Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

**Avaliação de elementos estruturais e processos
fluviais na evolução geomorfológica
da Amazônia Central**

Carlos Eduardo Manjon Mazoca

Orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

Co-orientador: Prof. Dr. Thiago Sanna Freire Filho

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

São Paulo

2016

CARLOS EDUARDO MANJON MAZOCA

**Avaliação de elementos estruturais e processos
fluviais na evolução geomorfológica
da Amazônia Central**

Dissertação de mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências da USP para
obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração:

Recursos Minerais e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique
Grohmann de Carvalho

Co-orientador: Prof. Dr. Thiago Sanna
Freire Filho

São Paulo

2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Mazoca, Carlos Eduardo Manjon

Avaliação de elementos estruturais e processos fluviais na evolução geomorfológica da Amazônia Central. / Carlos Eduardo Manjon Mazoca. - São Paulo, 2016.

146 p.: il.

Dissertação (Mestrado): IGc/USP

Orient.: Carvalho, Carlos Henrique Grohmann de

Co-orient.: Freire Filho, Thiago Sanna

1. Geomorfologia : Amazônia 2. Geotecnologias :
Amazônia 3. Quaternário : Amazônia I. Título

Resumo

A Amazônia desperta a curiosidade da comunidade acadêmica por diversas razões. A origem da biodiversidade é uma das questões que recentemente ganhou novos contornos com o envolvimento de pesquisadores da Geologia.

A hipótese de que estruturas tectônicas contribuem para processos de especiação ao limitar áreas de endemismo tem motivado análises sobre o papel da tectônica na área coberta pelos sedimentos quaternários na bacia do rio Amazonas.

Esta pesquisa avalia os fatores que contribuíram na evolução geomorfológica da Amazônia Central. O papel de elementos estruturais é avaliado junto com a contribuição dos rios desde o Pleistoceno Superior em uma pesquisa que se apoia também em dados paleoclimáticos disponíveis para a região.

A análise nesta dissertação inicia com uma definição das características geomorfológicas da área de estudo, baseada em geomorfometria, em seguida foram avaliados lineamentos em diferentes escalas, fraturas descritas em pesquisa de campo, as formas de relevo dominantes na várzea e terra firme, padrões e processos da rede hidrográfica e datação de depósitos relacionados às rias fluviais, ou rios de vales submersos.

Essa pesquisa, baseada em dados de sensoriamento remoto como Modelo Digital de Elevação (MDE) e Radar de abertura sintética (SAR), além de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), resultou em uma nova interpretação para o desenvolvimento da terra firme baseada principalmente em evidências fornecidas por paleocanais, uma definição clara dos processos que atuam na produção das formas de relevo observadas na planície de inundação do rio Solimões, e uma proposta para os mecanismos que controlam a formação dos vales submersos.

Os resultados apresentados neste documento contribuem para uma nova abordagem da evolução geomorfológica da Amazônia Central, e podem auxiliar o entendimento da paleogeografia da região.

Abstract

The Amazon arouses the curiosity of the academic community for several reasons. The origin of biodiversity is one of the issues that recently gained new contours with the involvement of researchers from Geology .

The hypothesis that tectonic structures contribute to speciation processes by limiting areas of endemism has motivated analyzes on the role of tectonics in the area covered by the quaternary sediments in the Amazon basin.

This research evaluates the factors that contributed to the geomorphological evolution of Central Amazonia. The role of structural elements is evaluated along with the contribution of rivers since the Upper Pleistocene in a research that also relies on paleoclimatic data available for the region.

The analysis in this dissertation begins with a definition of the geomorphological characteristics of the study area, based on geomorphometry, followed by the evaluation of lineaments at different scales, fractures described in the field research, the dominant landforms in the várzea and terra firme, patterns and processes of the hydrographic network and dating of deposits related to fluvial rias, or rivers of submerged valleys.

This research, based on remote sensing data such as the Digital Elevation Model (DEM) and Synthetic Aperture Radar (SAR), in addition to dating by Optically Stimulated Luminescence (OSL), resulted in a new interpretation for the development of terra firme based largely on evidence provided by paleochannels, a clear definition of the processes that work to produce the landforms observed in the Solimões river floodplain, and a proposal for the mechanisms that control the formation of submerged valley.

The results presented in this paper contribute to a new approach to the geomorphological evolution of Central Amazonia, and may help to understand the region's paleogeography.

Agradecimentos

Agradeço à minha mãe, que tanto se sacrificou para que eu pudesse ter uma vida sem a necessidade de tantos sacrifícios; e ao meu pai que, se estivesse entre nós, com certeza ficaria orgulhoso ao saber desse mestrado. Agradeço aos meus irmãos, Douglas e Alessandro, e ao restante da minha família pela paciência que tiveram/têm com essa ovelha negra.

Agradeço aos meus parceiros de pesquisa, em especial ao meu orientador Carlos “Guano” Grohmann, mas também aos professores André “Fruta” Sawakuchi, Renato “Ninguém” P. de Almeida, e à toda a equipe “amazônica”, de campo e de instituto, com quem aprendi muito durante e após a pesquisa de campo.

O trabalho ao longo do mestrado seria menos interessante sem a etapa de laboratório, razão pela qual sou grato à Luciana Nogueira e Thays Desiree.

Pelo companheirismo e amizade sou grato ao Cristiano “Tigresa” Galeazzi e Lari Natsumi Tamura, assim como aos vários amigos e amigas que tive o prazer de conhecer desde que iniciei meu trabalho no IGc. São tantos nomes que o medo de cometer uma injustiça, ao deixar de mencionar alguém, me impede de citar nominalmente cada pessoa.

Pela compreensão e paciência - sem as quais este trabalho seria muito diferente - sou grato à minha chefe, professora Maria da Glória, e aqui aproveito para agradecer a Lucelene e todas as pessoas envolvidas com o NAP GeoHereditas, que fazem da minha rotina no instituto algo bastante agradável.

À Mariana eu sou eternamente grato, e pela paciência, compromisso, confiança e pelo amor essa dissertação é ainda muito pouco, mas mesmo assim à ela eu ofereço.

À Mariana

Sumário

Resumo / Abstract	i
Agradecimentos	v
Sumário	ix
Lista de Figuras	xi
Lista de Tabelas	xv
1 Introdução	1
1.1 Apresentação ao tema	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo geral	2
1.2.2 Objetivos específicos	2
1.3 Programas utilizados	3
1.4 Área de estudo	3
2 Revisão de Literatura	5
2.1 Contexto geológico da Bacia do Solimões	5
2.1.1 Proterozoico	7
2.1.2 Fanerozoico	7
2.2 Contexto geomorfológico	13
2.2.1 Unidades de relevo amazônicas	13
2.2.2 Evolução do relevo	17
2.2.3 Quadro morfotectônico	18
2.3 Dinâmica fluvial	24
2.3.1 Padrão de canal	24
2.3.2 Tipos de rios	25
2.3.3 Pulso de inundação	26
2.3.4 Proveniência de sedimentos	26
2.4 Contexto climático e paleoclimático	28
2.4.1 Clima atual da Amazônia	28
2.4.2 Paleoclima da Amazônia	29
2.5 Questões sobre a paleobiogeografia da Amazônia	31
2.5.1 Desenvolvimento da biodiversidade	31
2.5.2 Desenvolvimento da drenagem transcontinental	32
2.5.3 Transposição do Arco de Purus	33
3 Materiais e Métodos	35
3.1 Materiais	35
3.1.1 Modelo Digital de Elevação - MDE	35
3.1.2 Radar de Abertura Sintética - SAR	38
3.1.3 Imagens multiespectrais	42
3.2 Métodos	43
3.2.1 Interpretação Visual de Imagens	43
3.2.2 Processamento Digital de Imagens	43
3.2.3 Lineamentos fotointerpretados	44
3.2.4 Análise digital de terreno	45
3.2.5 Geomorfologia Fluvial	46
3.2.6 Luminescência Opticamente Estimulada	52

4	Resultados	57
4.1	Processamento de dados de sensoriamento remoto	57
4.1.1	MDE-SRTM: valores espúrios e áreas de <i>voids</i>	57
4.1.2	MDE-SRTM: ruído inerente ao dado	58
4.1.3	Radar de abertura sintética: registro de imagens	60
4.1.4	Radar de abertura sintética: <i>speckle</i>	60
4.2	Reconhecimento de afloramentos	62
4.3	Fraturas	63
4.4	Lineamentos	64
4.5	Análise digital de terreno	67
4.5.1	Parâmetros de superfície	67
4.6	Formas de relevo e processos geomorfológicos	72
4.6.1	Terra firme	72
4.6.2	Várzea	73
4.7	Avaliação da drenagem	76
4.7.1	Extração e validação	76
4.7.2	Padrões e processos atuais	77
4.7.3	Paleocanais	78
4.8	Idades de Luminescência Opticamente Estimulada	81
4.8.1	Coleta e preparação de amostras	81
4.8.2	Estimativa da dose equivalente	84
4.8.3	Estimativa da taxa de dose ambiental	87
4.8.4	Idades	88
5	Discussão	91
5.1	A tectônica e o relevo	91
5.1.1	Fraturas	91
5.1.2	Lineamentos	92
5.1.3	Elementos fluviais	93
5.1.4	A expressão em superfície da tectônica	95
5.2	O relevo de terra firme	98
5.3	O relevo de várzea	101
5.4	Origem dos lagos de vales submersos	103
5.4.1	Modelos atuais	103
5.4.2	Idade de formação	103
5.4.3	Contexto paleoclimático	105
5.4.4	Mecanismo de evolução	108
6	Conclusões	111
	Referências Bibliográficas	113
	Apêndice	125

Lista de Figuras

1.1	Mapa superior: A Bacia hidrográfica do rio Amazonas de acordo com valores de elevação. A área destacada em vermelho é o mapa inferior. Mapa inferior: A área mínima de estudo desta pesquisa.	4
2.1	Unidades geológicas amazônicas de acordo com a idade	5
2.2	Seções geológicas das bacias do Solimões e Amazonas. Extraído de Wanderley Filho <i>et al.</i> (2006).	6
2.3	Modelo esquemático em planta e seção da evolução topográfica e sedimentar do oeste amazônico previsto pela topografia dinâmica por conta do baixo ângulo de mergulho da placa em subducção (I: Arco de Iquitos; P: Arco de Purus; setas em turquesa (mapas) e azul (seções): sentido da drenagem; números de 1 a 3: depósitos de acordo com a idade, do mais antigo ao mais jovem). Extraído de Eakin <i>et al.</i> (2014).	10
2.4	Distribuição das Formações Alter do Chão, Içá e Solimões em território brasileiro. Extraído de Souza <i>et al.</i> (2013).	12
2.5	Unidades de relevo de extensão regional da Folha Manaus do projeto RADAM-BRASIL (Costa <i>et al.</i> , 1978).	14
2.6	Unidades de relevo do estado do Amazonas. Adaptado de Dantas & Maia (2010).	15
2.7	Seção transversal conceitual ilustrando a variação fisionômica da vegetação de acordo com a topografia e o nível da água. Extraído de Ferreira-Ferreira <i>et al.</i> (2015)	16
2.8	Quadro estrutural da região amazônica de acordo com Sena Costa <i>et al.</i> (1996).	19
2.9	Evidências de influência tectônica no médio Solimões de acordo com Latrubesse & Franzinelli (2002).	20
2.10	Quadro tectônico e sedimentar proposto por Ribeiro <i>et al.</i> (2009)	21
2.11	Falhas em afloramento de sedimentos da Formação Alter do Chão (Ibanez <i>et al.</i> , 2014b).	22
2.12	Estruturas dômicas em diferentes estágios de erosão (a) inicial, b) intermediário e c) avançado) e drenagem em padrão anelar identificadas próximo a Manaus (Almeida-Filho <i>et al.</i> , 2010).	22
2.13	Modelo deposicional do rio Amazonas em um trecho próximo a Manaus (Rozo <i>et al.</i> , 2012).	24
2.14	Os principais rios da bacia amazônica classificados de acordo com a cor das águas (Junk <i>et al.</i> , 2011).	25
2.15	Esquema com valores de carga sólida dissolvida total (TDS) da bacia amazônica de acordo com as unidades geográficas: Andes, planície central (terras baixas) e escudos cristalinos (Moquet <i>et al.</i> , 2016).	27
2.16	Precipitação anual acumulada no Brasil de acordo com a normal climatológica.	28
2.17	O modelo de evolução de espécies endêmicas de acordo com a instalação dos grandes rios amazônicos (Ribas <i>et al.</i> , 2011). As espécies de jacarim ocorrem de modo endêmico nos interflúvios de grandes rios. Na ocasião do surgimento desses rios a área de distribuição de uma espécie era dividida, forçando a adaptação e evolução de ancestrais da ave.	31
2.18	O modelo de estabelecimento da drenagem transcontinental proposto por Hoorn <i>et al.</i> (2010). No Paleogeno o divisor de drenagem deslocou-se do leste para o centro da bacia, com a orogenia andina e a mudança no padrão de precipitação surge o sistema Pebas de idade Miocena. Até o final do Mioceno a drenagem foi reorganizada nos padrões atuais por conta do soerguimento da cordilheira e ausência de espaços de acomodação para a carga sedimentar resultante.	32
2.19	O modelo de evolução do oeste do Arco de Purus de acordo com Nogueira <i>et al.</i> (2013).	33

3.1	Instrumentos do SRTM: sistema principal com duas antenas (banda C e X) emisoras/receptoras e sistema do mastro (60 m) com duas antenas receptoras (antena de banda C com 8 metros e banda X com 6 metros). No corpo do ônibus espacial está destacado o instrumento de determinação de altitude e órbita (AODA, <i>Altitude and Orbit Determination Avionics</i>). Extraído de Kramer (2011).	36
3.2	Relações de geometria para obtenção do valor de elevação/altura do alvo (h_t) (Farr <i>et al.</i> , 2007).	37
3.3	Geometria de aquisição de imagens de um Radar (Farr, 1993).	38
3.4	Retroespalhamento em função do ângulo de incidência (complementar ao ângulo de visada) para três tipos de superfícies. Sensores que atuam com ângulos menores do que 25° registrarão maior retroespalhamento para superfícies suaves do que para superfícies rugosas (Farr, 1993).	39
3.5	Distorções topográficas devido à relação entre ângulo de visada e a geometria do alvo: a) <i>Foreshortening</i> , b) <i>textitLayover</i> , c) Sombreamento (Farr, 1993).	40
3.6	A aeronave R-99B com indicação dos sensores com que está ocupada (Junior, 2008).	41
3.7	Elementos de interpretação de imagem. O elemento primário é o tom/cor, enquanto o restante se trata do arranjo espacial deste elemento. O grau de complexidade indica a necessidade de diferentes abordagens ou de maior quantidade de dados adicionais para aumentar a precisão na interpretação.	43
3.8	Aplicação de filtro de média usando uma janela 3x3 (Grohmann, 2008).	45
3.9	Figura esquemática ilustrando o perfil de base e sua relação com o nível de base, representado pelo nível médio do mar (Quirk, 1996).	47
3.10	Tipos de canais de acordo com Schumm (1981) e Nanson & Knighton (1996).	48
3.11	Formação de superfície de barras em pontal em rios meandantes (Hickin, 1974).	49
3.12	Padrões de drenagem influenciados por elementos estruturais ou pela declividade. (a) dendrítico, (b) paralelo, (c) radial, (d) centrífugo, (e) centrípeto, (f) distributário, (g) angular, (h) treliça, (i) anular (Twidale, 2004).	50
3.13	Listagem das possíveis respostas de canais fluviais a deformação em seu perfil longitudinal. (a) Deflexão e variações ligadas diretamente a mudanças na potência do canal. (b) Ajustes possíveis no padrão do canal de acordo com a deformação (Holbrook & Schumm, 1999).	51
3.14	Ilustração do processo de LOE. A exposição a luz solar esvazia a carga energética, que volta a aumentar após soterramento do grão, e é mesurada pela estimulação de luz em laboratório. A energia emitida é proporcional ao tempo de soterramento do grão. Extraído de Rhodes (2011).	53
3.15	Uma curva de resposta de dose gerada pelo protocolo SAR. As respostas de dose são plotadas em um gráfico de sinal de OSL corrigido por dose em Gy. A curva é gerada normalmente por uma equação exponencial de saturação. Extraído de Preusser <i>et al.</i> (2008).	54
4.1	Imagem superior apresentando áreas vazias de dados e imagem inferior após correção.	57
4.2	a) Mapa isarítmico de elevação, b) Mapa de rugosidade e c) Detalhe da rugosidade nitidamente alterada por conta de ruído.	58
4.3	Mapas de elevação suavizada pela média e pela moda com janelas de 3x3, 5x5 e 7x7 acompanhados dos respectivos mapas de declividade	58
4.4	Estimativa de densidade Kernel (EDK) para Elevação e Declividade com curvas para o dado original (cinza) e janelas móveis de 3x3 (verde), 5x5 (vermelho) e 7x7 (azul).	59
4.5	Seção com a sucessão sedimentar verificada no afloramento ALC 25, com fotos em pontos ao longo da seção e círculo máximo com as fraturas na camada de base.	62
4.6	Mapa dos afloramentos com fraturas e diagramas de círculos maiores.	63
4.7	Lineamentos obtidos nas 4 escalas de trabalho.	64
4.8	Mapa com lineamentos em todas as escalas de trabalho por unidade interfluvial com rosetas de frequência.	65
4.9	Mapas de declividade (em graus) em diferentes tamanhos de janelas.	67
4.10	Mapas de amplitude em diferentes tamanhos de janelas.	68
4.11	Mapas de rugosidade em diferentes tamanhos de janelas.	69
4.12	Mapas de Vol:area em diferentes tamanhos de janelas.	70

