampla discussão a respeito.

Nos maiores afloramentos, reconhecidos nos barrancos do rio Negro, foi possível encontrar ainda falhas transcorrentes ou com forte componente direcional, tanto destrais quanto sinistrais, deformando os sedimentos já oxidados.

Do ponto de vista da análise cinemática destas falhas, pelo menos três conjuntos de eixos de paleotensão podem ser deduzidos a partir das falhas normais ou com forte componente normal, sendo apresentados a seguir: o mais marcante deles posiciona σ_3 em NE-SW até EW, marcando um evento distensivo que, pelas falhas associadas, deve ser o mais jovem de todos; o segundo conjunto, também marcado pelas falhas normais, posiciona σ_3 em NW-SE, pela relação de superposição de falhas ocupa uma posição temporal intermediária; e o terceiro, interpretado como mais antigo, permite uma posição de σ_3 próxima a NNW-SSE.

Para as falhas transcorrentes, os eixos de paleotensão deduzidos apontam para compressão em NW-SE para as falhas destrais, e de modo quase semelhante, NNW-SSE para as falhas sinistrais, isso indica que são correspondentes ao mesmo evento tectônico. O fato de se reconhecer falhas transcorrentes na região aponta para

regime compressivo, semelhante aos já apresentados por Costa et al. (2001) (Figura 6.2), Silva (2005), Silva et al. (2007).

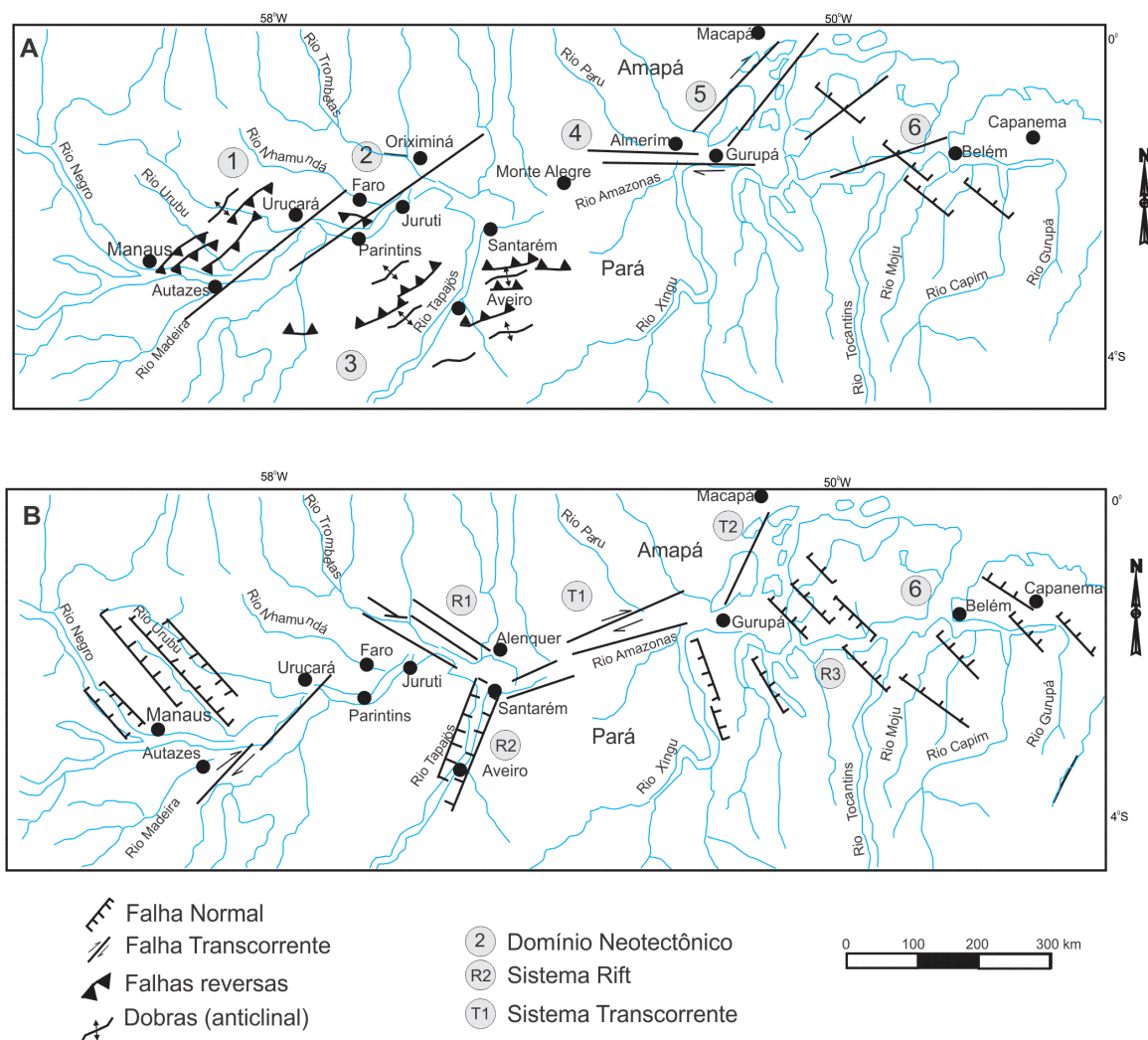


Figura 6.2: Mapa estrutural do Terciário (A) e Quaternário (B) ao longo da calha do rio Amazonas, modelo de Costa et al. (2001).

Do ponto de vista evolutivo, é possível correlacionar as falhas e os regimes por elas indicados a eventos de caráter regional ou mesmo continental, conforme já indicado por autores anteriores.

O conjunto mais antigo de falhas normais, direcionadas EW e correspondendo a evento distensivo próximo a NS, pode ser tentativamente correlacionado ao processo de sedimentação da Formação Alter do Chão, conforme indicado por Wanderley (1991). Este evento teria ocorrido ainda no Cretáceo, podendo até mesmo ter avançado no Cenozoico, como indica Fernandes Filho et al. (1995). Igreja e

Franzinelli 1990, Costa et al. (1991, 1994), Bemerguy (1997), Bezerra et al. (1999), Silva et al. (2003b, 2004a), dentre outros, reportam que estas falhas funcionam como transcorrências destrais e condicionam o sistema de relevo e drenagem e limitaram a formação de bacias no Quaternário ao longo da calha do rio Solimões e do rio Amazonas.

Falhas normais NE-SW são oriundas de um evento tectônico recente, pois cortam toda sequência da Formação Alter do Chão, além do horizonte laterítico e a cobertura coluvionar, e tem mergulho tanto para sudeste quanto para noroeste, formando horste e gráben como foram mapeadas por Silva (2005) na cidade de Manaus, e Ribeiro et al. (2011 e 2012) na porção leste desta mesma cidade. Estas podem ser associadas a um sistema transcorrente como é observado na cidade de Silves (AM). Outros autores (Bemerguy 1997, Costa et al. 1994, 2001, Saadi et al. 2002) associam estas feições a falhas transcorrentes destrais levando em consideração a direção e comportamento do rio Madeira. Costa (2001), também interpreta lineamentos NE-SW como transcorrência destal a partir de várias seções sísmicas na Bacia do Amazonas. Os componentes morfológicos na região do Rio Madeira (terraços, rios afogados, canais retilíneos e capturados, escarpas alinhadas, dentre outros) reforçam que os lineamentos observados por Costa (2001) devam ainda ter um componente normal atuante, desse modo, as feições NE-SW devem ser caracterizadas como uma feição transtrativa.