4.13	Gráficos boxplot para 4 parâmetros morfométricos nas janelas móveis em que foram produzidos. A linha em vermelho passa pela média dos valores de todas as janelas móveis.	71
4.14	Modelo representativo do limite do tabuleiro (porção esquerda da figura, mais escura) com sua área de planície adjacente (porção direita da figura, mais clara) (IBGE, 2009).	72
4.15	Diferentes gerações de tabuleiros interfluviais nas áreas de dissecação.	73
4.16	Diques marginais de canais que realizam o retrabalhamento de outros depósitos.	74
4.17	<i>Scroll bars</i> nas margens do rio Purus antes de adentrar a várzea do Solimões (a) e colmatagem do lago Aiapuá por canais de associação (b), que geram formas semelhantes a deltas.	75
4.18	Rede de drenagem extraída automaticamente e corrigida manualmente. Os corpos de água poligonais foram produzidos a partir do MNDWI.	76
4.19	Drenagem obtida para a área de estudo.	77
4.20	Exemplos de padrão de drenagem anelar na terra firme.	78
4.21	Paleobarras em pontal e paleomeandros (linha branca tracejada) em tabuleiro de terra firme na margem esquerda do rio Purus. A localização do mapa pode ser conferida no <i>inset</i> F da figura 4.22.	79
4.22	Algumas áreas de ocorrência de paleoformas próximo a Coari. As escala de cor do mapa principal não é a mesma dos mapas A-F. Linhas tracejadas em branco acompanham a forma de alguns paleomeandros, e apenas algumas paleoformas foram destacadas.	80
4.23	Mapa com localização das barras (figura a, mosaico Landsat TM RGB=7/5/3) e idades dos pontos coletados em Tefé (figura b) e Coari (figura c) (b e c, composição ASTER RGB=3/2/1).	81
4.24	Curvas de dose-resposta e gráficos radiais típicos das amostras de Tefé.	85
4.25	Curvas de dose-resposta e gráficos radiais típicos das amostras de Coari.	86
5.1	Margem esquerda do lago de Tefé. No MDE-SRTM a presença de árvores de grande porte é traduzida por uma alta amplitude altimétrica.	93
5.2	Limite recortado da terra firme próximo à Coari. O retângulo em preto do mapa à esquerda delimita a área do mapa à direita.	94
5.3	Afloramento nas margens do rio Içá. Pontos de A a D são falhas na base da seção. A foto do ponto C apresenta uma estria de falha. Pontos E e F são prováveis falhas no meio da seção. A foto do ponto F apresenta estruturas de fluidificação afetando meio e topo de seção. Pontos 1-2-3 são fraturas ao longo do afloramento.	96
5.4	Perfis de subsuperfície do oeste amazônico. Seção A-A': Maia <i>et al.</i> (1977). Seção B-B': Fernandes <i>et al.</i> (1977).	97
5.5	Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas das cavernas Diamante e Condor no Peru (Cheng <i>et al.</i> , 2013), e Santiago no Equador (Mosblech <i>et al.</i> , 2012). Os eventos Heinrich segundo Abreu <i>et al.</i> (2003) estão destacados e numerados em barras verticais cinza. A idade de deposição das paleoformas em Tefé e Coari estão identificadas em linhas verticais pretas. A curva de cor preta que acompanha os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ é uma suavização dos dados das três cavernas com base em um modelo aditivo generalizado (GAM, com <i>splines</i> de penalização por 15 nós) e ajuda a reconhecer a tendência da precipitação apontada pelas três curvas.	99
5.6	Etapas de evolução para do relevo das áreas de terra firme do oeste amazônico.	100
5.7	Mudanças em planta de ilhas do rio Amazonas na Colômbia (Rozo <i>et al.</i> , 2014).	101
5.8	Seções de Coari com idades de luminescência.	104
5.9	Seções de Tefé com idades de luminescência.	104
5.10	Descrição do perfil do lago de Coari com as idades obtidas por Horbe <i>et al.</i> (2011). A figura foi adaptada para incluir as idades ^{14}C com e sem calibração.	105

5.11	a) Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas das cavernas Shatuca (Bustamante, 2015) e Tigre Perdido (van Breukelen <i>et al.</i> , 2008). b) Idades de LOE das amostras de Coari e Tefé. Os eventos Bond segundo Bond <i>et al.</i> (1997) estão destacados e numerados nas barras verticais cinza. Barras verticais em cinza claro acompanham os limites de erro padrão das amostras datadas por LOE. As linhas espessas em vermelho e azul suavizam os valores segundo um modelo aditivo generalizado (GAM).	106
5.12	Série temporal demonstrando a construção de uma barra fluvial na desembocadura do rio Jandiatuba em São Paulo de Olivença (AM) (Fonte: Google Earth [®]). . .	109
5.13	Igarapé Machado (Amaturá, AM) apresentando fase ria com vale inundado após episódio de chuva (14/12/1990), e fase rio com canal sinuoso durante a vazante (09/10/2001). Imagens Landsat 5 RGB=7/5/3.	110

Lista de Tabelas

3.1	Características técnicas do R-99B/SIPAM (Andrade & Rosa, 2007; Costa <i>et al.</i> , 2007; Pinto, 2007).	42
3.2	Lista dos parâmetros de superfície utilizados neste trabalho	46
3.3	As etapas de tratamento do protocolo SAR.	54
4.1	Protocolos utilizados com descrição dos tratamentos	83
4.2	Doses recuperadas para fração areia e silte	84
4.3	Sumário das atividades dos radionuclídeos principais, saturação de água e taxa de dose das amostras	87
4.4	Idades das amostras de Tefé	88
4.5	Idades das amostras de Coari	89
5.1	Escalas mínimas de trabalho de acordo com a resolução dos dados	92
1	Sumário das idades de luminescência e dados relacionados	125
2	Sumário das atividades dos radionuclídeos principais, saturação de água e taxa de dose das amostras	125
3	Resultados dos testes que acompanham o Protocolo SAR	126
4	Localização, altitude e profundidade das amostras	126

1. Introdução

1.1. Apresentação ao tema

A região amazônica é uma das áreas de maior biodiversidade do planeta, e por essa razão são numerosos os estudos da variedade, especiação e endemismo de espécies. Modelos recentes de evolução da biodiversidade amazônica apontam uma relação entre áreas de endemismo e fatores tectônicos (Hoorn *et al.*, 2010; Nogueira *et al.*, 2013; Rossetti, 2014), que se manifestam através de falhas e agem como controladores de canais fluviais (Almeida-Filho & Miranda, 2007; Silva *et al.*, 2007; Ribeiro *et al.*, 2009), que por sua vez atuam como limites entre ambientes separando grupos endêmicos (Ribas *et al.*, 2011).

Assim sendo, uma análise morfométrica/morfotectônica da região fez-se necessária para contribuir à compreensão da evolução da paisagem amazônica. E dada a carência de material topográfico em escala de detalhe para a região os dados mais adequados aos propósitos do trabalho são o modelo digital de elevação (MDE), ou de terreno (MDT), e micro-ondas ativas (Radar - *Radio Detection and Ranging*), associados com imagens orbitais de sensores óticos.

Estudos recentes têm apontado uma dinâmica tectônica – assim como deposicional – distinta para o trecho médio do Solimões/Amazonas em relação ao restante da bacia sedimentar (Nogueira *et al.*, 2013; Munis, 2013). Esta é a área onde se encontrava o antigo divisor de drenagem de toda a atual região amazônica, o Arco de Purus, um arco estrutural presente atualmente na base da espessa deposição sedimentar da bacia do Solimões (Munis, 2013).

Paralelamente, as pesquisas que abordam o paleoclima na bacia amazônica tem conseguido descrever o cenário climático do oeste da bacia nas últimas dezenas e centenas de milhares de anos. Estes trabalhos apoiam-se principalmente na determinação da razão isotópica de oxigênio, um *proxy* para a pluviosidade na região, a partir de espeleotemas de cavernas no extremo oeste da bacia (van Breukelen *et al.*, 2008; Mosblech *et al.*, 2012; Cheng *et al.*, 2013; Bustamante *et al.*, 2016).

As rochas aflorantes na área de estudo pertencem à Formação Solimões (Mioceno-Plioceno) e à Formação Içá (Pleistoceno), que registram o desenvolvimento do sistema fluvial do rio Amazonas ao longo do tempo. A Formação Solimões é composta por rochas depositadas inicialmente em ambientes lacustres e fluviolacustres com rios meandantes de baixa energia, e a Formação Içá foi depositada de modo discordante e está ligada ao padrão recente de drenagem no sentido do Oceano Atlântico (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007).

Esta dissertação investigará os fatores tectônicos e sedimentares para contribuir com o entendimento da evolução da paisagem do oeste amazônico. Esta investigação pretende ser multi-escalar e buscará identificar processos formadores de relevo, questionando se a geomorfologia da área é dependente de tectônica ou pode ser explicada exclusivamente por processos fluviais.

Este documento tem uma estrutura simples e está dividido em 6 capítulos, sendo o primeiro capítulo uma introdução com apresentação ao tema, objetivos da pesquisa e descrição da área de estudo.

O segundo capítulo faz uma revisão da literatura sobre elementos da área de estudo e os temas principais. Aqui são apresentados o contexto geológico e geomorfológico, com trabalhos elaborados principalmente sob uma ótica morfotectônica. Por fim são apresentados elementos da dinâmica fluvial regional, o contexto climático e paleoclimático e são aborda-

das questões sobre a paleobiogeografia amazônica, como o desenvolvimento da drenagem transcontinental, a transposição do Arco de Purus e a evolução da biodiversidade.

O capítulo três apresenta os materiais e métodos utilizados na pesquisa, com descrição dos dados de elevação, Radar de abertura sintética e imagens multi-espectrais, que são os principais materiais da pesquisa, além dos métodos de análise utilizados para extrair informação em morfotectônica, geomorfometria, geomorfologia fluvial, e datação por luminescência opticamente estimulada.

O capítulo quarto, de resultados, descreve tanto o processamento de dados digitais, quanto a informação produzida a partir deles. Nesta parte do trabalho também são apresentados os dados e informação produzida a partir de pesquisa de campo realizada ao longo do rio Solimões/Amazonas em outubro de 2015 entre o rio Madeira e o rio Santo Antônio do Içá. As idades de luminescência para as amostras coletadas em campo também são apresentadas neste capítulo.

No capítulo cinco são feitas as discussões sobre os principais agentes atuantes na geomorfologia do médio Solimões. A análise aborda o papel da tectônica e dos processos fluviais, contextualizando os argumentos com resultados disponíveis pelas pesquisas paleoclimáticas. Com base nos dados investigados são propostas explicações para a formação das duas principais unidades geomorfológicas da área, a várzea e a terra firme. Enquanto algumas feições são abordadas ao longo do texto, os lagos de vales submersos possuem uma seção específica contendo um modelo original para sua formação na região.

Por fim o capítulo de conclusões sintetiza o que foi atingido com esta pesquisa e apresenta recomendações relacionadas à métodos específicos de extração de informação geomorfológica na Amazônia, assim como comentários às interpretações existentes derivadas desses métodos.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo geral

Esta pesquisa buscará responder quais são os papéis de elementos estruturais e de processos sedimentares fluviais na evolução do relevo amazônico no Médio Solimões/Amazonas no Quaternário.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Realizar análise estrutural de lineamentos extraídos a partir de dados de sensoriamento remoto;
2. Realizar análise da hidrografia (obtida a partir de dados de sensoriamento remoto) e avaliar sua relação com a atividade neotectônica;
3. Realizar interpretação das formas de relevo a partir de dados de Radar de abertura sintética de alta resolução;
4. Avaliar a contribuição de parâmetros geomorfométricos para o entendimento de processos tectônicos e sedimentares;
5. Datar por meio de Luminescência Opticamente Estimada (LOE) feições que registram direta ou indiretamente atividade tectônica.

1.3. Programas utilizados

Os Sistemas de Informação Geográfica (SIG, ou GIS em inglês) foram os principais programas utilizados nesta pesquisa, e estão listados a seguir por ordem de importância neste trabalho:

1. GRASS GIS, em suas versões mais recentes ao longo da pesquisa,
2. ArcGIS, versões 10.1 e 10.2,
3. QGIS, em suas versões mais recentes ao longo da pesquisa,
4. ENVI, versão 5.1.

A rotina de trabalhos computacionais em Luminescência fez uso dos programas Sequence Editor e Analyst versão 4.31.9. Para a elaboração de gráficos foi utilizado o ambiente computacional R. O tratamento de figuras vetoriais foi feito com os programas Adobe Illustrator cs6 e Inkscape em suas versões mais recentes. As tabelas e o texto foram elaborados com o sistema de preparação de documentos $\text{\LaTeX}$.

1.4. Área de estudo

O entendimento dos processos que controlam as formas de superfície no oeste amazônico é o foco deste trabalho, e a concentração da análise em uma área mínima de estudo parece ser mais plausível do que abordar toda a Amazônia Ocidental. Sendo assim foi adotada como recorte espacial a porção ao longo do rio Solimões entre o lago de Coari, a oeste, e a confluência com o rio Purus, à leste (ou ainda entre o município de Coari, a oeste, e Anori, a leste). Esta região é coberta pela porção norte da folha SB-20 Purus e parte sul da folha SA-20 Manaus, ambas na escala 1:1.000.000.

A área (figura 1.1) não possui mapeamento topográfico na escala 1:50.000, mas está plenamente coberta por cartas de escala 1:100.000 e 1:250.000, porém estes produtos datam das décadas de 1970 ou 1980 e contêm pouca ou nenhuma informação topográfica, que segundo Silva *et al.* (2007) expressam os valores de copa das árvores .

Alguns fatores justificam a escolha desses limites, entre eles pode ser citada a presença do Arco de Purus, a extensão e geometria da várzea, a ocorrência de lagos de vale submerso, a inflexão do rio Solimões em Coari e os trechos retilíneos do rio Solimões.

A afirmação de que esta região é uma área mínima de estudo significa que a investigação buscará explicar a geomorfologia contida nesses limites, entretanto, quando se mostrar necessário ou conveniente, exemplos e descrições de outros trechos de morfologia e processos superficiais idênticos ou análogos no contexto amazônico serão apresentados para fortalecer a análise.

Figura 1.1. Mapa superior: A Bacia hidrográfica do rio Amazonas de acordo com valores de elevação. A área destacada em vermelho é o mapa inferior. Mapa inferior: A área mínima de estudo desta pesquisa.

2. Revisão de Literatura

2.1. Contexto geológico da Bacia do Solimões

A geologia da Amazônia é caracterizada por uma cobertura sedimentar fanerozoica sobre um substrato rochoso cristalino. Esta cobertura é dividida nas bacias do Acre, Solimões, Amazonas, Marajó e Pirabas. Arcos estruturais servem de divisores geográficos e dividem as bacias em sub-bacias, particularmente na Bacia do Amazonas (Sub-bacias do Alto Amazonas e do Baixo Amazonas) e na Bacia do Solimões (Sub-bacias de Jurua e de Jandiatuba) (figura 2.1). O substrato cristalino é representado pelo cráton amazônico, que ocorre ao norte da Bacia Amazônica como Escudo das Guianas, e ao sul como Escudo do Brasil Central, ambos de idade pré-cambriana.

Figura 2.1. Unidades geológicas amazônicas de acordo com a idade. A cobertura fanerozoica está dividida pelos arcos estruturais identificados por números. Extraído de Hasui *et al.* (2012)

Grande parte da informação disponível sobre a geologia da Bacia do Solimões é decorrente das pesquisas relacionadas ao petróleo, iniciadas por volta de 1978 e intensificadas a partir de 1986 (Barata & Caputo, 2007). Diversos trabalhos publicados na década de 1980 ampliaram o conhecimento sobre a Sub-bacia de Jurua, produtora de óleo e gás, que Eiras *et al.* (1994) sintetizaram em um texto intitulado “Bacia do Solimões”, e que por sua vez foi atualizado por Wanderley Filho *et al.* (2007) em outro texto de mesmo nome. A descrição das sucessões sedimentares da Bacia do Solimões verificadas na literatura baseiam-se principalmente nestes dois trabalhos.

A Bacia do Solimões é uma bacia sedimentar intra-cratônica de grande extensão - uma sinéclise - limitada à oeste pelo Arco de Iquitos e à leste pelo Arco de Purus. Um terceiro arco, o Arco de Carauari, divide a bacia em duas unidades: a Sub-bacia de Jurua à leste, e a Sub-bacia de Jandiatuba à oeste. A cobertura sedimentar na bacia atinge mais de 3.800 metros de espessura na Sub-bacia de Jurua e 3.000 metros na Sub-bacia

de Jandiatuba, e esse pacote pode ser dividido em duas sucessões sedimentares sobre um embasamento proterozoico (figura 2.2). A primeira sucessão é composta por rochas do Paleozoico seccionadas por diques e soleiras de diabásio. A segunda é formada por espessas deposições do Mesozoico e Cenozoico. As únicas rochas aflorantes na Bacia do Solimões são das Formações Solimões e Içá, as unidades mais recentes do pacote sedimentar (Wanderley Filho *et al.*, 2007).

Figura 2.2. Seções geológicas das bacias do Solimões e Amazonas. Extraído de Wanderley Filho *et al.* (2006).

A região de Urucu é a principal produtora de óleo, gás e condensado na Bacia do Solimões, sendo os folhelhos devonianos da Formação Jandiatuba as rochas geradoras primárias, enquanto as rochas reservatório são os arenitos da Formação Juruá, e as rochas selante os evaporitos e folhelhos das Formações Juruá e Carauari. Anticlinais desenvolvidas nos blocos altos de falhas reversas durante o Megacisalramento do Solimões servem como trapas estruturais (Barata & Caputo, 2007).

2.1.1. Proterozoico

Embasamento

Rochas ígneas e metamórficas proterozoicas compõem o embasamento na Sub-bacia de Jandiatuba, enquanto na Sub-bacia do Juruá ocorrem, além destas, rochas metassedimentares. Em Jandiatuba o substrato trata-se do Cinturão Móvel Rondoniense-San Inácio, enquanto em Juruá este é representado pela Província Rio Negro-Juruena. No paleoproterozoico uma fase rifte em Juruá gerou deposição em um ambiente fluvial de influência marinha, cujos sedimentos compõem as formações Prosperança, Acari e Prainha, que formam o Grupo Purus (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007).

2.1.2. Fanerozoico

Formação Benjamin Constant

Esta formação registra a primeira transgressão marinha, no Médio Ordoviciano, que foi restrita à Sub-bacia do Jandiatuba. Uma zona de charneira entre uma plataforma estável (Juruá) e uma área subsidente (Jandiatuba) separava as duas sub-bacias. Folhelhos escuros e arenitos mal selecionados de cor cinza-esbranquiçado que apresentam estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo são as rochas que compõem esta formação, e foram depositadas provavelmente em ambientes de praia ou mar raso (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007).

Formação Jutai

Do Neossiluriano ao início do Devoniano ocorreram eventos cíclicos de transgressão-regressão. As rochas distais são de fácies argilosa, as proximais são arenosas, argilosas e dolomíticas. Essa sequência registra transgressão marinha de oeste para leste, que em sua fase final atingiu a zona de charneira, havendo deposição sobre o Arco de Carauari, que divide as sub-bacias (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007). Lisboa *et al.* (2013) identificaram clastos da Formação Jutai em áreas tão distantes de Carauari quanto o Arco de Purus, o que evidencia uma transgressão marinha de alcance maior do que evidenciado pelos poços perfurados na Sub-bacia de Juruá nas décadas de 1970 e 1980.

Grupo Marimari

No Médio Devoniano uma nova incursão marinha ultrapassou novamente o Arco de Carauari e promoveu deposição sobre Juruá, que passou a apresentar considerável subsidência. Esta sequência sedimentar possui grande variedade faciológica devido ao controle por fatores tectônicos, climáticos e ambientais, especialmente por conta do fenômeno de ressurgência no flanco oeste do Arco de Carauari, que levou à uma explosão da fauna por conta do aumento dos nutrientes disponíveis. O clima nessa época era frio e condições de anoxia preservaram a matéria orgânica em camadas argilosas. O Grupo Marimari é dividido em duas formações que registram três ciclos de transgressão-regressão: Formação Uerê e Formação Jandiatuba (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007).

Grupo Tefé

A orogenia eo-Herciniana gerou uma regressão marinha seguida por exposição da bacia e consequente erosão. No Mesocarbonífero o clima tornou-se quente e árido com a sedimentação ocorrendo em dois episódios, em princípio a deposição se deu em ambientes fluviais e estuarinos com sedimentos terrígenos, e em seguida a deposição ocorreu em ambiente eólico costeiro (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007).

Este grupo registra a última transgressão-regressão marinha, quando o Arco de Purus foi ultrapassado e o mar atingiu a Bacia do Amazonas. Este processo foi cíclico/pulsativo e foi acompanhado por ciclos evaporíticos. Após a última regressão o clima quente e árido instalou-se novamente e a deposição de camadas vermelhas sílticas em seguida ocorreu em ambiente continental. Há três formações compondo o Grupo Tefé, a Formação Juruá (terrígena), Carauari (evaporítica) e Fonte Boa (*red beds*) (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007).

Magmatismo Penatecaua

No Triássico (205,7 Ma) houve a intrusão de três soleiras de diabásio no episódio denominado de magmatismo Penatecaua, associado à abertura do Oceano Atlântico Norte. As soleiras estão distribuídas em uma área ampla, que inclui as bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba, e possuem uniformidade química, o que dificulta o reconhecimento da ordem de colocação desses corpos (Wanderley Filho *et al.*, 2006). O soerguimento decorrente da intrusão das soleiras e por dobramentos associados ao Tectonismo Juruá expôs as rochas paleozoicas a intensa erosão, o que fez com que ao menos 900 metros de rochas da Formação Fonte Boa fossem erodidos (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007).

Megacisalhamento do Solimões

No Jurássico Superior iniciou-se a abertura do Oceano Atlântico Sul, e toda a região noroeste da América do Sul ficou submetida a esforços compressionais horizontais que na Amazônia geraram o Mega Cisalhamento do Solimões, uma longa faixa de cisalhamentos com uma componente principal dextral e estruturas associadas como falhas transcorrentes, falhas inversas, dobras escalonadas e estruturas em flor. As trapas estruturais nas áreas portadoras de hidrocarbonetos são anticlinais nos blocos de capa de falhas reversas (Caputo, 1991; Barata & Caputo, 2007).

Grupo Javari

No Cretáceo a mudança do clima árido para úmido, em conjunto com um novo processo de subsidência, contribuiu para a instalação de um sistema fluvial de alta energia com a deposição de sedimentos arenosos que compõem a Formação Alter do Chão. Não existem dados de paleocorrentes para esta formação, mas por conta da interpretação de mapas faciológicos e de isópacas, assim como pela relação com depósitos correlatos em bacias subandinas, admite-se que o sistema hidrográfico tinha exutório no antigo Oceano Pacífico (Wanderley Filho *et al.*, 2007).

O soerguimento dos Andes fez com que a sedimentação no Paleogeno tivesse o depocentro deslocado para a região subandina, e a partir do paroxismo andino o padrão de canais fluviais entrelaçados transformou-se em um sistema lacustre de água rasa pouco movimentada, com grandes lagos sendo alimentados por rios meandrantos de baixa energia que caracterizam os depósitos da Formação Solimões (Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007).

A Formação Solimões é sucedida na sequência sedimentar pela Formação Içá, depositada no Pleistoceno e de composição essencialmente arenosa. Entre as duas formações há uma discordância litológica e, em parte, erosional. Silva *et al.* (2007) afirmam que a existência da Formação Içá é controversa e alguns autores (Wanderley Filho *et al.*, 2007) preferem tratá-la como um membro superior da Formação Solimões.

Por conta da importância dos depósitos mais recentes para esta pesquisa será feita a seguir uma descrição de modo mais copioso das Formações Solimões e Içá.

Formação Solimões

Em 1867 foi descrita por James Orton uma unidade geológica no rio Marañon contendo argilas cinzas e depósitos de linhito. Esta extensa unidade seria denominada de Formação Pebas, e diversas correlações seriam feitas a partir deste momento entre os sedimentos de outras regiões amazônicas com aqueles descritos por Orton, surgindo então diferentes denominações para estes depósitos.

Na década de 1930 o termo “Série Solimões” surgiu em trabalhos brasileiros, e em 1971 Mário Vicente Caputo formalizou e validou o termo Formação Solimões para os sedimentos predominantemente pelíticos que geram sucessões de argilitos e siltitos de cor castanho-avermelhada, amarelo e cinza escuro, maciços ou laminados, intercalados ou que gradam lateralmente para arenitos e conglomerados (Fernandes *et al.*, 1977; Eiras *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2007). É comum a ocorrência de material ferruginoso, disposta como camadas de laterita formadas por limonita, ao longo das seções aflorantes (Fernandes *et al.*, 1977). Os afloramentos da Formação Solimões apresentam restos vegetais, lentes de linhito e de turfa, e fósseis de plantas e animais. Algumas camadas argilosas ou siltosas possuem bolas de argila endurecida incrustadas na matriz, o que lega à essas porções uma aparência de conglomerado. Sedimentos carbonáticos são encontrados no oeste da área ocupada pela Formação Solimões, mas esta contribuição química inexistente no trecho leste (Lourenço *et al.*, 1978).

A associação entre sedimentos pelíticos e arenitos de granulação fina a média forma sequências psamítica-pelíticas que sugerem um contexto de lenta subsidência, com consequente adaptação e transformação da rede de drenagem de acordo com a energia disponível no sistema fluvial. Entretanto o ambiente de sedimentação da Formação Solimões é ainda uma questão em aberto, pois enquanto algumas descrições apontam ambiente tipicamente fluviocontinental de deposição moderada que oscilava entre estações cheias e secas em uma ampla área estável de subsidência lenta (Fernandes *et al.*, 1977), outras propostas incluem incursões marinhas no Mioceno (Hoorn, 1993; Boonstra *et al.*, 2015), sistema lacustre compondo um megalago (Wesselingh & Salo, 2006), e ambiente deltaico-fluvial (Latrubesse *et al.*, 2010). As seções descritas pelos relatórios do projeto RADAMBRASIL concordam com os modelos de deposição vertical de clastos finos por transbordamento, e com o acréscimo de sedimentos grossos pela migração lateral de canal fluvial à medida em que constrói barras em pontal, e de acordo com a deposição residual de canal em um contexto de planície de inundação (Silva *et al.*, 1976; Fernandes *et al.*, 1977; Lourenço *et al.*, 1978; Araújo *et al.*, 1978).

Os argilitos apresentam normalmente estrutura maciça, que eventualmente possuem fraturas preenchidas por material ferruginoso. Nas sequências psamíticas e nos argilitos arenosos desenvolve-se estratos plano-paralelos e estratificações/laminações cruzadas do tipo acanalada e tabular. Os estratos plano-paralelos podem ocorrer intercalados com o material ferruginoso, que cria camadas lateríticas de pequena espessura, cuja distribuição indica mudanças paleoclimáticas que foram capazes de alterar o nível d'água e promover aeração para que ocorresse a precipitação do ferro (Fernandes *et al.*, 1977). A Formação Solimões apresenta também frequente lenticularidade, sendo comum a presença de lentes de arenito em camadas argilosas, e lentes de argilito em camadas arenosas, indicando, neste último caso, a formação de lagos através da migração de paleocanais. A presença de estruturas de avalanche (*slumps*) indica correntes em ambientes de águas calmas, e laminações convolutas estão relacionadas com sobrecarga.

Dobras atectônicas são encontradas com frequência nos afloramentos do oeste da Amazônia, e podem ocorrer tanto nas sequências pelíticas quanto psamíticas por conta da sobrecarga gerada pelos sedimentos sobrepostos ou por escorregamento de material semi-consolidado. Nas descrições de afloramentos dos relatórios do projeto RADAMBRASIL são recorrentes as dobras atectônicas nas folhas Içá, Rio Branco, Manaus e Purus.

A Formação Solimões foi distribuída de modo sub-horizontal na bacia Amazônica sobre unidades que, na porção oeste da bacia, sofreram tectonismo, fato que a posiciona cronologicamente após o momento crítico do soerguimento andino no Mioceno. As idades apontadas para esses depósitos foram geradas principalmente por métodos da Paleontologia e da Palinologia. Os relatórios do projeto RADAMBRASIL apontam idade dentro do intervalo Plioceno-Pleistoceno Superior (Fernandes *et al.*, 1977; Araújo *et al.*, 1978; Lourenço *et al.*, 1978) para a Formação Solimões.

Eakin *et al.* (2014) propuseram um mecanismo de subsidência para a Bacia do Solimões baseado em topografia dinâmica, um modelo que está de acordo com a deposição da Formação Solimões em uma área extensa a partir do Mioceno (figura 2.3).

Figura 2.3. Modelo esquemático em planta e seção da evolução topográfica e sedimentar do oeste amazônico previsto pela topografia dinâmica por conta do baixo ângulo de mergulho da placa em subducção (I: Arco de Iquitos; P: Arco de Purus; setas em turquesa (mapas) e azul (seções): sentido da drenagem; números de 1 a 3: depósitos de acordo com a idade, do mais antigo ao mais jovem). Extraído de Eakin *et al.* (2014).

A topografia dinâmica baseia-se na acomodação da superfície terrestre a partir de deflexões geradas no manto por conta de geometria e densidade particulares de porções litosféricas. A acomodação ao stress possui pequena amplitude (aprox. 1 km) e grande comprimento de onda (aprox. 1000 km) (Eakin *et al.*, 2014). De acordo com o modelo proposto o intenso soerguimento dos Andes no Mioceno gerou os depósitos mais antigos da Formação Solimões nas bacias flexurais e dinâmicas (figura 2.3a-b), e quando a subducção plana passa a ocorrer há um aprofundamento e alargamento das bacias ao mesmo tempo em que nas áreas distais é criado um amplo espaço de acomodação para os sedimentos (figura 2.3c-d). O fluxo dos canais fluviais das bacias continentais criadas por subsidência (Acre e Solimões) tinha no Arco de Purus um bloqueio, mas o gradual preenchimento da bacia levaria a uma reorganização da drenagem e a transposição dos altos topográficos rumo ao Atlântico ocorreria por processos de superfície (figura 2.3e).

O topo da Formação Solimões apresenta arenitos imaturos de coloração avermelhada; nestas camadas há frequentes estratificações cruzadas de pequena e média amplitudes, tabulares e acanaladas. Ao contrário dos sedimentos típicos da Formação Solimões este material indica um ambiente de alta energia. Enquanto a coluna estratigráfica da Bacia do Solimões registra estas camadas como membro superior da Formação Solimões, outros autores propuseram a diferenciação destes depósitos na Formação Içá (Maia *et al.*, 1977).

Formação Içá

Os sedimentos da Formação Içá eram tratados genericamente como a expressão do Quaternário na Amazônia e careciam de descrição sistemática até a publicação do relatório final do projeto Carvão no Alto Solimões (Maia *et al.*, 1977). Esta cobertura foi depositada em um ambiente de maior energia e de modo discordante sobre as sequências psamítica-pelíticas que caracterizam os depósitos de baixa energia da Formação Solimões, porém pode ser difícil a diferenciação em campo destas duas unidades.

A Formação Içá está distribuída por uma ampla área entre os arcos de Iquitos e Purus, limites que foram definidos a partir de características texturais em imagens de Radar e que ainda estão sujeitos a revisão, como demonstra a figura 2.4, na qual os contornos leste-oeste da Formação Içá não obedecem as posições dos arcos estruturais. A informação de sondagens indica que a espessura dos depósitos diminui em direção ao leste, enquanto ao sul e sudeste é inferido um espessamento do pacote.

Os topos de seção nos afloramentos são compostos por depósitos inconsolidados de argilas, siltes, cascalhos, mas principalmente areias quartzosas de granulação fina a grossa, que exibem coloração amarelo-avermelhada, mas também cor branca, amarela e roxa, apresentam oxidação e são impregnados de limonita, e eventualmente contém sedimentos mosqueados por conta dos agentes intempéricos. Seixos de argilito e silicatos ferruginosos, bem como grãos de feldspatos e fragmentos de rochas podem estar incorporados às camadas dessa formação (Maia *et al.*, 1977). Os sedimentos arenosos podem apresentar estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno e médio porte (Fernandes *et al.*, 1977).

Na seção basal encontram-se depósitos pouco consolidados de argilitos cinza claro a escuro ou vermelhos, siltitos relacionados aos argilitos, e arenitos escuros. A combinação areia, silte e argila gera muitas variações litológicas presentes nos afloramentos, como siltito areno-argiloso, argilito siltico-arenoso, siltito argilo-arenoso, argilito siltico e siltito arenoso. À exemplo da Formação Solimões ocorrem também conglomerados e bolas de argila endurecida (Maia *et al.*, 1977).

O ambiente de deposição proposto prevê o ajuste da drenagem em um sistema de alta energia semelhante ao existente atualmente. É suposto que em princípio os rios tinham capacidade de deposição apenas nas bordas mais elevadas da bacia, e que com progressivo aumento do gradiente a deposição foi realizada entre a zona sub-andina e a região do Arco

Figura 2.4. Distribuição das Formações Alter do Chão, Içá e Solimões em território brasileiro. Extraído de Souza *et al.* (2013).

de Purus, com erosão dos próprios sedimentos depositados nas áreas de maior altitude, um processo que perdura atualmente (Maia *et al.*, 1977).

O Arco de Purus

Os elementos consensuais na definição de arcos estruturais descrevem estas feições como zonas de topografia positiva e como limites entre bacias ou sub-bacias (IBGE, 1999; Brito Neves, 2011). A origem destes “altos” estruturais pode ser diversa, mas ao longo de sua existência eles estão sujeitos a arqueamento, falhamento ou intrusão ígnea.

O Arco de Purus se trata da borda leste de um amplo gráben invertido de idade Siluro-Devoniana que apresenta suave mergulho para oeste (Munis, 2009, 2013). Esse é o mais importante de um conjunto de grábens de direção NNW-SSE formados no final do ciclo orogênico brasileiro. A razão da inversão topográfica está relacionada aos processos epirogenéticos do Cambriano e Ordoviciano, que causaram intensa erosão regional, transformando o gráben em uma feição de relevo acentuado (Munis, 2009). Este caráter fez do Arco de Purus um limite para a sedimentação nas bacias do Solimões e Amazonas.

Por conta de sua função como divisor de águas e de ambientes alguns autores (Nogueira *et al.*, 2013) sugerem soerguimento do Arco de Purus e região da Amazônica Central do Mioceno Superior ao Plioceno. Estes pesquisadores também sugerem que do Plioceno ao Pleistoceno o arco sofreu subsidência e erosão, que foram seguidas de sua transposição e desenvolvimento de um sistema plenamente fluvial, que foi consolidado ao longo do Pleistoceno.

2.2. Contexto geomorfológico

Os terrenos da região do trecho médio do rio Solimões/Amazonas possuem conjuntos de formas homogêneas, distinguíveis principalmente em duas grandes unidades, uma extensa planície inundável sazonalmente com grande variedade de feições aluviais, e interflúvios erosionais esculpidos em tabuleiros de terra firme. A vegetação arbórea é a cobertura da maior parte destas áreas, que estão sujeitas a um clima úmido a superúmido que promove intenso intemperismo químico e lixiviação (Dantas & Maia, 2010).

A geomorfologia amazônica será apresentada em níveis diferentes relacionáveis à escalas de mapeamento. Assim a organização das subseções seguintes descreverá a interpretação do relevo amazônico de acordo com alguns trabalhos que contribuíram para entender a geomorfologia da região.

2.2.1. Unidades de relevo amazônicas

Unidades morfoestruturais

Uma morfoestrutura é uma zona ampla resultante principalmente de forças endógenas que, por essa mesma razão, tem relação com a tectônica de placas (Meščerjakov, 1968), desse modo cordilheiras orogênicas e bacias sedimentares são classificadas como morfoestruturas. No contexto amazônico a cobertura sedimentar compõe uma morfoestrutura de primeira ordem que pode ser dividida de acordo com as bacias limitadas pelos arcos estruturais.

Unidades morfoesculturais

Uma morfoescultura é formada por ações predominantemente exógenas que modificam os aspectos de uma morfoestrutura pela ação climática pretérita e contemporânea (Meščerjakov, 1968; Ross, 2011a).

Os relatórios do projeto RADAMBRASIL, a primeira e mais completa experiência de mapeamento sistemático da Amazônia, adotaram o uso do termo 'morfoestrutura' na descrição de unidades que são resultantes de ação exógena sobre grandes estruturas, portanto são morfoesculturas se for mantido rigor no uso do conceito proposto por Guerassimov e Meščerjakov. Neste projeto foram definidas as duas grandes unidades morfoesculturais da região de estudo, o Planalto Rebaixado da Amazônia (Ocidental) e a Planície de Inundação do Rio Amazonas (Figura 2.5).

A definição de planalto para a maior parte da cobertura sedimentar amazônica foi questionada por Ross (2011b) por conta das baixas cotas verificadas em toda a extensão dessa unidade, por isso o autor emprega o termo Depressão Amazônica. Dantas & Maia (2010) reclassificaram as unidades propostas anteriormente, incluindo o Planalto Rebaixado da Amazônia (Ocidental), e propuseram os domínios geomorfológicos do mapa da figura 2.6.

O Planalto Rebaixado da Amazônia (Ocidental) / Depressão Amazônica / Tabuleiros da Amazônia Centro-Ocidental é a unidade geomorfológica de maior extensão na Amazônia, por isso pode ser subdividida em subunidades de acordo com regiões interfluviais. Esta é uma área dissecada em tabuleiros de topo plano, a feição geomorfológica dominante, cujas altitudes dificilmente superam 150 metros, e em áreas onde os canais promoveram maior dissecação surgem colinas. A drenagem é de padrão dendrítico e pouca entalhada.

A planície aluvial do rio Amazonas é a área conhecida localmente como "várzea", a porção inundável na fase de cheia do rio principal, em oposição à "terra firme", os terrenos não inundáveis. Esta unidade apresenta uma variada configuração de depósitos fluviais recentes, principalmente na forma de diques aluviais em diferentes configurações, além de

Figura 2.5. Unidades de relevo de extensão regional da Folha Manaus do projeto RADAMBRASIL (Costa *et al.*, 1978).

uma intrincada rede de drenagem com canais que possuem cursos de geometria diversa que conectam rios principais, canais da planície, e lagos de várzea e de terra firme.