Já os conjuntos de falhas normais NW-SE e de falhas transcorrentes destrais podem se ajustar a um único evento deformacional, decorrente de compressão NW-SE com segmentos de transcorrência controlando a deformação principal em binário destal EW (Figura 5.75). Este arranjo seria decorrente da migração da Placa Sul Americana para NW. Neste caso, as falhas normais ocupariam a posição de distensão associada ao binário, controladas e segmentadas pelos trechos EW transcorrentes. Este arranjo foi apresentado anteriormente por Costa et al. (1996) para a evolução da Amazônia, sendo entendido como associado à evolução neotectônica regional. Trabalhos semelhantes foram desenvolvidos por Silva (2005), Soares et al (2010), Bemerguy (1997), entre outros, também relacionando ao quadro neotectônico regional. Os trabalhos de Hasui (1990) e Costa e Hasui. (1997) apontam para quadro compressivo semelhante para a evolução tectônica continental.

É possível ainda associar o regime deduzido pelas falhas transcorrentes (compressão NW-SE) e pelas falhas normais mais jovens (distensão NE-SW) com a interação da Placa Sul Americana com a Placa do Caribe, a norte da região estudada, que se movimenta de modo compressivo ao longo de zona transcorrente dextral EW, resultando em esforços compressivos orientados NW-SE.

Desta forma, o arranjo reconhecido para a bacia do rio Apuaú parece também ser decorrente de um regime semelhante, resultando em falhas transcorrentes e falhas normais associadas entre si, que poderiam marcar segmentos transtensivos com blocos abatidos e/ou rotacionados, controlados por falhas normais, balizados por falhas transcorrentes, preferencialmente EW e de movimentação dextrais.

Essas evidências apontam para uma forte contribuição tectônica associada ao regime intraplaca do território brasileiro, não se resumindo apenas a processos de soerguimento e abatimento por carga hídrica sazonal, conforme apresentado por Ibanez et al. (2014).

Os padrões de anomalias de drenagem observados, em sua maioria, estão associados a falhamentos e fraturamentos dos blocos, assim como a captura do rio Bariuaú. Os lineamentos traçados sobre os modelos SRTM apontam forte influência para direção NE-SW e NW-SE que coincidem com os dois eventos tectônicos mais jovens que remodelou a paisagem na bacia do rio Apuaú.

7 CONCLUSÃO

A partir desta pesquisa foi possível elaborar a compartimentação morfotectônica da bacia do rio Apuaú em blocos e o reconhecimento em campo, de boa associação entre a cobertura litológica e das coberturas aluvionares em diferentes compartimentos ou blocos tectônicos, identificar alguns *knickpoints* e a coleta de sedimentos para datação.

A ocorrência de rochas antigas do Grupo Trombetas em porções topograficamente mais elevadas que os sedimentos da Fm Alter do Chão são decorrentes da rotação de blocos falhados, ocasionando a inclinação das camadas e a justaposição de camadas jovens com camadas antigas.

As anomalias de drenagem observadas são associadas tanto ao controle estrutural quanto à erosão e diferença litológica. Porém, a maioria estão associadas ao controle estrutural da área.

No âmbito estrutural, as falhas predominantes são NW-SE e NE-SW sendo que as NW-SE são consideradas o evento mais novo de falhamento, podendo ser contemporânea a Falha Baependi que adentra na bacia do Apuaú controlando a paisagem; os falhamentos também foram responsáveis pelas variações de paleocorrentes como observadas em campo. O conjunto de falhas mais antigas (E-W) corresponde a evento distensivo a NS, enquanto que as falhas normais NE-SW são recentes e cortam toda a Fm. Alter do Chão, crosta laterítica e cobertura aluvionar, pode ser associado a um sistema transcorrente. Falhas transcorrentes na área apontam para compressão em NW-SE para falhas destrais e para as sinistrais, apontando um regime compressivo, e o conjunto de falhas normais NW-SE e falhas transcorrentes podem se ajustar a um evento deformacional único, decorrente da compressão NW-SE com segmentos transcorrentes controlando a deformação destal EW (migração da Placa Sul Americana para NW). O regime deduzido pelas falhas transcorrentes compressivo a NW-SE e as falhas normais distensivas NE-SW com a integração da Placa Sul Americana com a Placa do Caribe (movimento compressivo destal EW), resultou em esforços compressivos a NW-SE, que seria o quadro Neotectônico. A organização da bacia do rio Apuaú parece ser decorrente de um regime semelhante, com falhas transcorrentes e normais associadas entre si, que poderiam marcar segmentos transtensivos com blocos abatidos e rotacionados, controlados por falhas normais e balizados por falhas transcorrentes destrais.

A datação LOE permitiu estabelecer as idades dos depósitos quaternários e assim estabelecer a cronologia dos eventos geológicos como deposição e falhamento, e indicam deformação e sedimentação correspondente no Plio-Pleistoceno até o Quaternário.

O regime tectônico e as estruturas resultantes controlam a compartimentação regional, que na área é marcada por blocos tectônicos deslocados, abatidos ou soerguidos, rotacionados ou não. Estes, por sua vez, condicionam as faixas de afloramentos das unidades estratigráficas, a organização do sistema de drenagem, a captura do rio Bariuaú, a distribuição das coberturas aluvionares antigas e atuais.

8 REFERÊNCIAS

- AITKEN, M.J. 1985. Thermoluminescence Dating, Ed. Academic Press, 153.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande: SBG/NE, 1977, v. 1, p. 363-91.
- ALMEIDA FILHO, R., MIRANDA, F. P. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brasil: Evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment* n° 110, p. 387-392, 2007.
- AMARAL, F.R. SILVA, C.L., MAIA, T.A., VAL, P.F.A., RIBEIRO, O.L. MORALES, N. 2009. Controle neotectônico no paleocanal do Tarumã-Mirim, noroeste de Manaus (AM). In: SBG, Simp. Nac. de Est. Tect., 12, Anais, p. 56.
- ANGELIER, J., MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin Soc. Géol. France*, v.7, no. 6, p.1309-18, 1977.
- ANGELIER, J. Faults slip analysis and paleostress reconstructions. In: P.L. Hancock (Editor) *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, pp. 101-120. 1994.
- ASSUMPÇÃO, M., SUAREZ, G. Source mechanism of moderate size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America: *Geophysical Journal*, v. 92, p. 253-267, 1988.
- BEMERGUY, R.L., COSTA, J.B.S, HASUI, Y., BORGES, M.S., SOARES JÚNIOR, A.V. Structural geomorphology of the Brazilian Amazon region. In: KLEIN, E.L., VASQUEZ, M.L., ROSA-COSTA, L.T. *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG: Núcleo Norte, 2002. v.3, p. 245-57.
- BEMERGUY, R.L., COSTA, J.B.S., HASUI, Y., BORGES, M.S. O compartimento morfotectônico Manaus-Nhamundá: sistemas de relevo, drenagem e os elementos estruturais da neotectônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, 1999, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1999, v. 1, p. 326-9.
- BEMERGUY, R.L. Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do Rio Amazonas. Belém, 1997. 200p. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica)- Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.
- BEZERRA, P.E.L., LIMA, M.I.C., COELHO, F.A.J.F. Estruturação neotectônica da Folha SA.20-Manaus. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, 1999, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1999, v. 1, p. 288-91.
- BISHOP, P. HOEY, T.B. JANSEN, J.D. ARTZA, I.L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Process e Landform*, 30:767-778. 2005.
- BIZZI, L., SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., BAARS, F.J., DELGADO, I.M.O., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., SANTOS, J.O.S. 2001. Mapa geológico do Brasil. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil:

sistemas de informações geográficas-SIG. Mapas-Escala 1:2.500.000. CPRM, Brasília, registro digital. 4 CD-Rom.