Padrões de formas/Modelados

Um conjunto de formas de relevo com origem comum, idade semelhante, e características morfológicas e morfométricas similares é chamado de Padrão de Formas Semelhantes (Ross, 2011a) ou Modelado (IBGE, 2009).

Os padrões de formas nas áreas de terra firme são apenas unidades de dissecção em tabuleiros e em colinas, diferenciados de acordo com a frequência de drenagem o grau de entalhamento dos canais. Alguns terrenos nas zonas de interflúvio não apresentam vegetação arbórea e em alguns casos a drenagem é arreica, estas porções são interpretadas como superfícies de aplanamento (Costa *et al.*, 1978; Mauro *et al.*, 1978).

Na várzea a diversidade de padrões é maior, ocorrendo porções classificadas como modelados de acumulação fluvial, fluviolacustre e inundável. Latrubesse & Franzinelli (2002) descreveram a planície do Solimões de acordo com três unidades: uma planície onde a sedimentação é dominada pelo canal principal, uma planície obstruída e uma planície dominada por antigas barras de canal.

A planície das antigas barras de canal é a unidade mais velha, com morfologia associada a barras de canal bem desenvolvida e ligada a um dinamismo do rio Amazonas ou de seus paranás durante o Pleistoceno. As duas outras unidades de planície são do Holoceno. A planície obstruída possui topografia plana com ocorrência de lagos de formato arredondado ou irregulares, é afetada apenas parcialmente por cheias anuais do Solimões, e a principal fonte sedimentar são os canais afluentes do rio principal. Esta unidade é considerada um

Figura 2.6. Unidades de relevo do estado do Amazonas. Adaptado de Dantas & Maia (2010).

estágio anterior na evolução da planície amazônica, quando o Solimões era morfogeneticamente pouco ativo e havia acreção vertical generalizada. A planície principal é uma unidade mais recente e ativa. Por conta da variedade das formas fluviais presentes ela é descrita como um mosaico complexo de feições como os numerosos canais, barras ativas, diques marginais, barras de canal, ilhas fluviais, meandros abandonados e paleocanais.

Formas de relevo

As formas de relevo são feições individualizadas que compõem os padrões de formas semelhantes ou modelados. IBGE (2009) entende que neste nível as formas de relevo

podem ser representadas apenas por símbolos lineares ou pontuais, uma definição que parece razoável apenas ao fim de mapeamento em escalas específicas de trabalho.

As formas de relevo nos terrenos dissecados são menos numerosas, no interflúvio Purus-Coari Mauro *et al.* (1978) descrevem tabuleiros de topo plano, colinas dispostas principalmente nos limites com as planícies fluviais de afluentes do Solimões, e superfícies pediplanadas, que são áreas conservadas pela erosão que ocorrem de modo descontínuo nos divisores de águas dos rios Coari, Tefé, Urucu e Aruã. Nos tabuleiros da margem esquerda do Purus há muitas marcas de meandros colmatados. Terraços descontínuos são comuns ao longo dos afluentes do rio Solimões.

Nas áreas de acumulação há uma maior variedade e quantidade de formas de relevo, elas ocorrem na várzea também em gerações distintas, e as formas mais jovens são construídas adaptando-se às mais antigas ou sobrepondo-se às formas pretéritas. São feições comuns da várzea os diques marginais, depósitos de acreção lateral, barras aluviais retrabalhadas, áreas de acumulação inundáveis, depósitos de rompimento de dique marginal.

Na planície do Solimões diversos canais de associação (“furos”) realizam complexas ligações entre rios principais, rios de terra firme, lagos de terra firme e lagos de várzea. Os lagos da planície amazônica tem origem diversa, ocorrendo lagos de meandros em vários estágios de colmatagem, lagos de espriamento de crevassa, lagos em áreas de acumulação inundáveis que correspondem a depressões e se tratam das porções mais baixas de depósitos fluviais holocênicos.

Fitofisionomias

Nas áreas sujeitas à inundação na Amazônia ocorre um complexo de tipos vegetacionais associados com a topografia e o tempo de submersão que cada área está submetida (Prance, 1979; Ayres, 1993; Ferreira-Ferreira *et al.*, 2015). Essa classificação normalmente é usada na descrição dos tipos de floresta, assim florestas de *várzea* estão em áreas inundadas por rios de água branca em ciclos anuais regulares, florestas de *igapós* são inundadas por rios de águas pretas e claras em ciclos regulares anuais, *mangues* são inundados duas vezes diariamente por águas salgadas de marés, florestas de várzea influenciadas por maré são inundadas duas vezes ao dia por água doce sob influência de maré, e florestas de *terra firme* estão em terrenos não sujeitos à inundação pelos grandes rios (Prance, 1979).

Na configuração da várzea, especificamente, há dois tipos fitofisionômicos presentes: 1) Floresta de várzea, dividida em várzea alta e várzea baixa; e 2) Chavascal (Figura 2.7).

Figura 2.7. Seção transversal conceitual ilustrando a variação fisionômica da vegetação de acordo com a topografia e o nível da água. Extraído de Ferreira-Ferreira *et al.* (2015)

A floresta de várzea alta é semelhante à floresta de terra firme no que diz respeito à sua estrutura, entretanto estas duas florestas possuem espécies bastante distintas. De acordo

com Ferreira-Ferreira *et al.* (2015) a várzea alta fica alagada em média menos de 40 dias ao longo de um ano em profundidades que variam de 1 a 2,5 metros. A floresta de várzea baixa é uma comunidade de transição entre as florestas e o chavascal, ela possui característica de bosque com boa visibilidade e pode ser encontrada em terrenos que alagam até 120-180 dias por ano até a profundidade de 5 metros. O chavascal é encontrado em depressões, canais abandonados e lagos rasos, e se trata de uma vegetação baixa, arbustiva e pantanosa. Ele permanece alagado de 180 a 240 dias por ano em profundidades entre 6 e 7 metros. No chavascal ocorrem árvores emergentes ou “ilhas” de várzea baixa.

2.2.2. Evolução do relevo

Pediplanos

O relevo plano, as concreções ferruginosas e a existência de áreas de acumulação inundáveis em topos de tabuleiros, de drenagem arreica, e cobertas por uma vegetação do tipo campo cerrado fez com que Mauro *et al.* (1978); Costa *et al.* (1978) identificassem duas superfícies de aplanamento geradas em clima árido e correspondentes a pediplanos do Plio-Pleistoceno e do Neopleistoceno. Essa é uma idade relativa advinda da constatação de que os pediplanos foram instalados sobre os sedimentos da Formação Solimões, cuja idade é Pleistocênica.

O nível de base regional durante a fase de geração do primeiro pediplano eram áreas de *bajada* constituídas por *playas* para onde fluía uma drenagem endorreica, em um contexto de erosão predominantemente mecânica em que episódios úmidos ameaçaram o desmonte da superfície de aplanamento, mas conseguiram apenas gerar as marcas de paleodrenagem mais antigas da região (Costa *et al.*, 1978).

A dissecação do pediplano só foi efetivada com a instalação de um clima úmido no Holoceno, que gerou interflúvios tabulares no pediplano plio-pleistocênico de extensão entre 750 m e 1.750 m de largura e fraco aprofundamento da drenagem, enquanto no pediplano neopleistocênico foram produzidos interflúvios tabulares de maior extensão com aprofundamento de drenagem muito fraco; ao mesmo tempo foram produzidas formas colinosas na Depressão Periférica da Amazônia e as vertentes de *inselbergs* do norte da Amazônia tornaram-se mais convexas (Costa *et al.*, 1978). A dissecação das superfícies de aplanamento ocorreu antes da instalação da floresta, algo que Mauro *et al.* (1978); Costa *et al.* (1978) acreditam ter se efetivado ao longo do Pleistoceno. Por conta da cobertura vegetal há preservação das características tabulares em uma área de alto potencial erosivo devido à pluviosidade.

Mudança do nível do mar

A hipótese de que a alteração do nível do mar possa influenciar o relevo do interior da Amazônia por meio do ajuste dos canais à um novo nível de base, com consequente incisão ou agradação dos vales, pode ser encontrada em textos como o de Tricart (1977). Em tempos recentes os trabalhos de Irion *et al.* (1994, 2009, 2010); Irion & Kalliola (2010) tem defendido a proposta de desenvolvimento da paisagem amazônica ao longo do Quaternário com base em mudanças glacioeustáticas.

De acordo com estas ideias os diferentes níveis de tabuleiros de terra firme e de várzea correspondem a paleovárzeas formadas em diferentes momentos de aumento do nível do mar antes do Último Máximo Glacial (Irion *et al.*, 2010). O mecanismo que explica esse processo é a incisão generalizada em estágios de nível do mar baixo, seguida por submersão dos vales sob efeito de *backwater* quando o nível do mar é elevado (Irion *et al.*, 2009).

Os lagos de ria teriam sido gerados por esse processo durante o Último Máximo Glacial em paleovárzeas mais antigas (Irion *et al.*, 2010). Após a regressão marinha as áreas marginais aos canais tornaram-se as atuais várzeas e os lagos de vale submerso da região.

Esta ideia descreveria a atual configuração dos rios Negro e Tapajós, categorizados também como de vales submersos em seus trechos mais largos.

Etchplanos

Quando a interpretação da evolução dos pediplanos do oeste amazônico foi esboçada na década de 1970, ainda não tinha sido publicado o livro "Klima-Geomorphologie" (1977), de Julius Büdel, sequer sua tradução para o inglês em 1982 ("Climatic Geomorphology"), que foi responsável por popularizar fora dos países de língua alemã o conceito de *etchplano*.

De acordo com Dantas & Maia (2010) o relevo amazônico foi rebaixado de modo progressivo a partir da atuação do clima sobre as superfícies de aplanamento. Este é um processo de denudação regulado pelo rebaixamento do nível de base, que por sua vez está ligado à velocidade de atuação do intemperismo químico.

2.2.3. Quadro morfotectônico

Deformação em sedimentos do Quaternário

Estudos que propõem origem tectônica para as formas de relevo, ou ajuste da drenagem, nas bacias sedimentares amazônicas existem desde a década de 1950. Porém a disponibilização do MDE-SRTM motivou um maior número de pesquisas abordando morfotectônica na região.

Sternberg (1950) foi o precursor dos estudos de geomorfologia tectônica ao fazer uso de cartas em escala de 1:1.000.000, seguidas de observação por sobrevoo, de feições lineares notadas nos cursos dos tributários do Amazonas e nas formas dos lagos de vale submerso. O autor não diferencia as fraturas e falhas, associadas ao ajuste da drenagem, com as diferentes unidades litoestratigráficas conhecidas atualmente, e reflete sobre o papel das estruturas do embasamento e seu reflexo nas camadas sedimentares superficiais.

Howard (1965) seguiu o método de interpretação fotogeológica para inferir lineamentos estruturais na bacia do Amazonas. O autor fez uso de fotografias aéreas em escala 1:30.000 e não houve visita ou sobrevoo na área de estudo, próxima à Maués (AM). Uma série de anomalias na topografia, geometria, direção e frequência de drenagem justificou a interpretação de discordâncias, arqueamento e estruturas locais.

Os relatórios de geologia do projeto RADAMBRASIL são fieis às observações das pesquisas de campo e fazem pouca menção ao papel da tectônica nos sedimentos recentes do oeste amazônico, com exceção do Lineamento Marié, associado com o trecho retilíneo do rio Marié, que acompanha o Lineamento Takutu, registrado nas rochas cristalinas do Complexo Guianense (Fernandes *et al.*, 1977).

Os relatórios de geomorfologia, entretanto, apontam com frequência traçados lineares elaborados pela drenagem em associação com a tectônica. Fenômenos de subsidência local estão na origem dos rios de vales submersos, basculamentos locais no Holoceno geraram assimetria nos vales e inflexões de drenagem. Enquanto que movimentos locais de soerguimento alteraram terraços ou formaram domos (Melo *et al.*, 1976; Franco & Moreira, 1977; Oliveira *et al.*, 1977; Costa *et al.*, 1978; Mauro *et al.*, 1978).

Em concordância estes relatórios afirmam que houve soerguimento lento e intermitente da bacia do Solimões durante o Holoceno com movimentos de basculamento locais. Desse modo a hidrografia de várzea e de terra firme, assim como as formas de relevo, responderam à tectônica com ajustes locais. Os diferentes níveis de terraço foram gerados por basculamento decorrente de eventos tectônicos intermitentes no Holoceno. São apresentadas três fases, a primeira diferenciou os altos e os baixos terraços, a segunda gerou desnível entre os terraços baixos e a planície aluvial, a terceira gerou as anomalias nos cursos de drenagem dos rios da planície aluvial do Solimões e do Purus.

Sena Costa *et al.* (1996) retomaram os estudos sobre neotectônica na Amazônia. O mapa da figura 2.8 é produto deste trabalho e apresenta as grandes falhas da região Norte, interpretadas a partir de imagens orbitais. Em relação ao centro-oeste amazônico a interpretação é similar à realizada pelos relatórios do RADAMBRASIL, com apontamento de segmentos retilíneos e cotovelos na drenagem, lineamentos em NE-SW, NNE-SSW e E-W, que limitam compartimentos soerguidos/abatidos e transtensivos/transpressivos, uma ideia que foi explorada recentemente por Bezerra & Ribeiro (2015).

Figura 2.8. Quadro estrutural da região amazônica de acordo com Sena Costa *et al.* (1996).

O quadro tectônico proposto para o centro-oeste amazônico é descrito como um segmento transpressivo em sua parte central, limitado por dois cinturões transcorrentes, ao norte e sul, cuja movimentação dominante é dextral. Esse dinamismo em superfície é resposta de tectônica atuando no Terciário Superior, e não tem relação com a orogenia andina, mas com a movimentação da Placa Sul-Americana para oeste (Sena Costa *et al.*, 1996).

Latrubesse & Franzinelli (2002) descreveram os limites da planície aluvial do rio Solimões como lineamentos neotectônicos associados à blocos falhados que sofreram subsidência, estas áreas possuem formato trapezoidal ou em V e estão alongados com orientação NW ou NE (Figura 2.9a). Os mesmos autores afirmam que o cinturão de diques que acompanha a porção central da várzea ao sul do rio Solimões na figura 2.9b se trata do antigo curso do rio principal, que empreendeu migração de seu curso por processos de avulsão nos últimos 1.000 anos, hipótese que já tinha sido apontada por Mauro *et al.* (1978).

Silva *et al.* (2007) seguiram a tendência de inferir estruturas de acordo com lineamentos fotointerpretados. Os autores fazem uso do MDE-SRTM e imagens Landsat para propor compartimentos neotectônicos para a área à oeste de Manaus. Dessa forma os autores descrevem um Graben do Rio Castanho-Mamori, uma Bacia Romboédrica de Manacapuru e um Graben Assimétrico do Rio Ariaú, compartimentos morfotectônicos limitados por falhas normais, que à medida em que foram sendo ativadas controlaram as posições dos canais dos rios Solimões e Negro na região.

Figura 2.9. Evidências de influência tectônica no médio Solimões de acordo com Latrubesse & Franzinelli (2002).

Ribeiro *et al.* (2009) fizeram um estudo em geomorfologia tectônica da região entre Coari e Anamá. A interpretação que realizaram também é baseada em lineamentos interpretados em dados de sensoriamento remoto. A associação dos lineamentos com falhas resultou em um quadro morfotectônico (Figura 2.10) em que a planície aluvial do Solimões está limitada por falhas normais ou oblíquas (NW-SE) que criaram uma bacia *pull-apart* denominada pelos autores de Bacia pull-apart do Purus. Nesta bacia ocorreu a sedimentação quaternária do Solimões por processos de avulsão.

Na porção média da planície os autores chamam atenção para depósitos que registram o antigo canal do rio Solimões - da mesma forma como apontado em Mauro *et al.* (1978) e Latrubesse & Franzinelli (2002) -, cuja alteração estaria ligada a uma falha transcorrente de direção ENE-WSW. Além desta feição ainda são descritas escarpas de falhas nas margens de rios, lagos de vales submersos relacionados à lineamentos, terraços assimétricos, anomalias de drenagem como o trecho retilíneo do rio Purus, e a rede de drenagem da terra firme, que segundo Ribeiro *et al.* (2009) caracteriza uma zona de fraturas ou falha.

O trabalho de Rossetti (2014) é uma revisão de propostas para o desenvolvimento da paisagem amazônica baseadas em tectônica e discutidas em trabalhos anteriores da própria autora (Rossetti *et al.*, 2005, 2012b,a, 2014). Nesta publicação a pesquisadora informa que mudanças na paisagem amazônica atribuídas exclusivamente às variações climáticas, particularmente aquelas ligadas à dinâmica fluvial e morfologia da superfície, tem relação causal com a tectônica atuante do Neógeno ao Quaternário. A autora apresenta um quadro morfoestrutural de alguns terrenos quaternários de diferentes regiões da Amazônia extraídos de dados de sensoriamento remoto. A análise desse quadro aponta para três conclusões principais:

1. Do Pleistoceno Superior ao Holoceno os terrenos baixos da Amazônia passaram por sedimentação generalizada.
2. Esta sedimentação foi impulsionada pelo surgimento de novas áreas de deposição decorrente provavelmente de atividade tectônica.
3. Os efeitos da reativação tectônica se estenderam a diversos elementos da paisagem, principalmente as bacias de drenagem, em que diversos rios têm seus canais controlados por lineamentos associados com falhas.

Como argumento em prol desse quadro são apresentadas anomalias morfoestruturais nos depósitos do Neógeno-Quaternário:

Figura 2.10. Quadro tectônico e sedimentar proposto por Ribeiro *et al.* (2009)

- Bacias de drenagem assimétricas em processo de organização,
- Padrões de drenagem anômalos (em treliça, subdentrítico, subparalelo, retangular),
- Capturas fluviais,
- Registros de mudança de direção de fluxo de canais,
- Limites lineares para elementos hidrográficos,
- Presença de lagos de vales submersos margeados por lineamentos resultando em formatos retangulares,
- Mega leques deslocados lateralmente ou com sua porção frontal abatida e limitado por lineamentos,
- Rios com terraços assimétricos deslocados por falhas.

A descrição de lineamentos de Rossetti (2014) apontou como direção predominante NE-SW, em menor proporção N-S, e em seguida W-E, com lineamentos associados a deformação transcorrente. A causa da atuação neotectônica nas terras baixas da Amazônia foi interpretada como resultado de um stress intraplaca ligado à reativação de estruturas pré-existentes desde o Neógeno, um processo devido à atividade das falhas transcorrentes e zonas de fraturas oceânicas da margem equatorial do Brasil, assim como ao tectonismo andino.