- BLOOM, A. L. Tectonic landforms. In: *Geomorphology - A systematic analysis of Late Cenozoic landforms*. Prentic Hall inc., New Jersey, p. 28-53. 1978.
- BURBANK, D. W., ANDERSON, R.S., *Tectonic geomorphology – 2nd ed.* (2011).
- BULL, W.B., WALLACE, R.E. Tectonic geomorphology. *Geology*, n. 13, 1985, p. 216.
- CAPUTO, M.V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D. N. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Brasil: PETROBRAS/RENOR. 92p. 1971.
- CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; TATUMI, S. H.; ROSQUE, T. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene – Holocene. *Quaternary Research*, v.58, p. 205-209. 2002.
- COOKE, R.U. Neotectonics, earthquakes, and volcanicity. New York: Oxford, Clarendon Press. Cap. 13, p. 346-403. 1990.
- CORDANI, U. B., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciências Técnica Petróleo. Petrobrás. Centro de Pesquisas e desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello. Seção Exploração de Petróleo*, n. 15, 70p. 1984.
- COSTA, J.B.S., IGREJA, H.L.S., BORGES, M.S., HASUI, Y. Tectônica mesozóica-cenozóica da região norte do Brasil. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 3, , Rio Claro. Anais... Rio Claro: SBG/SE, 1991, v. 1, p. 108-10. 1991.
- COSTA, J.B.S., HASUI, Y., BORGES, M.S., BEMERGUY, R.L., SAADI, A., COSTA JÚNIOR, P.S. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 1994, v. 1, p. 47-50. 1994.
- COSTA, J.B.S. A neotectônica na Amazônia. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, 1996, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, v. 1, p. 35-8. 1996.
- COSTA J.B.S., HASUI Y. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa M. L. Angélica R. S. (Coord.). *Contribuição à geologia da Amazônia*, Belém, 16-90. 1997.
- COSTA, J.B.S., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y., BORGES, M.S. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 14, 335-47, 2001.
- COTTON, C. A. Block structure. In: *Geomorphology*. Local de Publicação: Whitcombe and Tombs, p. 154-87. 1958.
- CPRM 2001. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapa na escala 1:2.500.000. In: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves, Franciscus Jacobus Baars, Inácio de Medeiros Delgado, Maísa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muniz de Matos, João Orestes Schneider Santos (ed.), Brasília: 1 CD-ROM.

- CPRM 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas / Nelson Joaquim Reis. Manaus: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2006.125p: il. ; 30cm + 3 mapas coloridos, + 1 CD -ROM.
- CROSBY, T.B.; WHIPPLE, K.X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82:16-38. 2006.
- CRUZ, N.M.C. Quitinozoários da Bacia do Solimões, Brasil. Belém, 1987. Relatório Interno. In: EIRAS, J.F., BECKER, C.R., SOUZA, E.M., GONZAGA, F.G., SILVA, J.G.F., DANIEL, L.M.F., MATSUDA, N.S., FEIJÓ, F.J. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 8, no. 1, p. 17-45, 1994.
- CUNHA, F.M.B. Morfologia e neotectonismo do Rio Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, SBG/NO, Belém. Anais... Belém, SBG/NO, p. 193-210. 1991.
- CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C., FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 8, no. 1, p. 47-55, 1994.
- CUNHA, P. R. C; MELO, J. H. G.; SILVA, O. B. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 227-251, Maio/Nov. 2007.
- DAEMON, R.F., CONTREIRAS, C.J.A. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, 1971, São Paulo. Anais... São Paulo: SBG, v. 3, p. 79-88. 1971.
- DAMIÃO, R.N., SOUZA, M.M., MEDEIROS, M.F. Projeto Argila Manaus. CPRM Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. Manaus: SUREG/AM, 1972. 54p.
- DEFFONTAINES, B. Proposition of a morpho-neotectonic method application in the forgères area, Oriental Brittany, France. Bulletin INQUA Neotectonic Commission, v. 12, p. 48-52, 1989.
- DELVAUX, D.; SPERNER, B. Stress Tensor Inversion from Fault Kinematic Indicators and Focal Mechanism data: The Tensor Program. In: New Insights into Structural Interpretation and Modelling (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, 2003.
- DINO, R., SILVA, O.B., ABRAHÃO, D. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, 1999, Rio Claro. Boletim... Rio Claro: SBG, UNESP, p. 557-65. 1999.
- DOORNKAMP, J. C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Journal of the Geological Society*, v.143, p. 335-42, 1986.
- EIRAS J.F., BECKER, C.R., SOUZA, E.M., GONZAGA, J.E.F., SILVA, L.M., DANIEL, L.M.F., MATSUDA, N.S., FEIJÓ, F.J. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências de Petróleo Brasileiro S.A, Rio de Janeiro, 8 (1):17-45. 1994.

- FERNANDES FILHO, L. A., COSTA, J.B.S., COSTA, M. L. Bacia de Manaus: uma estrutura pull-apart do Quaternário. In: Simpósio Nacional de Estudos Neotectônicos, 5, 1995, Gramado. Anais... Gramado: SBG, p. 425-6. 1995.
- FERNANDES FILHO, L. A. Geologia, mineralogia, geoquímica dos lateritos de Manaus-Amazonas. Belém, 1996. 96p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia)-Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.
- FERNANDES FILHO, L. A. COSTA, M.L., COSTA, J.B.S. 1997. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus – Amazonas. *Rev. Bras. Geoc.* 16, 1:9-33.
- FIORE, M.; SOARES, E.A.A., MITTANI, J.C.R., YEE, M., TATUMI, S. H. Osl daring of sediments from Negro and Solimões rivers – Amazon, Brazil. *Radiat Physics and Chemistry.* 2013.
- FRANZINELLI, E., IGREJA, H.L.S. Modern sedimentation in the lower Negro River, Amazonas state, Brazil. *Geomorphology*, v, 44, p. 259-271, 2002.
- GARDNER T.W. 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin* 94: 664–672.
- GRAHN, Y. Ordovician Chitinozoa and biostratigraphy of Brazil. *Geobios*, [S.I.], v. 25,n. 6, p. 703-723. 1991.
- GRAHN, Y.; PARIS, F. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, Paris, n. 35, p. 197-209, 1992.
- HARBOR D., BACASTOW A., HEATH A., ROGERS J. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, v. 28, p. 23-36. 2005.
- HARE P.W & GARDNER T.W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa M & Hack J.T (eds.) *Tectonic Geomorphology. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp.*, 1984.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos da tectônica ressurgente no Brasil. In: Work-Shop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasil, 1, Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte, SBG/SE, p. 1-31.
- HASUI, Y., HARALY, N.L.E, SCHOBENHAUSS. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Anais II Symposium Amazônico, 2, 1984, Belém. Anais... Belém: SBG, 1984, p. 129-48
- HOORN, C. Marine incursions and influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonian: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 105, p. 267-309, 1993.
- HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 51, nº. 11, p. 2246-59, 1967.

- IBANEZ, D. M.; RICCOMINI, C. ; MIRANDA, F. P. Is the current stress state in the Central Amazonia caused by surface water loading?. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 55, p. 19-28, 2014.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de unidades do relevo do Brasil. Escala 1: 5.000.000, 2ª. edição, 2006
- IGREJA, H.L.S., FRANZINELLI, E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 5, p. 2099-2108.
- IRIONDO, M.H. Geomorfologia da planície Amazônica. In: Simpósio do Quaternário no Brasil, 4, 1982, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG/SE, 1982, p. 323-48.
- JAIN, M., MURRAY, A.S., Botter-Jensen, L. Optically stimulated luminescence dating: how significant is incomplete light exposure in fluvial environments? *Quaternaire, Persee*. 15, 1-2, 143-157. 2004.
- KELLER, E., PINTER, N. Active tectonics: earthquake, uplift and landscape. 1a. ed. New Jersey: rentice Hall, 1996.338p.
- KISTLER, P. Historical resume of the Amazon Basin. PETROBRAS/RENOR, Belém, Rel. Interno (inédito). 1954.
- LANGE, F.W. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da Bacia do baixo Amazonas. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica (Geociências), p: 215-326, 1967.
- LATRUBESSE, E., FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil. *Geomorphology*, v. 44, p. 241-57, 2002
- LIMA, C.C., NASCIMENTO, E., ASSUMPÇÃO, M., 1997. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South America Plate. *Geophys. J. Int.* 130, 112e124.
- LINSSER, H. Interpretação das anomalias gravimétricas regionais na área Amazônica. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 17, nº. 1, p. 3-15, 1974.
- MAIA, R.G.N., GODOY, H.O., YAMAGUTI, H.S., MOURA, P.A., COSTA, F.S.F., HOLANDA, M.A., COSTA, J.A. Projeto carvão no alto Solimões. Relatório Final, Manaus, CPRM/DNPM, v.1, 1977, 142p.
- MILANI, E.J., ZALÁN, P.V. An outline of the geology and petroleum systems of paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, v. 22, nº. 3, p. 199-205, 1999.
- MCKEOWN, F.A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B.L., MCGRATH, M.B. 1988. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. *United State Geological Survey Bulletin*, 1807, 39 p.
- MURRAY, A. S. e WINTLE, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using a improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation measurements*. 32 (1), 57-73.