Deformação em sedimentos do Paleógeno

Uma série de estudos em geomorfologia tectônica também foi desenvolvida por autores que trabalham em áreas de unidades litoestratigráficas mais antigas. Embora o uso de lineamentos fotointerpretados esteja na base de alguns trabalhos (Almeida-Filho & Miranda, 2007), a maior parte das publicações usam de mais recursos proporcionados pelo MDE-SRTM (Almeida-Filho *et al.*, 2010; Ibanez *et al.*, 2014a,b, 2016) com descrições de estruturas identificadas em pesquisa de campo (Figura 2.11) (Soares, 2007; Ibanez, 2012; Ibanez *et al.*, 2014b). Estes autores trabalham em áreas ocupadas pela Formação Alter do Chão, depositada por um sistema fluvial de alta energia entre o Paleoceno e o Mioceno.

Figura 2.11. Falhas em afloramento de sedimentos da Formação Alter do Chão (Ibanez *et al.*, 2014b).

Almeida-Filho & Miranda (2007) usaram lineamentos para inferir sobre uma origem para o médio e baixo curso do rio Negro ligada à uma mega captura fluvial por conta de estruturas orientadas em NW-SE. Como consequência desse evento foi formado o Arquipélago de Anavilhanas, composto por ilhas depositadas em um novo ambiente de baixa energia disponível ao rio por conta de uma ampla área limitada por um estreito próximo ao deságue no rio Solimões.

Estudos morfotectônicos apoiados em métodos mais sofisticados do que lineamentos fotointerpretados foram desenvolvidos por Almeida-Filho *et al.* (2010) e Ibanez *et al.* (2016) com o intuito de produzir dados úteis à exploração de hidrocarbonetos. Desse modo foram levantadas anomalias circulares na drenagem associadas a estruturas dômicas (figura 2.12) em conjunto com o uso de mapas de anomalia Bouguer e parâmetros morfométricos para identificar áreas potenciais de exploração.

Figura 2.12. Estruturas dômicas em diferentes estágios de erosão (a) inicial, b) intermediário e c) avançado) e drenagem em padrão anelar identificadas próximo a Manaus (Almeida-Filho *et al.*, 2010).

Os trabalhos de Ibanez *et al.* (2014a,b) possuem propósitos diferentes, e usam parâmetros morfométricos (rugosidade topográfica, anisotropia da rugosidade, densidade de drenagem, anisotropia da densidade de drenagem, semivariância topográfica, assimetria de bacias de drenagem e sinuosidade de canais) para inferir sobre o stress que a região entre Manaus e o rio Uatamã está submetida. Nesta região bastante dissecada as informações derivadas da drenagem foram essenciais para descrever um ajuste do sistema hidrográfico à uma tectônica atuante desde o Mioceno, além da influência paleoclimática nas formas em superfície, e um provável ajuste também iniciado no Mioceno à uma subsidência flexural causada pela massa de água da confluência dos rios Negro e Solimões (Ibanez *et al.*, 2014c).

Registro sismológico

Os sismos em áreas de cobertura sedimentar na Amazônia ainda não foram abordados em pesquisas específicas. Há uma grande concentração no Acre em região próxima à fronteira com o Peru, estes são os sismos de maior magnitude e profundidade no país (Evento de 7.5 Mw(mB) a 594,8 km em 24/11/2015; evento de 5.9 mB a 126.5 km em 05/06/2013, entre outros comparáveis em magnitude e profundidade) e podem estarem associados ao Arco de Fitzcarrald, uma estrutura de soerguimento na bacia de antepaís dos Andes. Secundariamente a região à oeste do rio Negro concentra alguns sismos de menor magnitude (3 mR a 4.2 mR).

No oeste amazônico já foram registrados alguns sismos isolados, como o de Codajás (1983), Tefé (1986, 3.8 mR), Barcelos (1989, 3.7 mR), Parque Nacional do Jaú (2005, 4.4 mR) e Amaturá (2015, 5.4 mB). O sismo de Codajás é o evento mais conhecido dentre estes casos, de magnitude de 5.5 mB, ele ocorreu a 25 km de profundidade, e sua causa está relacionada ao deslocamento de uma falha inversa de direção NNE (Assumpção *et al.*, 1984).

De modo geral não há aparente coerência na orientação, concentração e recorrência dos sismos no oeste amazônico, com exceção para os eventos concentrados na fronteira com o Peru.

2.3. Dinâmica fluvial

2.3.1. Padrão de canal

O rio Amazonas possui valores hidrográficos e hidrológicos quase sempre superlativos, é a maior bacia hidrográfica do mundo ($6 \times 10^6 \text{ km}^2$), maior rio em extensão (6.400 km) e maior volume de água ($6.6 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$). O rio recebe diferentes nomes desde sua origem até o deságue no Oceano Atlântico: Apurímac, Ucayali, Solimões e Amazonas.

A distribuição de parte da grande carga de sedimentos que o rio transporta gera um complexo de feições de geomorfologia fluvial encontradas na planície de inundação (Mertes *et al.*, 1996).

No trecho médio o rio Solimões/Amazonas exibe um curso que pode ser descrito como anastomosado, com canais secundários que podem formar ilhas em diferentes níveis de estabilidade, ou podem margear porções da planície de inundação (Rozo *et al.*, 2012). Podem ser encontradas na literatura a definição do rio Solimões/Amazonas como um rio de tipo *anabranching* (Latrubesse, 2008). Makaske (2001) afirma que a anastomose dos rios guarda relação com fatores como um gradiente baixo, taxas de agitação também baixas e episódios frequentes de avulsão. No rio Amazonas Rozo *et al.* (2012) concluíram que no trecho estável da Ilha do Careiro, avulsão é um processo secundário em relação à formação de barras de meio de canal e geração de atalhos em corredeira (*chute cut-off*) pelos canais principal e secundários na produção de um sistema em anastomose. A figura 2.13 descreve um modelo deposicional para o rio Amazonas neste trecho.

Figura 2.13. Modelo deposicional do rio Amazonas em um trecho próximo a Manaus (Rozo *et al.*, 2012).

Os principais tributários do rio Solimões são geralmente rios meandранtes, com exceção feita para alguns casos específicos como o Madeira e o Japurá. Os canais secundários do Solimões podem receber as denominações de paraná ou furo. O termo *paraná* designa um canal secundário que conecta o rio principal com ele mesmo. Um *furo*  um canal secundário que liga um rio  outro rio ou lago (Rozo *et al.*, 2012).

2.3.2. Tipos de rios

Os rios da Bacia Amazônica podem ser classificados de acordo com a cor de suas águas em três tipos: 1) rios de água branca (Solimões/Amazonas, Purus, Madeira); 2) Rios de água clara (Xingu, Tapajós, Araguaia); 3) Rios de água preta (Negro, Tefé) (Figura 2.14).

Figura 2.14. Os principais rios da bacia amazônica classificados de acordo com a cor das águas (Junk *et al.*, 2011).

Essa divisão em cores tem correspondência com o material em suspensão nas águas dos rios (Sioli, 1991). Os rios de águas brancas têm coloração de fato em tons amarelados e águas descritas como barrentas, por conta da maior quantidade de material sedimentar em suspensão. Estes rios possuem nascentes nas vertentes andinas em encostas sujeitas a recorrentes movimentos gravitacionais de massa. Na época da cheia uma grande quantidade de partículas inorgânicas em suspensão é depositada na várzea e promove a construção das variadas formas de relevo e fitofisionomias encontradas nas planícies aluviais.

Os rios de águas claras, conforme o termo sugere, são cristalinos e possuem tonalidade verde clara. Esta característica se deve ao menor conteúdo de partículas suspensas em suas águas, que têm origem nos Escudos do Brasil Central e das Guianas, locais de menor taxa de denudação do que os Andes (Nascimento Júnior *et al.*, 2015), cujos mananciais ocorrem em regiões cobertas por latossolos.

Os rios de águas pretas possuem águas de cor semelhante a café preto quando observadas no canal, ou chá preto quando observadas em béquer ou copo transparente. Estes rios têm suas nascentes e altos cursos localizados dentro do bioma amazônico em regiões de solos bem lixiviados como os espodosolos, um tipo de solo arenoso cujo horizonte B apresenta acumulação iluvial de matéria orgânica (Embrapa, 2006). A planície de rios de água preta é coberta por uma vegetação marginal de espécies arbóreas permanentes conhecida como mata de igapó. Diferente da várzea os igapós não possuem a variedade fisionômica que planícies como a do rio Solimões apresentam.

Prance (1979) apresenta os seguintes valores de ácido húmico dissolvido nas águas dos grandes rios abaixo:

- Rio Negro (água preta): 26,6 mg/L,
- Rio Solimões (água branca): 14,1 mg/L,
- Rio Tapajós (água clara): 2,26 mg/L.

De modo geral a classificação dos grandes rios aplica-se aos igarapés, cujas águas adquirem uma das três propriedades mencionadas de acordo com a origem e o alto curso dos canais.

2.3.3. Pulso de inundação

A adição de água precipitada ao volume disponível dos rios, de acordo com a periodicidade da precipitação em cada região, causa uma elevação sazonal da lâmina de água dos grandes rios amazônicos que, no rio Solimões, atinge médias de 10 a 12 metros. Essa variação sazonal da cota dos rios por conta da precipitação com alagamento da planície aluvial é chamada de pulso de inundação (Junk *et al.*, 1989).

Quando um rio amazônico está aumentando sua cota diz-se que ele está enchendo, ou na fase de *cheia*, e quando sua cota diminui ele está vazando, ou na fase de *vazante*. As fases de cheia e vazante variam para cada rio de acordo com o regime de chuvas que seu curso e, principalmente seu alto curso, está submetido.

Durante a fase de cheia os rios inundam suas planícies aluviais. Grandes rios de águas brancas, como o Solimões e o Purus, alagam áreas marginais extensas em um processo que controla as feições de vegetação da várzea e fornece sedimentos para o retrabalhamento das feições de relevo existentes na planície.

2.3.4. Proveniência de sedimentos

As regiões fornecedoras de sedimentos para os rios da bacia amazônica são: 1) os Andes e sua bacia de antepaís, 2) as terras baixas da Amazônia correspondentes aos depósitos sedimentares e 3) os escudos cristalinos.

Embora os estudos de proveniência sejam discordantes em alguns resultados, por exemplo nos valores de carga em suspensão na foz do Amazonas ($600 - 800 \cdot 10^6 t \cdot ano^{-1}$ segundo Filizola & Guyot (2011), e $272 \cdot 10^6 t \cdot ano^{-1}$ segundo Moquet *et al.* (2016)), há um consenso de que a região andina é fornecedora do maior percentual de carga dissolvida, (Filizola & Guyot, 2011; Latrubesse & Restrepo, 2014; Moquet *et al.*, 2016).

As regiões norte e central dos Andes contribuem com 46% do aporte sedimentar andino (Latrubesse & Restrepo, 2014), o que realça o papel de unidades geomorfológicas como o Megaleque de Pastaza e o Arco de Fitzcarrald como centros fornecedores de sedimentos.

Moquet *et al.* (2016) apontam que as bacias de rios andinos contribuem com $175 \cdot 10^6 t \cdot ano^{-1}$ (64%) de carga sólida dissolvida total, seguidas das bacias dos tributários das terras baixas com $68 \cdot 10^6 t \cdot ano^{-1}$ (25%), e por fim as bacias dos tributários dos escudos cristalinos com $29 \cdot 10^6 t \cdot ano^{-1}$ (11%) (figura 2.15).

Os autores ainda informam que, além da região fornecedora, outra variável que controla o tipo de carga dissolvida é a variabilidade da descarga dos rios de acordo com o ciclo hidrológico. Assim a contribuição de evaporitos, de origem andina, é constante ao longo do ano, mas o percentual de carbonatos e silicatos varia de acordo com o ciclo hidrológico de cada tributário do Amazonas.

Figura 2.15. Esquema com valores de carga sólida dissolvida total (TDS) da bacia amazônica de acordo com as unidades geográficas: Andes, planície central (terras baixas) e escudos cristalinos (Moquet *et al.*, 2016).

2.4. Contexto climático e paleoclimático

2.4.1. Clima atual da Amazônia

O clima na região amazônica é caracterizado por altos valores de precipitação, distribuídos diferencialmente ao longo do ano, e médias elevadas de temperatura que apresentam pouca variação. Não existe estação propriamente seca ou fria ao longo de doze meses no oeste e noroeste da Amazônia. O clima da região será descrito de acordo com os principais mecanismos envolvidos: linhas de instabilidade e chuvas orográficas, Jatos de Baixo Nível (JBN) e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), monção sul-americana, friagem, El Niño Oscilação Sul (ENOS) e brisa fluvial.

Linhas de instabilidade e chuvas orográficas: Existem três zonas de precipitação máxima na Amazônia, uma localizada a noroeste, com chuvas acima de 3.000 mm/ano, outra no centro da região, com chuvas em torno de 2.500 mm/ano, e outra próxima à Belém, com valores de aproximadamente 2.800 mm/ano (Figura 2.16). A precipitação na Amazônia Central e leste do Pará na estação seca tem relação com linhas de instabilidade formadas pela circulação de brisa marítima que podem prolongar-se para o interior do continente (Fisch *et al.*, 1998). A alta precipitação no noroeste tem relação com a condensação de ar úmido trazido por ventos de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e que resulta em chuvas orográficas por conta dos Andes (Quadro *et al.*, 1996).

Figura 2.16. Precipitação anual acumulada no Brasil de acordo com a normal climatológica.

JBN e ZCAS: O Atlântico Equatorial é o grande fornecedor de umidade para a região amazônica. À essa fonte é adicionada umidade decorrente da evapotranspiração,

parte desse montante é transportada por Jatos de Baixo Nível, que tem nos Andes um bloqueio físico, e que carregam umidade desde a Amazônia até a Bacia do Prata (Rocha *et al.*, 2015). Os JBN no verão austral intensificam a Zona de Convergência do Atlântico Sul, uma banda de nuvens orientada em NW-SE gerada por sistemas frontais posicionais no SE e alimentados por umidades que vem de NW, isso aumenta a precipitação no centro-sul do Brasil e oeste da Argentina (Rocha *et al.*, 2015).

Monção sul-americana: O aumento do gradiente de calor oceano-continente em novembro causa o transporte de umidade do Atlântico para o interior da bacia amazônica, um processo que inicia a monção sul-americana, que ganha força nos meses de verão com a formação de uma zona de baixa pressão no altiplano boliviano-peruano (Alta da Bolívia), e distribui chuvas ao longo da banda de nebulosidade que compõe a ZCAS (Stríkis, 2015).

ENOS: A consequência do El Niño/Oscilação Sul para a região amazônica é a diminuição das chuvas com episódios de seca. O El Niño resulta do aquecimento das águas do Oceano Pacífico Equatorial por conta da diminuição dos ventos alísios responsáveis pelo fenômeno de ressurgência na costa ocidental da América do Sul, isso altera a circulação atmosférica definida pela Célula de Walker (onde camadas de ar ascendem no oeste do Pacífico, gerando chuvas, e descendem no leste). Em anos de ENOS as camadas de ar ascendem no centro-leste do Pacífico e descendem tanto em uma zona ocidental (Indonésia), quanto em uma zona ocidental (Amazônia e Nordeste brasileiro), os ramos descendentes inibem as nuvens e geram secas.

Friagem: O sul da região amazônica é afetado por sistemas frontais capazes de gerar decréscimo considerável das temperaturas, o que é chamado localmente de Friagem (Fisch *et al.*, 1998). O centro e oeste da região sofrem invasões de ar frio, mas são menos afetados do que o sul amazônico.

Brisa fluvial: Os grandes corpos de água doce da Amazônia são capazes de gerar contraste térmico entre água e terra suficiente para produzir brisa fluvial. Esse fenômeno caracteriza-se pela circulação de ar no sentido rio-floresta durante a tarde e início da noite, e floresta-rio durante a noite e início da manhã, por conta do aquecimento diferencial dessas superfícies. A brisa fluvial é mais definida próxima aos trechos de maior largura de canais fluviais (Fisch *et al.*, 1998).

2.4.2. Paleoclima da Amazônia

A despeito dos diferentes métodos disponíveis para inferir sobre variáveis paleoclimáticas, a possibilidade de produzir curvas correspondentes à variação da precipitação por meio da técnica de cálculo da razão isotópica de ^{18}O , torna este um dos melhores métodos para abordar o paleoclima na Amazônia. Todos os trabalhos usados como apoio para elaborar essa seção fazem uso desse método, e usam espeleotemas de cavernas da bacia amazônica. Desse modo as curvas de assinatura isotópica permitem avaliar a variação da precipitação no extremo oeste da bacia hidrográfica do rio Amazonas, o que permite inferir variações no aporte sedimentar de acordo com a precipitação ao longo do Quaternário.

As mudanças climáticas ao longo do período Quaternário podem ser interpretadas em diferentes escalas temporais: orbital, milenar, centenal, decenal ou anual. Em cada escala há forçantes climáticas responsáveis pela alteração da temperatura e precipitação vigentes.

Em escala orbital os parâmetros orbitais de Milankovitch são as principais forçantes climáticas, eles são compostos pelos ciclos de excentricidade (mudança na excentricidade da órbita de semi-circular para elíptica, as frequências são de 100 mil e 413 mil anos),

obliquidade (mudança angular no eixo de inclinação da Terra, com frequência de 41 mil anos) e precessão (revolução do eixo de rotação da Terra em torno de si mesmo, onde cada ciclo ou revolução completa leva cerca de 23 mil anos) (Stríkis, 2015).

Cheng *et al.* (2013) observaram que em escala de tempo orbital o oeste da Amazônia está em nítida anti-fase com o leste da região, formando um dipolo, enquanto a porção oriental recebe alta precipitação a fase ocidental passa por fase de seca. Quando o leste recebe maior precipitação o oeste registra um decréscimo de chuvas que não chega a caracterizar-se como seca, pois não há registros de clima árido continuado para o oeste amazônico (Cheng *et al.*, 2009; Mosblech *et al.*, 2012).

Em escala milenar as fases frias ao longo do Quaternário são conhecidas como estadiais, e as fases amenas dentro desse intervalo são denominadas interestadiais. São conhecidos 26 eventos interestadiais, que receberam o nome de Dansgaard-Oeschger (D-O), atualmente revisados para *Greenland InterStadial* (GI), enquanto eventos estadiais receberam a definição de GS (*Greenland Interstadial*). Alguns eventos estadiais são iniciados com a redução da temperatura da superfície do mar pela incursão de icebergs em latitudes mais baixas do que sua zona de ocorrência próxima aos polos, estes episódios são conhecidos especificamente como eventos Heinrich ou Heinrich Stadials (HS), episódios de origem semelhante no Holoceno são chamados de eventos Bond. Por razões históricas dois episódios climáticos recebem nomes específicos: *Younger Dryas* = HS 0 (12, 9 - 11,6 ka) e *Bølling-Allerød* = D-O 1/GI 1 (Stríkis, 2015).