- 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.
- NEVES, C.A.O. Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. In: Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 4, no. 1, p. 95-103, 1990.
- NOGUEIRA A.C.R. 1999. Depósitos costeiros neoproterozóicos da Formação Prosperança, município de Presidente Figueiredo, estado do Amazonas. In: SGB-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, Anais, p. 412-415.
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of American Bulletin, v. 96, p. 504-15, 1985.
- PANIZZA, M., PIACENTE, S. Rapporti fra geomorfologia e neotettonica: Mesa a punto concettuale. Geogr. Fis. Dinam. Quant., n. 1, p. 138-40, 1978.
- PENG, J., DONG, Z., HAN, F., LONG, H., LIU, X. R package numOSL: numeric routines for optically stimulated luminescence dating. Ancient TL. Vol. 31 N^o.2. 2013.
- PHILLIPS, L.F., SCHUMM, S.A. Effect of regional slope on drainage networks. Geology, v. 15, p. 813-6, 1987.
- POTTER, P.E. 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. Journal South America Earth Sciences, v. 10, n^o. 5-6, p. 331-44.
- PRESCOTT, J.R.; STEPHAN, L.G, 1982 "The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. Latitude, altitude and depth dependences" PACT, 21-242 ,6, 17-25.
- QUADROS L.P., MELO J.H.G., GRAN Y. 1990. Carta bioestratigráfica da Bacia do Amazonas. In: Beurlein G., Quadros L.P. (eds.) Bioestratigrafia das bacias paleozóicas brasileiras. Texto explicativo das cartas bioestratigráficas, versão 01.90. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno.
- QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R.: AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *AzimuthFinder: a software for data reading in structural geology*. Revista do Instituto de Geociências - USP Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 14, n. 1, p. 69-80, Março 2014
- REIS N.J., FRAGA L.M.B.. Geologic and tectonic Framework of Roraima State - Guiana Shield. In: Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, 2000. Expanded Abstract. CD-ROM.
- REIS N.J. Projeto Rochas Carbonáticas de Apuí – Amazonas. Relatório Final. Informe de Recursos Minerais, Série Insumos Minerais para Agricultura. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus, 60 p. 2006.

- RIBEIRO, M.A.S., SILVA, C.L., MORALES, N. As falhas na porção leste de Manaus (AM), evidências do sistema transcorrente na Amazônia. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 13, 2011, Campinas. Anais..., Campinas, SNET, p. 395-397.
- RIBEIRO, M.A.S.; SILVA, C. L. ; CAMPELO, A. G. C.; MORALES, N. . As falhas na porção leste de Manaus (AM). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos SP. Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: SBG, 2012. v. 1.
- ROE, G.H., MONTGOMERY, D.R., and HALLET, B. (2002) Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. *Geology*, 30, 143–146.
- ROSSETTI, D. F.; COHEN, M.L. ; TATUMI, S. H. ; SAWAKUSHI, A. O.; CREMON, E.H. ; MITTANI, J. C. R. ; BERTANI, T.C. ; MUNITA, C. S. ; TUDELA, D. ; YEE, M.; MOYA, G. . Mid-Late Pleistocene OSL chronology in Western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sedimentary Geology*, v. 330, p. 1-15, 2015
- ROSSETTI, D. F., TOLEDO, P. M., GOES, A. M. New geological framework for western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, 63: 78-89. 2005.
- SAADI A., MACHETTE M.N, HALLER, K.M., DART R.L., BRADLEY L.A., SOUZA A.M.P.D. Map and database of quaternary faults and lineaments in Brazil. USGS-Project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World, 2002, 58p.
- SACEK, V. 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 301–312
- SALLUM, A. E. M., K. SUGUIO, TATUMI, S.H., YEE, M., SANTOS, J. BARRETO, A.M.F. 2007. Datação Absoluta de Depósitos Quaternários por Luminescência, *Revista de Biociências*, 37(2), 402-413.
- SANCHES, E., ALMEIDA, R.P.P, SILVA, C.L., VAL, P.F.A., MORALES, N. Análise neotectônica da Serra do Tepequém (Roraima) subsidiada por perfis longitudinais e *knickpoints* e dados estruturais. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, XV, 2015, Vitória (ES). Anais... Gramado: SBG, 2015.
- SANTOS, J. O. S. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central, pp. 169-226. IN: Bizze, L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília. ISBN 85-230-0790-3, 674pp. 2003.
- SANTOS J.O.S., FARIA M.S.G. de, HARTMANN L.A., MCNAUGHTON N.J. Significant Presence of the Tapajós – Parima Orogenic Belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb zircon Geochronology. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, PB, Anais, p. 336. 2002.
- SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, p: 453-488. 2000.

- SCHUMM, S.A. Alluvial river response to active tectonics. Active tectonics, studies in geophysics, National Academy Press, p. 80-94, 1986.
- SHEPHARD, G.E., MÜLLER, R.D., LIU, L., AND GURNIS, M., 2010, Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction: Nature Geoscience, v. 3, p. 870–875.
- SILVA, C. L.; VAL, P. F. A. E. ; SANCHES, E. ; MORALES, N. ; RIBEIRO, M.A.S. . A origem das inversões e capturas de drenagem dos grandes rios afluentes na Amazônia Central: um controle do nível de base por tectônica?. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Internacional Symposium on Tectonics, 2015, Vitória, ES. XV SNET, 2015.
- SILVA, C. L., MORALES, N., CRÓSTA, A. P., COSTA, S. S., JIMENEZ-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 (4), 79, 693-711.
- SILVA, C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.
- SILVA, C.L., CROSTA, A.P., NORBERTO, M., COSTA, S.S., RUEDA, J.R.J. Uso de modelo digital de terreno (SRTM) na elaboração de mapas temáticos aplicados a análise morfotectônica: exemplo da região sudoeste de Manaus-AM. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 52, SBG, Araxá (MG). Anais...SBG, 2004a. CD-Rom.
- SILVA, C.L., CROSTA, A., MORALES, N., BORGES, M.S., COSTA, S.S., HORBE, A.M.C., RUEDA, J.R.J., HORBE, M.A. Análise morfotectônica da região sudeste de Manaus por meio de modelo tridimensional de terreno. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, 2003a
- SILVA, C.L., HORBE, A.M.C., HORBE, M.A., MORALES, N., COSTA, S.S., RUEDA, J.R.J. bacias quaternárias ao longo do Rio Solimões-Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, 2003b
- SILVA, C.L., RUEDA, J.R.J., COSTA, S.S., BORGES, M.S. Tectônica cenozóica e relações geomorfológicas da Região de Urucu-Folha Coari, Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 51, SBG, João Pessoa (PB). Anais... SBG, 2002, 367p
- SOARES, E. A. A., TATUMI, S.H., RICCOMINI, C. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. An. Acad. Bras. Cienc. 82, 691–699. 2010.
- STERNBERG, H.O.R. Vales tectônicos na planície amazônica?. Revista Brasileira de Geografia, v. 12, no. 4, p. 3-26, 1950.
- STERNBERG, H.O.R. Sismicidade e morfologia na amazônica brasileira. Revista Brasileira de Geografia, v. 25, no. 4, p. 443-53, 1953.

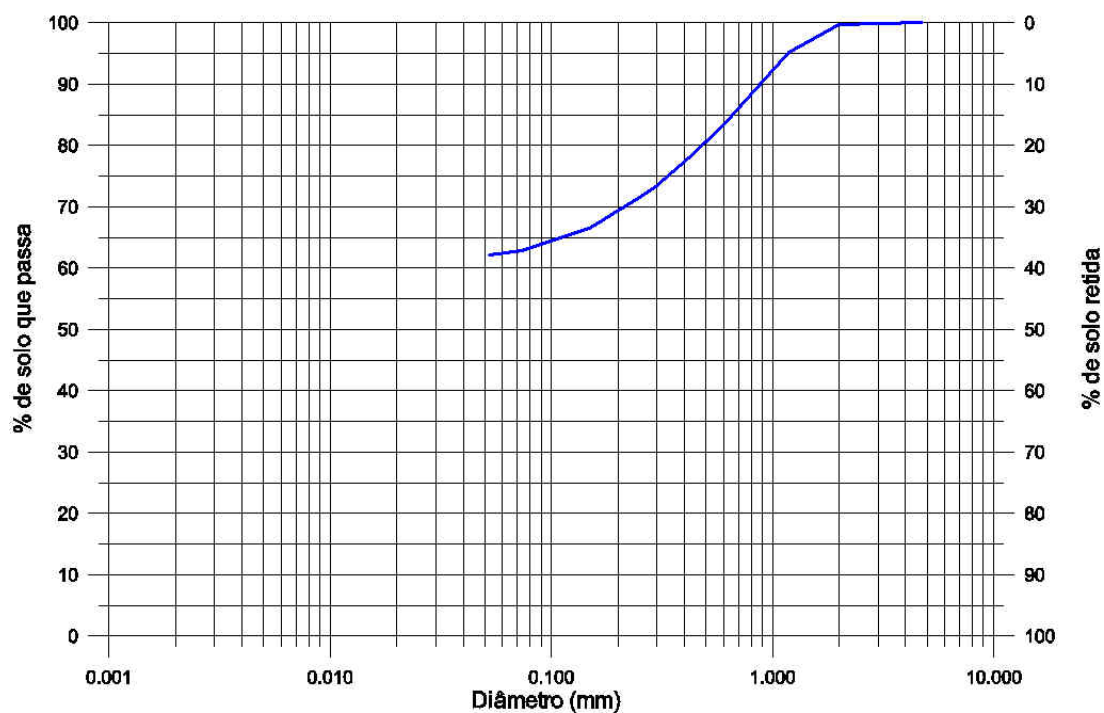
- STEWART, I.S., HANCOCK, P.L. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. ed. Continental deformation. New York: Pergamon Press, 1994. cap.18, p. 370-409.
- STRAHLER, A. N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 63, 923–938.
- SUGUIO, K. *Geologia sedimentar*. São Paulo: Blucher, 2003.
- SUMMERFIELD, M.A. *Global geomorphology: a introduction to the study of landforms*. New York: Logman Scientific e Technical, 1993, 537.
- TASSINARI C.C.G. & MACAMBIRA M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22 (3) : 174-182.
- TASSINARI, C.C.G., BETTENCOURT, J.S., GERALDES, M.C., MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. eds. *Tectonic evolution of South America*: Rio de Janeiro: 31st. International Geological Congress, 2000, p. 41-95.
- TASSINARI C.C.G., MACAMBIRA M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartoreli A., Carneir C.D.R., Brito-Neves B.B. de (eds.) *Geologia do Continente Sul- Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485. 2004.
- VAL, PEDRO; HOKE, G. D. ; FOSDICK, J. C. ; WITTMANN, H. . Reconciling tectonic shortening, sedimentation and spatial patterns of erosion from ¹⁰Be paleo-erosion rates in the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 450, p. 173-185, (no prelo) 2016.
- VAL, P.F.A., SILVA, C.L., HARBOR, D., MORALES, N. AMARAL, F.R., MAIA, T..F.A. 2014. Erosion of an active fault scarp leads to drainage capture in the Amazon region, Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13p.
- VAL, P.F.A., SILVA, C.L., SANTOS, J.M., MORALES, N., HARBOR, D. Distribuição de knickpoints em bacias de drenagem na região de Manaus (AM) e seu potencial para o estudo neotectônico e evolução da paisagem na Amazônia. In: Fábio Luiz Wankler, Elizete Celestino Holanda, Marcelo Vasquez (ORG.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG, v.8, p. 7-24. 2013.
- VAL, P.F.A., SILVA, C.L., MAIA, T.F.A., MORALES, N. 2010. Identificação de zonas de falhas na Amazônia a partir de análise de knickpoints: estudo do caso da Zona de Falha do Baependi (AM). In: SBG, Congr. Bras. de Geol., 45, Anais, p. 508.
- WANDERLEY FILHO, J.R. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. Belém, 1991. 125p. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.
- WHIPPLE, K.X., HANCOCK, G.S., and ANDERSON, R.S. (2000) River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*, 112, p. 490–503.
- WHIPPLE, K.X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32: p.151–185. 2004.

9 ANEXOS

GRANULOMETRIA									
Laboratório de Geotécnica									
Local : Rio Apuaú									
Amostra : Ap_01		Profundidade :		Data :					
PENEIRAMENTO									
#	Abert. (mm)	Peso (g)	% Retida	%Ret.Ac.	Peso inicial	Malha	Ac retido	Diâmetro	% Passa
4	4,76	0,00	0,00	0,00	200	4	0	4,76	100
10	2,00	0,47	0,24	0,24	Massa retida # 100 (g)	10	0,24	2,00	99,76
16	1,19	9,29	4,65	4,88	66,83	16	4,88	1,19	95,12
30	0,59	24,15	12,08	16,96	Massa ret. # 200 e 270 (g)	30	16,96	0,59	83,04
40	0,42	10,14	5,07	22,03	9,02	40	22,03	0,42	77,97
50	0,297	9,48	4,74	26,77	Massa de finos e prato (g)	50	26,77	0,297	73,23
60	0,25	3,31	1,66	28,42	0,12	60	28,42	0,25	71,58
100	0,149	9,99	5,00	33,42	Massa total de sólidos (g)	100	33,42	0,149	66,58
200	0,074	7,57	3,79	37,20	75,85	200	37,2	0,074	62,8
270	0,053	1,45	0,73	37,93	Peso final (g)	270	37,93	0,053	62
Prato/Finos	< 0,053	0,12	0,06	37,99	75,97				
Considerações :									

Curva Granulométrica : Rio Apuaú (AM)