A maioria dos eventos D-O, de aquecimento no Atlântico Norte, são condizentes com condições de seca na Amazônia, enquanto a maioria dos eventos Heinrich, de esfriamento, são registrados como fases úmidas abruptas e continuadas. O mecanismo que rege essas mudanças é a variação da temperatura da superfície do mar, que altera a Circulação de Revolvimento do Atlântico Meridional (AMOC, *Atlantic Meridional Overturning Circulation*). A consequência disso é a alteração na posição latitudinal da ZCIT, que por sua vez fortalece ou enfraquece a Monção de Verão do Atlântico Sul. A mudança da ZCIT para sul fortalece o sistema de monção e aumenta a pluviosidade na Amazônia Ocidental (van Breukelen *et al.*, 2008; Mosblech *et al.*, 2012; Stríkis, 2015).

De modo geral os trabalhos paleoclimáticos concordam que existe para o oeste amazônico uma tendência de aumento da precipitação a partir do Holoceno Inferior por conta do ciclo de precessão, com episódios que modificam essa tendência ao gerar eventos de seca ou de umidade acima da média.

Um dos episódios de maior destaque em curvas de ^{18}O é o evento de 8,2 ka. Cheng *et al.* (2009) relacionam este episódio com o derretimento dos lagos glaciais Agassiz e Ojibway, que liberou água doce no Atlântico Norte em quantidade e velocidade (1 ou 2 pulsos) suficiente para alterar a AMOC, um fenômeno que resultou em mudanças climáticas no Atlântico Norte que, por fim, mudou a posição da ZCIT e alterou o regime de precipitação da América do Sul.

Em 3,5 ka há uma maior variabilidade da precipitação, algo que van Breukelen *et al.* (2008) atribuíram ao aumento da atividade do ENOS, enquanto Bustamante *et al.* (2016), trabalhando com espeleotemas da caverna Shatuca, atribuíram à mudanças no gradiente de temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical.

A maior estabilidade paleoclimática do oeste amazônico em relação ao leste, algo verificável pelo menos até 250 ka, levou Cheng *et al.* (2013) a relacionarem as condições estáveis com uma maior diversificação de espécies, seja por aumento das taxas de especiação, ou decréscimo das taxas de extinção.

2.5. Questões sobre a paleobiogeografia da Amazônia

Algumas das questões que mais discutidas atualmente nas pesquisas sobre a Amazônia possuem conteúdo paleobiogeográfico, como o desenvolvimento da drenagem transcontinental e a origem da biodiversidade. Embora os trabalhos que se debruçam sobre essas questões tenham iniciado no início do século XX, as publicações recentes ligadas a essas temas aumentaram em quantidade a partir do ano 2000.

2.5.1. Desenvolvimento da biodiversidade

A origem da diversidade de espécies da Amazônica é um tema bastante debatido. Porém as muitas hipóteses para explicar o cenário *sui generis* neste bioma esbarram em incertezas associadas à distribuição espacial e temporal de eventos paleobiogeográficos associados à diversificação.

Duas abordagens destacam-se na proposição de mecanismos que atuam na diversificação das espécies: 1) a existência de antigas zonas de refúgios quando ciclos orbitais promoviam mudanças climáticas que expandiam ou contraíam as florestas, gerando isolamento necessário para o aumento da biodiversidade; 2) a ocorrência de áreas de endemismo provocadas por isolamento entre regiões por conta da tectônica, que através de grandes falhas dificultaria a ocupação de áreas próximas, levando ao surgimento de espécies endêmicas às regiões limitadas por estruturas.

O estudo de Ribas *et al.* (2011) da evolução das espécies endêmicas de jacamim, um pássaro de terra firme, produziu o modelo biogeográfico mais recente para a região amazônica, com a diversificação dessas espécies associadas ligadas à instalação dos grandes rios amazônicos a partir do Plio-Pleistoceno (Figura 2.17). Esse modelo aceita a ideia de que a disposição dos grandes rios obedece à elementos tectônicos, por isso o desenvolvimento da biodiversidade seria mediado por grandes estruturas geológicas.

2.5.2. Desenvolvimento da drenagem transcontinental

O desenvolvimento do sistema transcontinental de drenagem amazônico é estudado há muito tempo, e a hipótese de que o escoamento da rede ocorria para o Oceano Pacífico ou Mar do Caribe pode ser encontrado em trabalhos da década de 1970, como apresentado por Almeida (1974).

Trabalhos recentes que lidam com essa hipótese abordam a um conjunto de elementos recorrentes: as áreas de deságue possíveis para o sistema fluvial pretérito, a função do Arco de Purus como divisor de drenagem, o estabelecimento de sistemas lacustres ou fluviolacustres no oriente amazônico (sistema ou lago Pebas) e na base do Arco de Purus, e finalmente o desenvolvimento da floresta amazônica paralelamente ao estabelecimento da drenagem transcontinental. Nesse sentido o trabalho de Hoorn *et al.* (2010) é emblemático, e os autores recorrem a alguns destes elementos em uma associação entre o soerguimento dos Andes, mudanças climáticas e alteração do padrão de drenagem para fazer considerações sobre a origem da biodiversidade na floresta amazônica (Figura 2.18).

Figura 2.18. O modelo de estabelecimento da drenagem transcontinental proposto por Hoorn *et al.* (2010). No Paleogeno o divisor de drenagem deslocou-se do leste para o centro da bacia, com a orogenia andina e a mudança no padrão de precipitação surge o sistema Pebas de idade Miocena. Até o final do Mioceno a drenagem foi reorganizada nos padrões atuais por conta do soerguimento da cordilheira e ausência de espaços de acomodação para a carga sedimentar resultante.

2.5.3. Transposição do Arco de Purus

O Arco de Purus é o alto topográfico de litologia proterozoica que divide as bacias do Solimões e do Amazonas, sua função na paleogeografia entretanto não é clara. Na hipótese de mudança da drenagem amazônica de W para E este seria o divisor de bacias do oeste e leste amazônico, porém não existem dados com rigor suficiente para apoiar essa ideia.

Um modelo recente aponta o estabelecimento de um ambiente lacustre nas áreas imediatamente à oeste da posição do Arco de Purus, em que um lago era alimentado por distributários meandrantos. Planícies de inundação extensas ocupadas por florestas fluviais de terras baixas margeavam tanto o lago quanto seus distributários em um clima úmido (Figura 2.19) (Nogueira *et al.*, 2013).

O ambiente lacustre e fluviodeltaico persistiu até, pelo menos, o Plioceno, com o arco de Purus servindo de barreira geográfica entre as porções oeste e leste da atual bacia amazônica. No Pleistoceno a Formação Içá foi depositada de modo discordante sobre a Formação Solimões, em um ambiente de rios de alta energia (Nogueira *et al.*, 2013).

Figura 2.19. O modelo de evolução do oeste do Arco de Purus de acordo com Nogueira *et al.* (2013).

3. Materiais e Métodos

3.1. Materiais

3.1.1. Modelo Digital de Elevação - MDE

Um modelo digital de elevação (MDE) é uma representação da superfície terrestre construída como um conjunto contínuo de valores de elevação (Hengl & Reuter, 2009). Enquanto o termo designa modelos de forma geral, o modelo digital de terreno (MDT) e o modelo numérico de terreno (MNT) apresentam valores de altitude registrados ao nível do solo (Grohmann *et al.*, 2008). A construção de MDEs pode envolver técnicas de levantamento de campo, informação de mapas topográficos e dados de sensoriamento remoto. O MDE é o principal dado de entrada na análise digital de terreno/geomorfometria (Hengl & Reuter, 2009) e é um dos principais dados disponíveis para a interpretação visual das formas de relevo e processos geomorfológicos.

SRTM

A sigla SRTM corresponde à *Shuttle Radar Topography Mission*, um projeto que envolveu as agências americanas NASA - *National Aeronautics and Space Administration* e NGA - *National Geospatial Intelligence Agency*, além da alemã DLR - *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*, que trabalhou em parceria com a italiana ASI - *Agenzia Spaziale Italiana*. O resultado da missão foi um modelo digital de elevação do planeta entre as latitudes 60°N (na extremidade sul da Groenlândia) e 59°S (Terra do Fogo) produzido a partir de dados de Radar interferométrico. Os dados foram produzidos entre os dias 11 e 22 de fevereiro de 2000 por um sistema duplo de antenas de Radar a bordo do ônibus espacial Endeavour (Farr *et al.*, 2007).

As missões anteriores ao SRTM datam de desde os primeiros voos orbitais dos ônibus espaciais, em 1981, quando um Radar de abertura sintética designado *Shuttle Imaging Radar - A* (SIR-A) foi acoplado a um ônibus espacial. Missões com radares acoplados a ônibus espaciais tiveram continuidade com o SIR-B (1984) e o SIR-C /X-SAR. Este último produziu dados polarimétricos nas bandas L (23,5 cm de comprimento de onda) e C (5,6 cm), além de dados de polarização única (VV - ondas que são enviadas e recebidas verticalmente) na banda X (3,1 cm) (Farr *et al.*, 2007).

Os instrumentos principais do SRTM são dois Radares de abertura sintética (*Synthetic Aperture Radar* SAR). Um deles é composto por um sistema na banda C (5,6 cm) sob responsabilidade da NASA e o outro na banda X (3,1 cm) sob responsabilidade da DLR. Diferente dos dados produzidos na banda C, os dados da banda X não foram gerados no modo *ScanSAR*, por isso os dados não foram coletados de modo contíguo, mas ao longo de faixas de 50 km ao longo do planeta. Em contrapartida a resolução espacial é sutilmente maior e apresentam melhor qualidade de sinal, o que auxiliou o processamento e a melhoria dos dados principais na banda C (Farr *et al.*, 2007). Estes dados estão disponíveis sem generalização dos valores de pixel para as áreas cobertas por água, e na região amazônica os grandes rios apresentam uma amplitude de valores comparável à verificada nas áreas emersas.

Cada um dos sistemas de radares (banda C e X) é composto por uma antena ao mesmo tempo emissora e receptora, a bordo do ônibus espacial (antena principal), e uma antena exclusivamente receptora na extremidade de um mastro retrátil de 60 m de comprimento

(antena da popa ou externa) (Figura 3.1) (Farr *et al.*, 2007). Enquanto a banda C gerou dados em polarização HH e VV, a banda X trabalhou apenas com ondas VV.

Figura 3.1. Instrumentos do SRTM: sistema principal com duas antenas (banda C e X) emissoras/receptoras e sistema do mastro (60 m) com duas antenas receptoras (antena de banda C com 8 metros e banda X com 6 metros). No corpo do ônibus espacial está destacado o instrumento de determinação de altitude e órbita (AODA, *Attitude and Orbit Determination Avionics*). Extraído de Kramer (2011).

O SRTM é um sistema interferométrico de base fixa. A produção de topografia por interferometria consiste na medida da diferença em *range* entre duas observações de um mesmo ponto, o que permite calcular a altura de um alvo (Farr *et al.*, 2007). Os dois sistemas de antenas da missão foram dispostos em uma distância conhecida de 60 metros. A variação da topografia recebida ao mesmo tempo pelos dois sistemas é correspondente a duas fases de ondas (uma fase é obtida pela distância da antena emissora dividida pelo comprimento da onda), a diferença entre as duas fases é chamada de fase interferométrica (ϕ) e equivale à medida em ângulo da diferença entre o alvo e as antenas receptoras. A geometria para obtenção da elevação considera as variáveis da figura 3.2.

E faz uso da seguinte fórmula (Farr *et al.*, 2007):

$$h_t = h_p - \rho \cos \left[\sin^{-1} \left(\frac{\lambda \phi}{2\pi \beta} \right) + \alpha \right] \quad (3.1)$$

Onde:

h_t : elevação/altura do alvo,

h_p : altura da plataforma (altitude da antena em relação ao elipsoide de referência WGS84),

ρ : *range*,

λ : comprimento de onda,

ϕ : fase interferométrica,

β : comprimento da base (mastro de 60 m),

α : ângulo de rolagem da base.

Figura 3.2. Relações de geometria para obtenção do valor de elevação/altura do alvo (h_t) (Farr *et al.*, 2007).

A acurácia vertical absoluta do MDE-SRTM é menor do que ± 09 metros e ± 16 metros, um valor gerado a partir da comparação com GCP (*Ground control points*) em todos os continentes (Farr *et al.*, 2007). A versão reduzida em 3 arcos de segundo do MDE-SRTM já apresentava padrão Classe A dentro do padrão de exatidão cartográfica do IBGE na escala 1:100.000 (Dias *et al.*, 2011).

Dados SRTM pré-processados apresentam ruído *speckle*, um ruído intrínseco ao dado do tipo Radar, que no MDE-SRTM altera as medidas reais de declividade, aumentando os valores em escala local e diminuindo a declividade em escala regional (Farr *et al.*, 2007).

Áreas vazias de dados (*voids*) são notadas em porções de baixa rugosidade da superfície terrestre, como em áreas cobertas por água ou por areia (Farr *et al.*, 2007). No presente trabalho este tipo de erro foi abordado em duas etapas: 1) Preenchimento com dados aproveitáveis do ASTER-GDEM, e 2) Interpolação dos *pixels* nulos restantes pelo método RST (*Regularized Splines with Tension*) usando ferramenta do software GRASS GIS.

MDEs gerados do SRTM contêm valores que podem refletir ou não a altitude da superfície. O pixel imageado refletirá a altitude ao nível do solo se não houver cobertura vegetal ou edifícios urbanos na área imageada, porém se houver vegetação arbórea densa então pouco ou nenhum sinal do terreno contribuirá para o valor do pixel, neste caso a altitude registrada é do interior do dossel em uma faixa mais próxima do limite superior da copa das árvores. Métodos que buscam contornar esse problema exigem conhecimentos específicos sobre a vegetação presente na área de estudo.

Até o primeiro trimestre de 2016 os dados SRTM estavam disponíveis em diferentes versões. A versão 1, processada pelo JPL - *Jet Propulsion Laboratory*, ligado à NASA, contém o dado original incluindo porções da superfície com *voids*, esta versão está disponível na resolução de 1 arco de segundo (aproximadamente 30 metros no Equador) para os EUA, enquanto para o restante do mundo os dados foram reamostrados para 3 arcos de segundo (aproximadamente 90 metros no Equador). A versão 2 foi processada pela NGA a partir da primeira versão e contém melhorias.

Duas versões bastante utilizadas do MDE-SRTM foram processadas por grupos independentes da NASA, uma delas foi executada pelo LP DAAC - *Land Processes Distributed Active Archive Center*, uma parceria entre a NASA e o USGS. Essa terceira versão foi talvez a mais utilizada por pesquisadores fora dos EUA. Por fim uma quarta versão

foi processada pelo CGIAR-CSI - *Consortium for Spatial Information of the Consultative Group for International Agriculture Research*.

Na segunda quinzena de novembro de 2014 os dados foram disponibilizados como a versão 3 da NASA na resolução de 1 arco de segundo para a área de estudo dessa pesquisa, deste modo todas as análises realizadas foram feitas com o dado SRTM em sua resolução original de 1 arco de segundo, ou 30 metros no Equador.

3.1.2. Radar de Abertura Sintética - SAR

Sensores de Radar operam na porção de microondas do espectro eletromagnético, em uma faixa que está além dos intervalos das porções do visível e do infravermelho, geralmente em comprimentos de onda que vão de 1 mm até 1 metro. Estes sensores não são afetados pela presença de nuvens ou névoa e operam independentes de condições de tempo adversas (Lillesand *et al.*, 2008).

A resolução espacial de um sistema de Radar é dependente do tamanho da antena. Um SAR (*Synthetic Aperture Radar* ou Radar de Abertura Sintética) é um Radar dotado de uma antena pequena capaz de simular eletronicamente uma antena de dimensões consideravelmente maiores, melhorando deste modo sua capacidade de resolução (Lillesand *et al.*, 2008).

A aquisição de imagens por Radar é baseada em visada lateral, isso gera uma geometria de aquisição específica e distorções inerentes à produção dos dados (Farr, 1993). A figura 3.3 resume as variáveis envolvidas na aquisição de imagens, onde o ângulo de depressão (*depression angle*) é a medida entre o alvo e a linha horizontal correspondente à posição da antena, o ângulo de visada (*look angle*) é complementar ao ângulo de depressão, e o ângulo de incidência local (*local incidence angle*) é formado pela interação do terreno e do pulso de onda do sensor.

Figura 3.3. Geometria de aquisição de imagens de um Radar (Farr, 1993).

A distância imageada perpendicularmente à passagem do sensor corresponde à distância em *range*, e de seu ponto mais próximo (*near range*) ao mais distante (*far range*) é esperada uma variação da resolução espacial ao longo da linha de visada (resolução em *range*), assim como dos valores de brilho.

O ângulo de visada de um sensor pode realçar a topografia terrestre (ângulo de visada baixo) ou reduzir seu efeito na imagem (ângulo de visada alto). Porém enquanto ângulos de visada baixos resultam em redução da informação de rugosidade da superfície, ângulos altos aumentam a sensibilidade do sensor à rugosidade (figura 3.4) (Farr, 1993).

Figura 3.4. Retroespalhamento em função do ângulo de incidência (complementar ao ângulo de visada) para três tipos de superfícies. Sensores que atuam com ângulos menores do que 25° registrarão maior retroespalhamento para superfícies suaves do que para superfícies rugosas (Farr, 1993).

A informação gerada pelo Radar no ambiente amazônico traduz principalmente a rugosidade, composição estrutural e o teor de umidade dos alvos imageados. Quanto maior a rugosidade, ou quanto mais estruturado um alvo, maior será o retroespalhamento. Áreas de maior umidade apresentarão maior sinal por conta da constante dielétrica da água, que apresenta valor elevado.

A energia emitida pelo sensor ao interagir com a superfície é espalhada e parte dela é captada pela antena. De acordo com a rugosidade da superfície o espalhamento pode ser difuso em intensidades diferentes ou especular, quando a superfície é muito suave e atua semelhante a um espelho, refletindo pouca ou nenhuma energia de volta ao sensor. Alvos que apresentam mais brilho na imagem possuem maior retroespalhamento, enquanto alvos escuros refletiram menor energia. O *double bounce* é uma forma de espalhamento em que o pulso emitido foi rebatido por alvos inclinados antes de retornar ao sensor, isso resulta em forte retroespalhamento com valores altos de brilho.

A produção de imagens SAR envolve distorções topográficas por conta da geração de dados em *range*. Os erros estão relacionados com a inclinação do alvo e o ângulo de visada do sensor. Se a inclinação for menor do que o ângulo de visada o primeiro sinal a ser retornado será da base do alvo, havendo encurtamento de rampa (*foreshortening*) (Figura

3.5a), que provoca na imagem a impressão de compressão do alvo. Se a inclinação for maior do que o ângulo o sinal que retornará primeiro será do topo do alvo, havendo inversão (*layover*) (Figura 3.5b), que faz com que o alvo pareça inclinado. Quando há pouco ou nenhum sinal refletido de uma das faces de um alvo há uma área de sombra (Figura 3.5c).