Amostra Ap_01



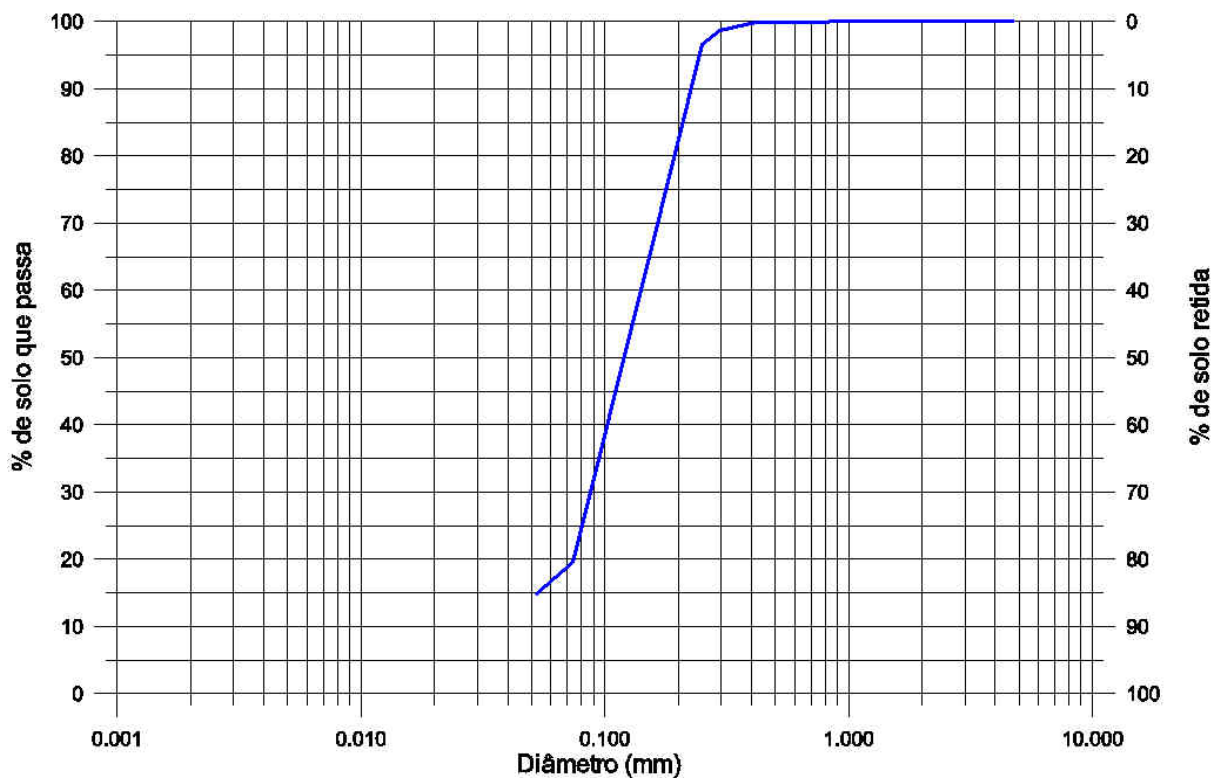
Anexo 1: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap01.

GRANULOMETRIA					
Laboratório de Geotécnica					
Local : Rio Bariuauá (AM)					
Amostra : Ap03		Profundidade :		Data :	
PENEIRAMENTO					
#	Abert. (mm)	Peso (g)	% Retida	%Ret.Ac.	Peso inicial
4	4,76	0,00	0,00	0,00	200
10	2,00	0,00	0,00	0,00	Massa retida # 100 (g)
16	1,19	0,04	0,02	0,02	73,05
30	0,59	0,07	0,04	0,06	Massa ret. # 200 e 270 (g)
40	0,42	0,16	0,08	0,14	96,77
50	0,297	2,34	1,17	1,31	Massa de finos e prato (g)
60	0,25	4,09	2,05	3,35	2,52
100	0,149	66,35	33,18	36,53	Massa total de sólidos (g)
200	0,074	87,71	43,86	80,38	169,82
270	0,053	9,06	4,53	84,91	Peso final (g)
Prato/Finos	< 0,053	2,52	1,26	86,17	172,34
Considerações :					

malha	ac retido	diâmetro	% passa
4	0	4,76	100
10	0	2,00	100
16	0,02	1,19	99,98
30	0,06	0,59	99,94
40	0,14	0,42	99,86
50	1,31	0,297	98,69
60	3,35	0,25	96,65
100	36,53	0,149	63,47
200	80,38	0,074	19,62
270	84,91	0,053	15

Curva Granumetria: Rio Bariuauá

Amostra Ap_03



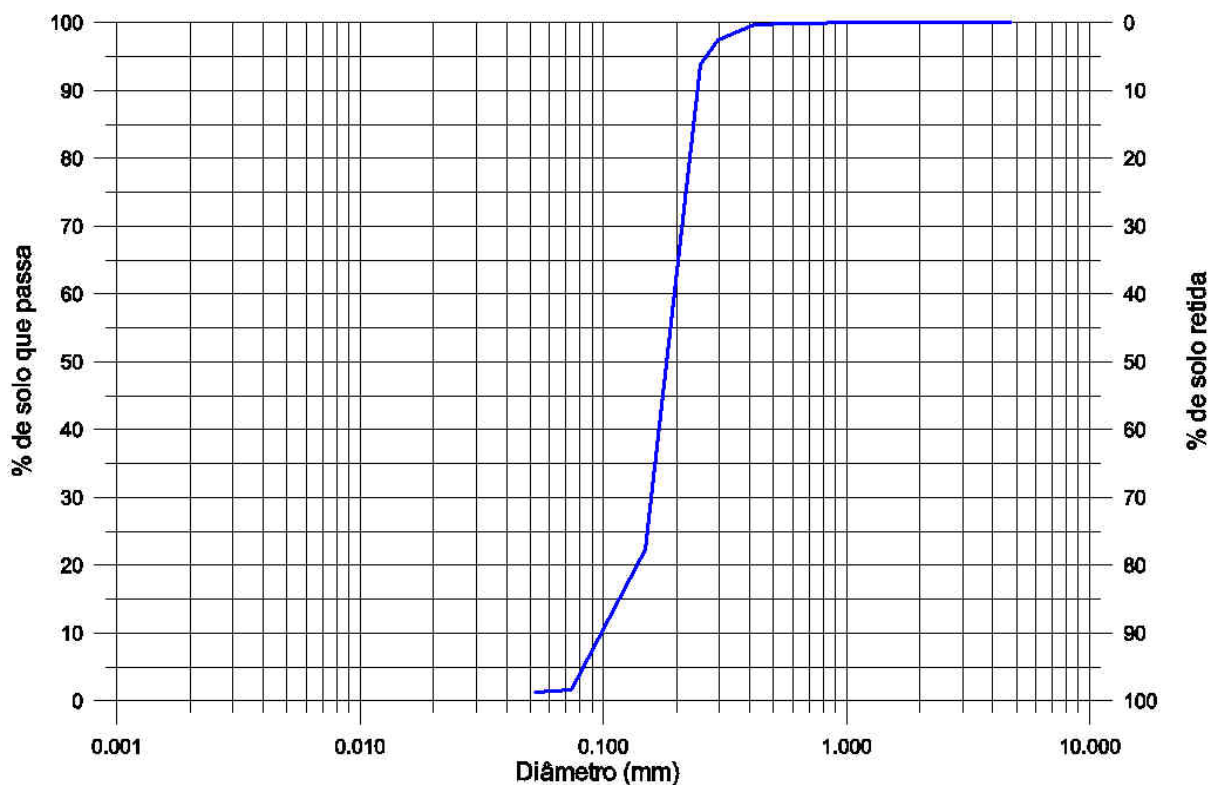
Anexo 2: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap03.

GRANULOMETRIA					
Laboratório de Geotécnica					
Local : Rio Apuaú					
Amostra : Ap 06		Profundidade :		Data :	
PENEIRAMENTO					
#	Abert. (mm)	Peso (g)	% Retida	%Ret.Ac.	Peso inicial
4	4,76	0,00	0,00	0,00	200
10	2,00	0,00	0,00	0,00	Massa retida # 100 (g)
16	1,19	0,03	0,02	0,02	155,23
30	0,59	0,04	0,02	0,04	Massa ret. # 200 e 270 (g)
40	0,42	0,34	0,17	0,21	42,24
50	0,297	4,71	2,36	2,56	Massa de finos e prato (g)
60	0,25	7,40	3,70	6,26	0,12
100	0,149	142,71	71,36	77,62	Massa total de sólidos (g)
200	0,074	41,54	20,77	98,39	197,47
270	0,053	0,70	0,35	98,74	Peso final (g)
Prato/Finos	< 0,053	0,12	0,06	98,80	197,59
Considerações :					

malha	ac retido	diâmetro	% passa
4	0	4,76	100
10	0	2,00	100
16	0,02	1,19	99,98
30	0,04	0,59	99,96
40	0,21	0,42	99,79
50	2,56	0,297	97,44
60	6,26	0,25	93,74
100	77,62	0,149	22,38
200	98,39	0,074	1,61
270	98,74	0,053	1

Curva Granumetria: Rio Apuaú

Amostra Ap_06

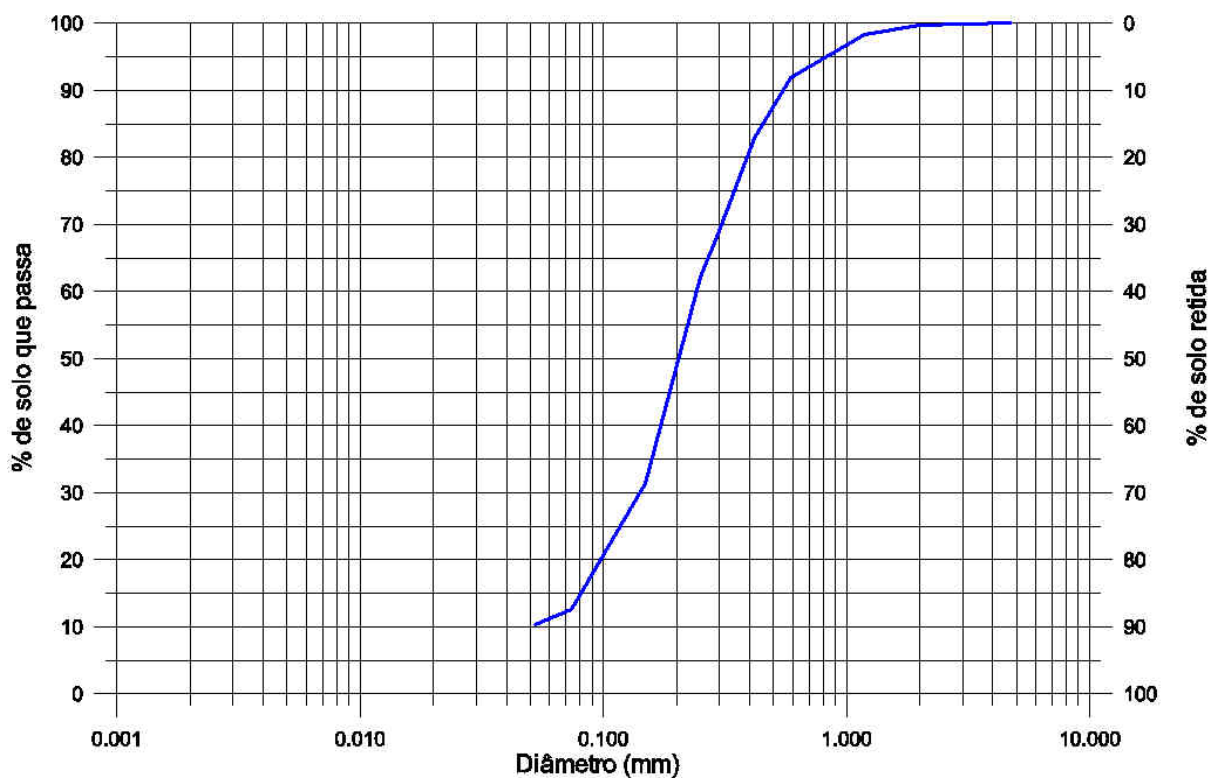


Anexo 3: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap06.

GRANULOMETRIA									
Laboratório de Geotécnica									
Local : Igarapé Perdidos									
Amostra : Ap 09		Profundidade :		Data :					
PENEIRAMENTO									
#	Abert. (mm)	Peso (g)	% Retida	%Ret.Ac.	Peso inicial	malha	ac retido	diâmetro	% passa
4	4,76	0,00	0,00	0,00	200	4	0	4,76	100
10	2,00	0,41	0,21	0,21	Massa retida # 100 (g)	10	0,21	2,00	99,79
16	1,19	2,89	1,45	1,65	137,41	16	1,65	1,19	98,35
30	0,59	12,97	6,49	8,14	Massa ret. # 200 e 270 (g)	30	8,14	0,59	91,86
40	0,42	18,07	9,04	17,17	41,88	40	17,17	0,42	82,83
50	0,297	28,60	14,30	31,47	Massa de finos e prato (g)	50	31,47	0,297	68,53
60	0,25	12,59	6,30	37,77	0,36	60	37,77	0,25	62,23
100	0,149	61,88	30,94	68,71	Massa total de sólidos (g)	100	68,71	0,149	31,29
200	0,074	37,38	18,69	87,40	179,29	200	87,4	0,074	12,6
270	0,053	4,50	2,25	89,65	Peso final (g)	270	89,65	0,053	10
Prato/Finos	< 0,053	0,36	0,18	89,83	179,65				
Considerações :									

Curva Granumetria: Igarapé Perdidos

Amostra Ap_09

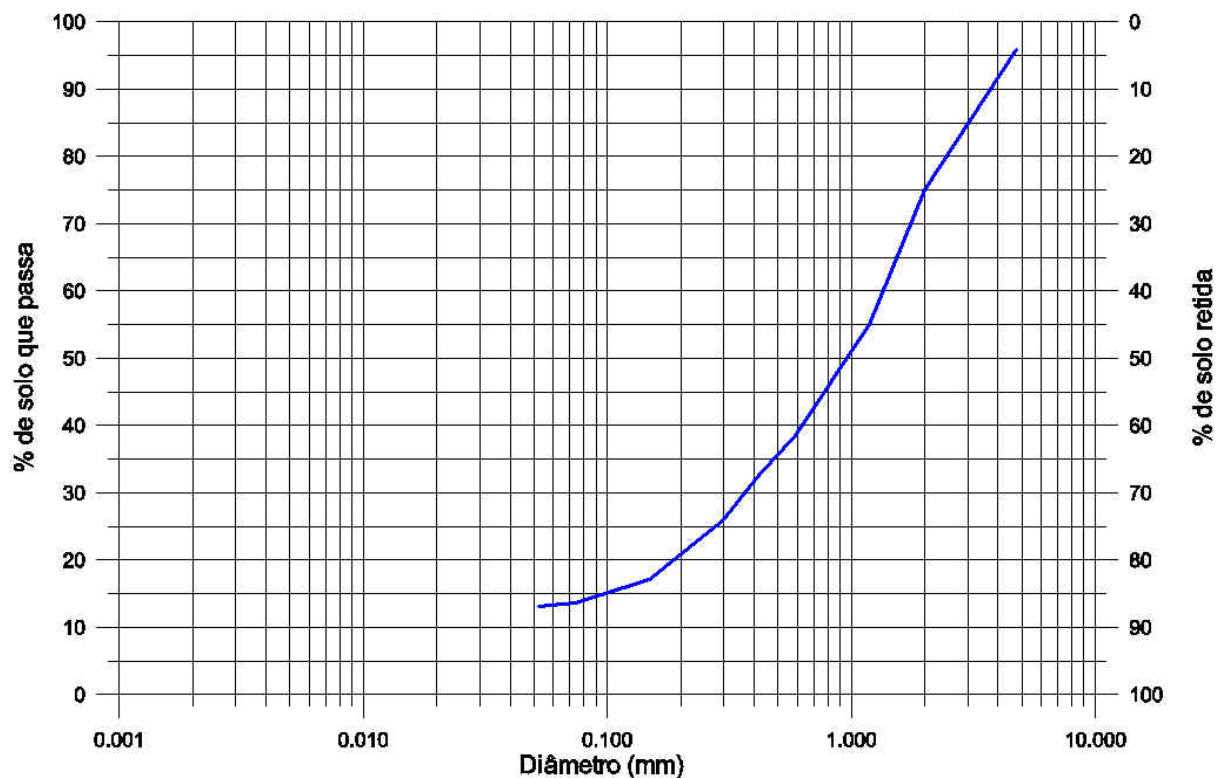


Anexo 4: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap09.