Figura 3.5. Distorções topográficas devido à relação entre ângulo de visada e a geometria do alvo: a) *Foreshortening*, b) *textitLayover*, c) Sombreamento (Farr, 1993).

As bandas de um Radar são definidas de acordo com o comprimento de onda/frequência, e ao contrário dos sensores passivos as antenas que emitem pulsos de Radar usam um comprimento específico de onda ao invés de trabalharem com um intervalo eletromagnético. O tamanho da onda definirá quais objetos serão invisíveis ao sensor. Elementos menores do que o comprimento de onda são invisíveis ao Radar, e isto explica a capacidade destes sensores de registrar informação superficial mesmo havendo nebulosidade, visto que as partículas de nuvens e de fumaça são menores do que os comprimentos de ondas. Esta mesma regra se aplica à penetração do dossel das árvores por conta do tamanho das folhas e ramos (JAXA, 2005). Os nomes das bandas de Radar são designadas por letras, e entre os radares imageadores são comumente utilizadas as seguintes bandas:

- Banda P = ~ 65 cm (30-100 cm) - AIRSAR;
- Banda L = ~ 23 cm (30-15 cm) - Seasat, JERS-1, ALOS PALSAR 1 e 2;
- Banda S = ~ 10 cm (7,5-15 cm) - Almaz-1;
- Banda C = ~ 5 cm (3,75-7,5 cm) - ERS 1 e 2, Envisat ASAR, Radarsat 1 e 2, Sentinel 1B;
- Banda X = ~ 3 cm (2,5-3,75 cm) - COSMO-SkyMed, CryoSat 2, TerraSAR-X/TanDEM-X;
- Banda K = $\sim 1,2$ cm (1,67-1,11 cm) - Domínio de uso militar.

Uma onda de Radar pode ser transmitida horizontalmente (H₋) ou verticalmente (V₋), e do mesmo modo ela pode ser recebida horizontalmente (H₋) ou verticalmente (V₋). Assim o código HH designa um sinal transmitido e recebido horizontalmente, enquanto HV se trata de um sinal transmitido horizontalmente e recebido verticalmente. De acordo com as propriedades do alvo pode haver menor ou maior retroespalhamento em diferentes polaridades.

Uma única área pode conter uma série de feições que espalharão a energia emitida de modo diferente. Quando há coerência na forma de espalhamento entre os elementos de uma mesma área então ocorrerá uma interferência construtiva e será gerado um pixel com alto brilho, porém quando o espalhamento das várias feições não é coerente ocorrerá uma interferência destrutiva com a produção de um pixel escuro. A flutuação aleatória de

pixels de alta e baixa intensidade produz um ruído de aspecto granular conhecido como *speckle* (Smith, 2012). A redução deste artefato aumenta a resolução radiométrica, porém resulta em perda da resolução espacial.

SAR R-99B/SIPAM

Os dados de Radar gerados no âmbito do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) foram produzidos por sensores disponíveis em 3 aeronaves Embraer ERJ-145, renomeadas pela Força Aérea como R-99B (Figura 3.6). Cada aeronave dispõe de 3 equipamentos de sensoriamento remoto:

1. Sensor de Radar de abertura sintética (SAR);
2. Sensor de varredora multiespectral (MSS - *Multispectral scanner*);
3. Sensor óptico e infravermelho (OIS - *Optical and infrared sensor*).

Figura 3.6. A aeronave R-99B com indicação dos sensores com que está ocupada (Junior, 2008).

O imageamento realizado pelo SIPAM é feito por missões, cujos voos abrangem áreas de tamanho variado. Embora o sensor SAR possa produzir imagens com resolução espacial de 3, 6 e 18 metros, a maior parte dos dados produzidos pelas 26 missões realizadas está disponível na resolução de 6 metros (Costa *et al.*, 2007).

O sensor SAR a bordo das R-99B foi desenvolvido pela empresa canadense Macdonald Dettwiler and Associates e opera nas frequências da Banda L (1,28 GHz - 23,4 cm) e da banda X (9,3 GHz - 3,12 cm). Na banda L o sensor transmite e recebe pulsos de Radar tanto na polarização vertical quanto na horizontal, fornecendo dados em polarimetria plena (HH, HV, VV, VH). A banda X transmite e recebe pulsos apenas na polarização horizontal (HH) (Andrade & Rosa, 2007).

O sensor da banda X possui uma antena interferométrica, que quando utilizada em conjunto com a antena monopulso é capaz de produzir dados para interferometria. A geração de dados para interferometria é aparentemente feita sob demanda, e as imagens utilizadas nesta pesquisa não possibilitam a aplicação desta técnica.

Adicionalmente a literatura sobre o tema aponta que os modelos digitais de elevação gerados a partir do SAR R-99B necessitam de ajustes laboriosos para reduzirem de modo aceitável o erro médio quadrático (RMS) desses dados (Pinto, 2007; Junior, 2008).

Os dados utilizados nesta pesquisa foram adquiridos sob solicitação com a Divisão de Sistematização de Informações do SIPAM, centro regional de Manaus, em abril/maio de 2014. Os arquivos foram disponibilizados em formato de imagens processadas nas bandas L e X, com resolução em *ground range* ao invés de resolução em *range* (ao longo da linha de visada), minimização de *speckle*, georreferenciamento porém com baixa precisão espacial, valores de pixel em intensidade de brilho de 8 bits.

Os metadados que acompanham as imagens estão organizados em um arquivo de formato texto com pouca informação, o que faz com que usuários do R-99B/SIPAM recorram à literatura produzida a partir destes dados para tomar conhecimento das características técnicas do SAR (Tabela 3.1).

Tabela 3.1. Características técnicas do R-99B/SIPAM (Andrade & Rosa, 2007; Costa *et al.*, 2007; Pinto, 2007).

Parâmetros	Banda L	Banda X
Frequência central	1,28 ± 100 MHz	9,6 ± 300 MHz
Comprimento de onda (cm)	23,4	3,12
Polarização	HH, VV, HV, VH	HH
Ângulo de incidência (near range-far range)	40.23°-80.54°	
Altitude de voo	35.000 pés (10.668 m)	
Resolução espacial (m)	6	
Largura da faixa de imageamento (km) (Swath width)	20	
Número de visadas (Looks)	8	
Sistema de posicionamento	INS/GPS (erro esférico = 76 m)	

A impossibilidade de acessar dados sem o pré-processamento realizado pela equipe do SIPAM resulta em limitações na manipulação destes arquivos para processamento usando técnicas definidas pelo usuário. Entretanto as imagens fornecidas estão em condições, após correções de registro/georreferenciamento, de uso para interpretação visual.

E embora a polarização completa na banda L forneça material para trabalhos com técnicas de polarimetria a indisponibilidade de softwares adequados para isso limitou o uso destes dados.

3.1.3. Imagens multiespectrais

As imagens multiespectrais foram utilizadas secundariamente nesta pesquisa. Imagens ASTER disponíveis com pouca nebulosidade em alguns trechos da área de estudo, e séries temporais de imagens Landsat (TM e OLI+TIRS) para toda a área da pesquisa foram utilizadas para apoiar a interpretação visual de feições e processos observáveis em planta.

Esses arquivos foram disponibilizados pelo Serviço Geológico dos EUA com uma série de processamentos adequados à pronta manipulação para extração de informação ambiental (L1TP - *Level 1 Precision Terrain* para imagens Landsat, o nível mais alto de processamento do USGS). Por conta disso, e do fim com que foram utilizadas, não foi necessária a realização de processamentos posteriores.

3.2. Métodos

3.2.1. Interpretação Visual de Imagens

A interpretação de imagens, ou fotointerpretação, é a atividade de identificar e avaliar o significado de elementos de imagens (Jensen, 2009). Estas técnicas foram desenvolvidas empiricamente ao longo dos anos desde a impressão das primeiras fotografias aéreas.

Para produzir informação a partir de imagem um intérprete recorre à um conjunto específico de critérios de avaliação. A definição mais clara deste conjunto surgiu com Olson (1960), que identificou nove critérios que foram chamados de elementos de interpretação de imagem (Figura 3.7).

Figura 3.7. Elementos de interpretação de imagem. O elemento primário é o tom/cor, enquanto o restante se trata do arranjo espacial deste elemento. O grau de complexidade indica a necessidade de diferentes abordagens ou de maior quantidade de dados adicionais para aumentar a precisão na interpretação.

No Brasil é conhecido o trabalho de Soares & Fiori (1976), que apresentaram um método de interpretação baseado em 3 etapas:

1. Fotoleitura: é uma etapa de identificação de elementos,
2. Foto-análise: etapa de associação dos elementos de uma imagem,
3. Fotointerpretação: etapa de atribuição de significado geológico aos objetos identificados.

Um mesmo alvo tende a apresentar recorrência nos elementos de interpretação que o definem. Por essa razão estes elementos podem ser agrupados em um conjunto que serve como modelo para facilitar a interpretação de objetos. Isto é o que se denomina chave de interpretação (Florenzano, 2008).

3.2.2. Processamento Digital de Imagens

Processamento digital de imagens (PDI) é o nome do conjunto de técnicas ligadas à manipulação dos atributos e valores de imagens com o objetivo de melhorar a qualidade da informação para facilitar a interpretação humana (Jensen, 2005). O termo é aplicável à qualquer tipo de imagem, desde àquelas obtidas por um sensor de raio-X para uso em medicina até imagens geradas por um sensor orbital para uso em ciências ambientais.

O processamento digital de imagens pode identificar e extrair informações da imagem sem que o dado original seja alterado, ou pode transformar o valor original com o intuito de tornar a informação mais clara para um intérprete. O PDI é dividido em três etapas: pré-processamento, realce, e análise de imagens.

Pré-processamento

O pré-processamento realiza tratamentos sobre os dados brutos. De acordo com o produto utilizado poderá haver processamentos preliminares variados realizados pelo próprio fornecedor dos dados. O intuito deste trabalho é a correção da informação radiométrica e geométrica por conta de erros produzidos durante a aquisição ou formação das imagens pelo sensor. Neste grupo também estão inseridas as técnicas de registro ou georreferenciamento, mosaico de imagens e correção de efeitos atmosféricos (Jensen, 2009).

Realce de imagens

O realce visa uma melhor interpretação visual de uma imagem por meio de técnicas que aumentem a diferenciação dos objetos de interesse em relação aos outros elementos na área analisada (Florenzano, 2008). Técnicas de realce incluem a modificação de contraste pela alteração do histograma, filtros, perfis espaciais e espectrais, transformação $RGB \Leftrightarrow IHS$, operações aritméticas, análise por componentes principais, entre outras.

Análise de imagens

Nesta etapa são utilizados operadores para extrair atributos ou para realizar segmentação e classificação de imagens. A segmentação e a classificação de imagens são técnicas diferentes que são normalmente aplicados em conjunto. A segmentação consiste na divisão de uma imagem em unidades homogêneas espectralmente, ou semelhantes de acordo com os valores dos pixels. A classificação é uma etapa posterior à segmentação e consiste no agrupamento de segmentos pela aplicação de algoritmos que permitem a criação de um mapa temático com diferentes classes.

3.2.3. Lineamentos fotointerpretados

Um lineamento é uma feição superficial mapeável, simples ou composta, cujas partes estão alinhadas de modo retilíneo ou levemente curvilíneo e difere distintamente dos padrões de feições adjacentes refletindo fenômenos subsuperficiais (O'Leary *et al.*, 1976).

A definição de lineamento não relaciona o termo com processos específicos, sejam eles tectônicos ou sedimentares. Porém a relação de feições lineares ou semi-lineares com áreas sujeitas à deformação acompanha o uso deste dado desde sua origem (O'Leary *et al.*, 1976). De fato os estudos em morfotectônica apoiam-se neste método para inferir distribuição e orientação de estruturas que controlam o relevo, e no entender de Burbank & Anderson (2011) lineamentos podem ser interpretados como marcadores geomorfológicos de processos tectônicos.

Os estudos que abordam geomorfologia tectônica no oeste amazônico fazem deste método o principal recurso para interpretar a atuação da tectônica na definição da paisagem na região.

A produção de lineamentos a partir de MDEs requer o uso de pelo menos quatro imagens de relevo sombreado da área em análise. A fonte de luz utilizada nestes arquivos deve estar posicionado em direções diferentes para que feições lineares em todas as direções possam ser iluminadas ou realçadas por sombra (Grohmann, 2004).

A fase de vetorização de lineamentos é sujeita à parcialidade, e o conhecimento do intérprete sobre o dado de apoio e a área de estudo são essenciais para diminuir o viés intrínseco do método.

A fase de análise prevê o estudo da orientação dos lineamentos de acordo com o tamanho e a frequência das feições. Quando há relação clara entre estruturas e lineamentos este dado pode ser fundamental na definição do quadro estrutural de uma região.

3.2.4. Análise digital de terreno

Análise Digital de Terreno, ou Geomorfometria, pode ser definida como “a ciência de análise quantitativa da superfície terrestre” (Hengl & Reuter, 2009). Uma definição mínima, ou seja, mais abrangente, entende a geomorfometria como “a ciência da quantificação topográfica, seu foco de operação é a extração de parâmetros e objetos da superfície terrestre a partir de modelos digitais de elevação” (Hengl & Reuter, 2009).

Um parâmetro é uma medida descritiva de uma superfície - como declividade ou orientação de vertente (aspecto) -, normalmente a apresentação desta medida é feita no formato *raster* como um arranjo contínuo de valores. Um objeto é uma feição espacial discreta - como canais de drenagem, linhas de interflúvios, pontos de altitudes mais elevadas - representada como vetores de pontos, linhas e polígonos.

É comum encontrar termos como “derivadas da superfície” ou “métricas da superfície” para referir-se aos parâmetros. Nesta pesquisa foi adotado o termo como consta em Hengl & Reuter (2009) e Wilson & Gallant (2000), por conta da importância destas duas referências neste campo de estudo e por considerar que derivadas e métricas dizem respeito à outros produtos desenvolvidos a partir de MDEs.

O cálculo de parâmetros morfométricos normalmente é feito a partir de janelas móveis, um procedimento bastante comum em processamento de dados em sensoriamento remoto.

Janelas móveis

As janelas móveis consistem de uma matriz de células que percorre o raster aplicando uma função matemática (média, moda, soma, desvio padrão, etc) que modifica o valor coincidente com a célula no centro da matriz, o número de linhas (i) e colunas (n) da janela é sempre ímpar, e ela faz uso dos valores em i e n para atribuir o resultado da função na célula central (Grohmann & Riccomini, 2009) (Figura 3.8).

Figura 3.8. Aplicação de filtro de média usando uma janela 3x3 (Grohmann, 2008).

O extenso número de filtros possíveis de serem aplicados em sensoriamento remoto é baseado em janelas móveis. O procedimento padrão é usar janelas quadradas onde $i = n$, mas de acordo com os valores das células nas extremidades é possível obter também janelas circulares.

Parâmetros da superfície

Parâmetros básicos/primários: Em geomorfometria há alguns parâmetros que podem ser obtidos diretamente do MDE sem a necessidade de dados auxiliares ou prévio conhecimento da área de estudo. Estes dados são chamados de parâmetros básicos da superfície e descrevem a topografia a partir de resultados brutos de um modelo digital de elevação (Hengl & Reuter, 2009). Os mesmos dados também podem ser chamados de atributos topográficos primários (Wilson & Gallant, 2000).

Entre os parâmetros básicos da superfície comumente utilizados encontram-se a amplitude, declividade, orientação de vertentes, curvatura horizontal e curvatura vertical, rugosidade, textura, dimensão fractal, entropia, área de captação de drenagem, entre outros. Algumas dessas medidas são melhor analisadas localmente enquanto outras são mais esclarecedoras de formas e processos ocorrendo em nível regional. Esses parâmetros são produzidos rapidamente e uma análise baseada em estatísticas por região pode ajudar a definir ou melhor caracterizar uma unidade geomorfológica/geológica.

Parâmetros compostos/secundários: Atributos compostos, ou secundários, são índices empíricos que necessitam da combinação de atributos primários para sua produção (Wilson & Gallant, 2000). Aqui são incluídos o nível de base, índice de gradiente de canal, assimetria de bacia de drenagem (*T-Index*), curva e integral hipsométrica, perfis longitudinais e transversais de canais, densidade e frequência de drenagem, *knickpoints* ao longo de canais fluviais, entre outros.

Um sumário dos parâmetros utilizados nesta pesquisa é fornecido na tabela 3.2.

Tabela 3.2. Lista dos parâmetros de superfície utilizados neste trabalho

Parâmetro	Significado geomorfológico	Breve descrição	Referências selecionadas
<i>Declividade</i>	Variação do gradiente em uma superfície	É a medida em graus ou em porcentagem do ângulo entre a superfície e um plano horizontal em determinado ponto.	Hengl & Reuter (2009) Wilson & Gallant (2000)
<i>Amplitude</i>	Magnitude do relevo	Diferença entre o valor máximo e mínimo das células de uma vizinhança.	Hengl & Reuter (2009) Wilson & Gallant (2000)
<i>Rugosidade</i>	Regularidade/irregularidade da superfície	É uma medida de variabilidade de valores de elevação indicando homogeneidade das formas de relevo. É calculada como o desvio padrão da declividade.	Grohmann <i>et al.</i> (2011b)
<i>Razão volume-área (Vol:area)</i>	Grau de dissecação do relevo	Indica o volume erodível de um relevo acima de um nível topográfico local.	Nogami (1995)

3.2.5. Geomorfologia Fluvial

Conceitos básicos

Um sistema fluvial é composto por elementos em diferentes escalas, desde grandes bacias de drenagem até partículas fluviais que compõem a carga sedimentar. Rios que possuem fluxo confinado por rochas do embasamento geram canais erosivos com comportamento distinto de rios aluviais, que fluem sobre sedimentos depositados pelos próprios canais. Todos os rios investigados nesta pesquisa são aluviais.

A descarga, vazão ou débito de um rio é a quantidade de água que passa por uma seção transversal em determinado trecho de um canal. Já o trecho onde a água encosta na parede do leito em uma seção transversal descreve uma linha chamada de perímetro molhado, que ao incluir a linha correspondente à superfície da água gera a área molhada (Christofolletti, 1981).

A competência de um canal é diretamente proporcional à tensão tangencial, que por sua vez é o produto dos pesos específicos do fluido e do sedimento, da profundidade

da corrente e da declividade. A menor competência nos trechos de baixo curso se deve à um aumento da profundidade acompanhado da diminuição da declividade. A tensão tangencial multiplicada pela velocidade compõe a energia/potência da corrente (*stream power*) (Suguio & Bigarella, 1990).