GRANULOMETRIA					
Laboratório de Geotécnica					
Local : Rio Bariuaú					
Amostra : Ap 11		Profundidade :		Data :	
PENEIRAMENTO					
#	Abert. (mm)	Peso (g)	% Retida	%Ret.Ac.	Peso inicial
4	4,76	8,13	4,07	4,07	200
10	2,00	41,82	20,91	24,98	Massa retida # 100 (g)
16	1,19	40,06	20,03	45,01	165,81
30	0,59	32,87	16,44	61,44	Massa ret. # 200 e 270 (g)
40	0,42	12,96	6,48	67,92	8,07
50	0,297	12,54	6,27	74,19	Massa de finos e prato (g)
60	0,25	4,15	2,08	76,27	0,10
100	0,149	13,28	6,64	82,91	Massa total de sólidos (g)
200	0,074	7,00	3,50	86,41	173,88
270	0,053	1,07	0,54	86,94	Peso final (g)
Prato/Finos	< 0,053	0,10	0,05	86,99	173,98
Considerações :					

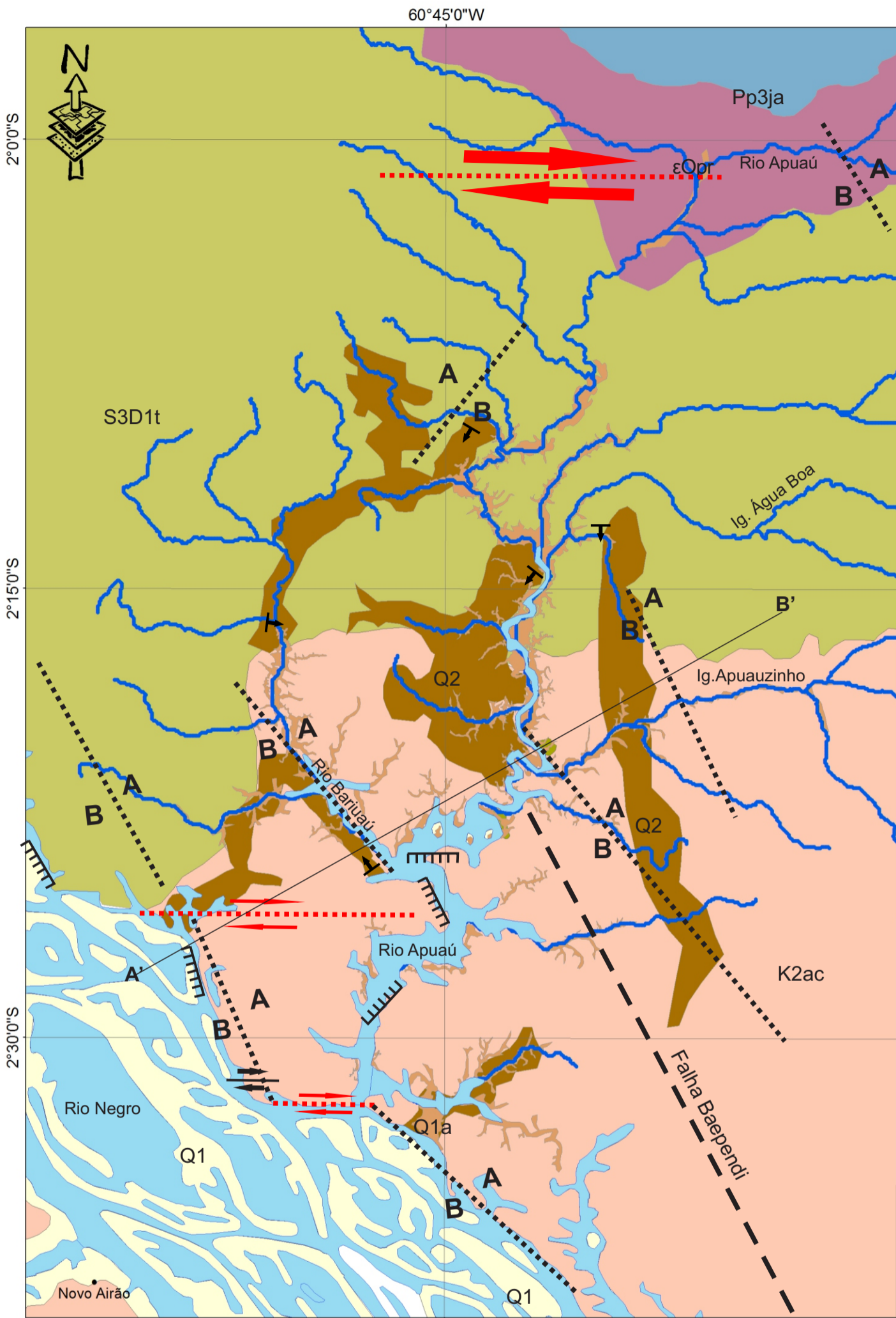
malha	ac retido	diâmetro	% passa
4	4,07	4,76	95,93
10	24,98	2,00	75,02
16	45,01	1,19	54,99
30	61,44	0,59	38,56
40	67,42	0,42	32,58
50	74,19	0,297	25,81
60	76,27	0,25	23,73
100	82,91	0,149	17,09
200	86,41	0,074	13,59
270	86,94	0,053	13

Curva Granulometria: Rio Bariuaú
Amostra Ap_11



Anexo 5: Tabelas com valores obtidos e gráfico da curva granulométrica para o afloramento Ap11.

MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DA BACIA DO RIO APUAÚ - AM



LEGENDA

Cenozoico

- Depósitos Aluviais (Q1a)
- Depósitos Aluviais no Rio Negro (Q1)
- Depósitos de paleocanal (Q2)

Mesozoico

- Fm. Alter do Chão (K2ac)

Paleozoico

- Gr. Trombetas (S3D1t)
- Fm. Prosperança (εOpr)

Paleoproterozoico

- Complexo Jauaperi (PP3ja)

CONVENÇÕES

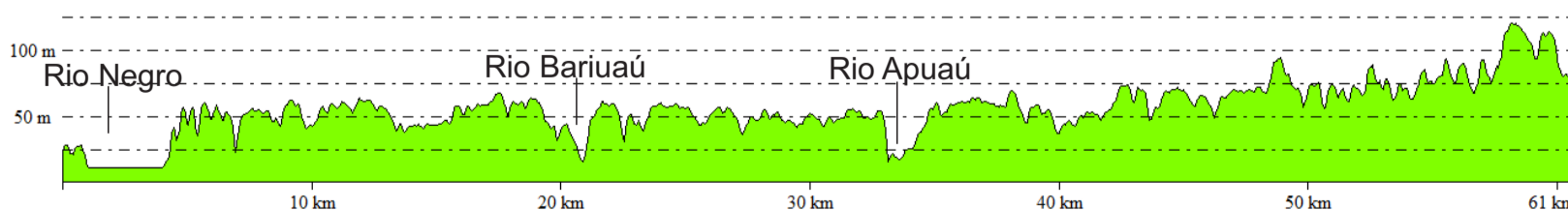
- Drenagem
- Falha normal
- Falha transcorrente
- Falha normal inferida
- Falha transcorrente inferida
- Paleocorrente
- A** Relevo alto
- B** Relevo baixo

Base cartográfica: IBEGE - 1:100 000
 CPRM - 1:2.500.000
 Projeção Universal Transversa de Mercator
 Datum: WGS 1984, Zona 20Sul

Escala 1: 100 000



Perfil A' - B'



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP RIO CLARO
 Mapa Geológico-Estrutural da Região da Bacia do Rio Apuaú -AM

Autora: Mayara Aline Santos Ribeiro
 Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales
 Co-orientador: Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva

Rio Claro, SP - 2016