O trabalho executado por um rio ocorre através da erosão, transporte e sedimentação, processos pelos quais um canal promove ajustes às variáveis que alteram sua dinâmica e morfologia. Independente do tipo da variável atuante - seja ela decorrente do clima, tectônica ou litológica - um rio tenderá a atingir equilíbrio entre processos erosivos e deposicionais ao longo de seu perfil longitudinal, algo que é mediado pelo nível de base.

O nível de base foi expresso por John Wesley Powell em 1875 primeiramente como “o nível abaixo do qual uma superfície não pode ser erodida” (Powell, 1875), a evolução do conceito tem uma definição diferente, que o considera como o nível a partir do qual processos de acumulação predominam sobre a erosão (Davis, 1902; Mackin, 1948; Quirk, 1996). O conceito moderno é correspondente ao perfil de base, de Quirk (1996), para quem o nível de base (*base level*) se trata do nível médio do mar, enquanto o perfil de base (*base profile*) é a superfície cronoestratigráfica em uma bacia de drenagem à qual os rios regrediriam se as condições permanecessem constantes (figura 3.9).

Figura 3.9. Figura esquemática ilustrando o perfil de base e sua relação com o nível de base, representado pelo nível médio do mar (Quirk, 1996).

O perfil de base acompanha a posição do perfil de equilíbrio (*graded profile*) em um rio em estado de equilíbrio (*graded river*), que define um estágio alcançado por um rio em que não ocorre mais erosão ou deposição capaz de alterar o perfil longitudinal do canal (Davis, 1902), desse modo o transporte da carga disponível é equivalente ao fornecimento sedimentar (Quirk, 1996). O perfil longitudinal é a curva côncava descrita pelo canal a partir de seu trecho mais elevado até a foz, e sua forma é uma das expressões do trabalho realizado para equilibrar a capacidade e a competência da corrente com a quantidade e granulometria dos sedimentos (Suguio & Bigarella, 1990).

Parar alcançar um perfil de equilíbrio um canal faz uso de mecanismos de erosão, deposição, alteração do padrão de canal e metamorfose. A resposta pela erosão pode se dar na forma de agração/incisão (rebaixamento do leito do rio pela erosão à medida em que ele se ajusta às variáveis externas aos canal), formação e migração de *knickpoints* (pontos de inflexão no perfil longitudinal de um canal, cuja migração à jusante é reposta

da incisão do leito), e erosão das margens. A reposta do canal pela deposição é expressa pela agradação (aumento do leito do canal pela deposição), que pode ocorrer localmente ou em amplos segmentos do canal, mas quando há uma tendência de deposição de um ponto inicial à montante tem-se o processo chamado de *backfilling*, enquanto o inverso trata-se de *downfilling*, a deposição nas laterais do canal (*berming*) é também uma das respostas do rio por mecanismos de deposição.

A erosão e deposição são os processos básicos pelos quais um rio ajusta seu perfil até atingir um estado de equilíbrio, porém ele também pode promover mudança no padrão de canal e metamorfose. A mudança no padrão de canal pode envolver o abandono por atalhos (atalho em corredeira: *chute cut-off* e atalho em colo: *neck cut-off*), mudanças da posição, formação de ilhas e barras, e avulsão. A metamorfose é a transformação plena de um canal entre qualquer um dos padrões retos, meandantes, entrelaçados e anastomosados.

A morfologia em planta de um canal é resultado do ajuste de uma série de variáveis hidrológicas. Assim a descarga, a carga sedimentar e o gradiente definem os padrões básicos de rios retos, meandantes, entrelaçados e anastomosados, que devem ser interpretados como o conjunto básico dentro de uma série sucessiva de canais com variações contínuas de geometria.

A classificação de Schumm (1981) distingue canais de acordo com o tipo de carga sedimentar predominante (carga de fundo, carga mista e carga em suspensão) e estabilidade (figura 3.10a). A classificação de rios do tipo *anabranching*, de Nanson & Knighton (1996), pode ser vista como complementar àquela por caracterizar rios não entrelaçados de múltiplos canais (figura 3.10b).

Figura 3.10. Tipos de canais de acordo com Schumm (1981) e Nanson & Knighton (1996).

Rios meandantes possuem alta sinuosidade e pouca variação na descarga, a declividade é relativamente baixa e possuem equivalência entre carga de fundo e em suspensão (Schumm, 1985). A seção transversal do trecho curvo ilustra um canal assimétrico, com maior profundidade na porção côncava, enquanto no trecho reto (umbral) a seção é simétrica. A assimetria possui relação com a velocidade de fluxo e consequentemente com as altas taxas de migração lateral. A menor velocidade na porção interna do meandro gera depósitos de acreção lateral que compõe uma sucessão de barras em pontal, onde porções convexas na forma de cristas (*ridge* e *scroll bar*) são sucedidas por depressões (*swales*) (figura 3.11) (Hickin, 1974).

Figura 3.11. Formação de superfície de barras em pontal em rios meandrantos (Hickin, 1974).

Rios entrelaçados possuem carga de fundo predominante, encontram-se geralmente em áreas de maior declividade e possuem alta variabilidade na descarga ao longo do ano (Scherer, 2008). A principal característica desses rios entretanto são os múltiplos canais entrecortados por ilhas e barras, construídas por conta da disponibilidade de carga durante os momentos de maior vazão, que são depositados quando a velocidade do fluxo diminui (Scherer, 2008).

Rios que desenvolvem múltiplos canais separados por ilhas vegetadas e semi permanentes, formadas pela deposição do próprio canal, acreção deltaica ou extraídas da própria planície aluvial, são classificados como *anabranching* na concepção de Nanson & Knighton (1996), segundo estes autores o termo anastomosado se aplica a um tipo de rio anabranching (tipo 1, enquanto o rio Solimões se enquadra como anabranching tipo 3, de carga mista e lateralmente ativo) que possui sedimentos coesos e canais com baixa razão largura/profundidade que realizam pouca ou nenhuma migração lateral. Um rio anastomosado segundo a definição de Makaske (2001) é composto por dois ou mais canais interconectados que cercam uma bacia inundável ¹.

Canais retos aluviais podem ser encontrados com diferentes tipos de carga sedimentar predominante de acordo com Schumm (1977), e o fator que parece diferenciá-los, além da sinuosidade desprezível, é a baixa carga sedimentar total. Estes canais possuem talvegue sinuoso divagando de uma margem à outra, criando zonas preferenciais de deposição e depressões no leito (Christofolletti, 1981).

A área externa ao canal sujeita à inundação periódica pelo rio constitui a planície de inundação, que pode conter subambientes de acordo com o clima e variáveis locais (Scherer, 2008).

Resposta da drenagem à deformação

Rios aluviais – rios que fluem através de sedimentos depositados pelo próprio canal – são os elementos mais sensíveis à deformação (Burbank & Anderson, 2011; Schumm *et al.*, 2000), em razão disso as mudanças na bacia de drenagem, na rede, vale e canal podem traduzir ajustes por conta da tectônica.

¹Floodbasin: de acordo com o autor “stands for a flat, shallow, poorly drained floodplain depression bounded by natural levees of active or abandoned channels or other uplands”. A definição inclui as ilhas cercadas pelos canais do rio principal.

A adaptação de canais aluviais à deformação entretanto não é óbvia, e a dedução de processos ou eventos tectônicos a partir do formato da rede (como na figura 3.12) pode levar a conclusões errôneas sobre os agentes que transformam a paisagem amazônica.

Figura 3.12. Padrões de drenagem influenciados por elementos estruturais ou pela declividade. (a) dendrítico, (b) paralelo, (c) radial, (d) centrífugo, (e) centrípeto, (f) distributário, (g) angular, (h) treliça, (i) anular (Twidale, 2004).

A deformação tectônica é apenas uma das várias formas de modificar o gradiente de um rio, e por mudanças em variáveis hidráulicas como a descarga, aporte e tipo de sedimentos, um canal pode promover ajustes em planta que são aparentemente relacionáveis com adaptação à tectônica (Holbrook & Schumm, 1999; Schumm *et al.*, 2000).

Um rio aluvial busca um estado de equilíbrio, e seu perfil longitudinal é um indicador do estágio em que ele se encontra, quando uma ou mais variáveis – quer seja origem tectônica, quer seja de outras origens - causam distúrbio nesse estado o rio responderá com mudanças em seu perfil, que podem significar uma nova dinâmica deposicional/agradacional, possivelmente acompanhada de transformações em sua morfologia (Figura 3.13).

Holbrook & Schumm (1999) e Schumm *et al.* (2000) indicam que a precaução deve ser exercida na interpretação do ajuste da drenagem à deformação porque esta sempre será regulada por variáveis hidráulicas que fazem parte da dinâmica aluvial sem a necessidade de uma força tectônica na bacia. Assim, de acordo com Schumm *et al.* (2000) é possível resumir a resposta da drenagem da seguinte forma:

1. Resposta do canal à deformação:

- Deflexão: mudança abrupta no curso do rio,
- Ajuste de perfil longitudinal: regulado pela variação na declividade com consequência na erosão e deposição em segmentos do canal,
- Ajuste do padrão de canal: regulado pela declividade e variáveis como a largura, profundidade, descarga e aporte sedimentar no canal,

- Ajuste da seção transversal: regulado por diferentes variáveis hidráulicas, como o nível de vazão, potência de canal e relação largura/fundo de vale.

2. Resposta do rio à deformação lateral:

- *Avulsão*: resulta em cursos abandonados do canal dispostos unilateralmente e aproximadamente paralelos ao curso atual,
- *Combing*: resulta em uma posição assimétrica do canal na planície e um mosaico de meandros abandonados dispostos com a margem convexa apontando para a área rebaixada onde se encontra o curso atual.

Figura 3.13. Listagem das possíveis respostas de canais fluviais a deformação em seu perfil longitudinal. (a) Deflexão e variações ligadas diretamente a mudanças na potência do canal. (b) Ajustes possíveis no padrão do canal de acordo com a deformação (Holbrook & Schumm, 1999).

O estudo da influência da deformação endógena no relevo também é objeto específico da Geomorfologia Tectônica, ou Morfotectônica, que pode ser definida de dois modos: “1 - É o estudo das formas de relevo produzidas por processos tectônicos, ou 2 - É a aplicação de princípios geomorfológicos para solucionar problemas tectônicos” (Keller & Pinter, 1996). Porém métodos tradicionais dessa área (Doornkamp, 1986; Panizza *et al.*, 1987), como mapas morfotectônicos, são inférteis para um estudo nos terrenos do médio rio Solimões, pois elementos como facetas triangulares/trapezoidais, alinhamentos de cristas e outros mais descritos por Panizza *et al.* (1987), são ausentes na área de estudo conforme verificado após a pesquisa de campo.

3.2.6. Luminescência Opticamente Estimulada

Técnicas de luminescência permitem estimar o tempo em que grãos de minerais como o quartzo e o feldspato foram pela última vez expostos à luz solar ou o último evento de considerável aquecimento dos grãos (Huntley *et al.*, 1985). As técnicas mais recorrentes são a termoluminescência (TL), que faz uso da temperatura para obter o sinal de resposta dos grãos, e a luminescência opticamente estimulada (OSL - *Optically Stimulated Luminescence*), na qual os sinais são obtidos por meio da aplicação de luz sobre a amostra, podendo ser empregada luz visível com quartzo (Murray & Wintle, 2000, 2003) e luz infravermelha com feldspato (Buylaert *et al.*, 2012).

A base dos trabalhos em luminescência consiste no registro da energia acumulada desde a última exposição solar ou desde seu último evento de aquecimento acima de 300 °C. Este sinal é produzido naturalmente após o soterramento do grão pela radiação ionizante de elementos potássio (K) e isótopos da série de decaimento do urânio (U) e tório (Th). A exposição solar ou o aquecimento elimina este sinal na forma de luz, porém ele pode ser acumulado normalmente assim que a partícula for soterrada novamente.

Embora haja potencial para datação usando vários minerais a maioria dos trabalhos em luminescência fazem uso do quartzo e do feldspato. Entre as vantagens no uso destes dois minerais estão sua abundância e, principalmente no caso do quartzo, sua resistência ao intemperismo.

A datação de sedimentos por luminescência abrange um intervalo que contempla desde um ano até algumas centenas de milhares de anos, e o rápido desenvolvimento das técnicas desse método vem aumentando o intervalo de tempo possível de ser estimado (Jain *et al.*, 2007; Duller & Wintle, 2012; Buylaert *et al.*, 2012; Ankjærgaard *et al.*, 2013).

Técnicas de luminescência tem sido empregada em contextos variados, dentre os quais incluem-se estudos de evolução da paisagem, de geomorfologia, processos superficiais, paleoclimatologia e em investigações arqueológicas e paleoantropológicas (Preusser *et al.*, 2008; Rhodes, 2011). Para uma revisão histórica acompanhada de aplicações de datação por luminescência em diferentes áreas de pesquisa as referências são Wintle (2008a) e Wintle (2008b), e para uma revisão sobre o uso de LOE em amostras na fração silte a referência é Roberts (2008).

Princípios físicos

A radiação natural do ambiente atuando sobre os grãos faz com que seus átomos sejam excitados, por conta disso alguns elétrons podem ser aprisionados em um nível energético entre a camada de valência e a camada de condução, criando dessa forma as "armadilhas de elétrons" (*electron traps*). Na ausência do elétron cria-se um "buraco" (*hole*). As armadilhas de elétrons e os buracos são formados em porções defeituosas do cristal, estes defeitos podem ser intrínsecos (ausência de O ou Si) ou extrínsecos (impurezas ou substituições de elementos por Ti ou Al).

Ao receberem algum estímulo energético os elétrons deixam as armadilhas e podem recombinar-se com os buracos gerando luz nesse processo. Este sinal de luminescência é então medido para identificar a quantidade de radiação equivalente à radiação a qual a amostra esteve exposta desde seu soterramento (Figura 3.14), esta medida é conhecida por dose equivalente (D_e).

A exposição à luz solar (durante 1 a 100s) ou o aquecimento 200 °C - 400 °C diminui consideravelmente a quantidade de armadilhas, o que na prática "zera" o sinal de luminescência (Huntley *et al.*, 1985; Aitken, 1992). A remoção das armadilhas de elétrons pela luz é denominada *bleaching*. Quanto mais profunda a armadilha maior será a energia necessária para levar a população de elétrons ali presente para um centro de recombinação.

Figura 3.14. Ilustração do processo de LOE. A exposição a luz solar esvazia a carga energética, que volta a aumentar após soterramento do grão, e é medida pela estimulação de luz em laboratório. A energia emitida é proporcional ao tempo de soterramento do grão. Extraído de Rhodes (2011).

A quantidade de elétrons aprisionados é dependente da intensidade e do tempo em que o grão esteve submetido à radiação ionizante e radiação cósmica. Estas duas fontes energéticas, radiação ionizante e radiação cósmica, compõem a taxa de dose ambiental.

Determinação da dose equivalente

A determinação da dose equivalente (D_e) busca calcular uma quantidade de radiação aplicada em laboratório que seja equivalente àquela recebida pelo grão após o soterramento. A unidade de medida da D_e no Sistema Internacional é o Gy (Gray, sendo que $1 \text{ Gy} = 1 \text{ J} \times \text{kg}^{-1}$). As medidas são feitas usando equipamento especializado como o leitor automatizado de OSL/TL Risø, que consiste em uma câmara de medição com um alternador de amostras, um instrumento para aquecer amostras, fontes de estimulação de luz (laser ou LEDs), uma unidade de detecção de alta sensibilidade (tubo fotomultiplicador e filtros óticos) e uma fonte de radiação β ($^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$) (Rhodes, 2011).

A determinação da dose equivalente em trabalhos de datação de sedimentos tem sido apoiada em uma abordagem que faz uso de doses regenerativas, especialmente após a apresentação do protocolo SAR (*Single Aliquot Regenerative Dose*) por Murray & Wintle (2000) e aprimorado em Murray & Wintle (2003).

Procolo SAR - *Single Aliquot Regenerative Dose*: O protocolo SAR superou as dificuldades existentes com as técnicas de determinação de dose equivalente em alíquotas múltiplas, que era obtida pela média de D_e de geralmente cinco alíquotas. Cada alíquota pode apresentar resultados diferentes por conta de fatores como fotoesvaziamento incompleto ou mudanças de sensibilidade, o que gerava incertezas consideravelmente altas.

O protocolo SAR aplica doses regenerativas (D_i) e corrige mudanças de sensibilidade no decorrer do procedimento. Isso é feito aplicando uma dose teste (D_t) após a medição de cada dose regenerativa, e o sinal de luminescência da dose regenerativa (L_x) é normalizado pelo sinal de luminescência da dose teste (T_x) (Tabela 3.3). Os resultados são utilizados

na construção de uma curva de resposta de dose (Figura 3.15), composta pela razão L_x/T_x no eixo y e pela dose em Gy no eixo x.

Tabela 3.3. As etapas de tratamento do protocolo SAR.

	Tratamento	Sinal
1	Dose D_i ;	-
2	Pré aquecimento (160 – 300 °C por 10s);	-
3	Estimulação por 40 s a 125 °C;	L_i
4	Dose teste D_t ;	-
5	Aquecimento a 160 °C (até T < etapa 2);	-
6	Estimulação por 40 s a 125 °C;	T_i
7	Estimulação por 40 s (até T > etapa 2);	-
8	Retorno à etapa 1.

Figura 3.15. Uma curva de resposta de dose gerada pelo protocolo SAR. As respostas de dose são plotadas em um gráfico de sinal de OSL corrigido por dose em Gy. A curva é gerada normalmente por uma equação exponencial de saturação. Extraído de Preusser *et al.* (2008).

Para testar a viabilidade do protocolo SAR nas amostras disponíveis são feitos alguns testes prévios à execução da sequência de datação. O primeiro teste é conhecido como teste de estimativa de dose, e consiste em identificar a dose natural de uma amostra aplicando uma sequência simples que registra o sinal de luminescência para um tempo de irradiação de energia $t=0s$ e para $t=100s$. Por meio de uma regra de três é estimado então o valor da dose equivalente ao tempo de $0s$. Nesse teste um registro do sinal com luz infravermelha é feito antes do registro com luz azul, desse modo esse teste também indica se a amostra está contaminada por feldspato, visto que quartzo não registra sinal em luz infravermelha.

Um segundo teste realizado antes da sequência de datação consiste em checar se as amostras, quando fotoesvaziadas, são capazes de emitir um sinal equivalente à uma dose de irradiação conhecida aplicada sobre as alíquotas, ou seja, o teste verifica se o quartzo em questão está agindo como dosímetro e recuperando um sinal correspondente à uma dose conhecida. Este teste é conhecido como teste de recuperação de dose (*Dose-recovery test*).

O intervalo de pré-aquecimento utilizado no protocolo SAR deve ser alto o suficiente para eliminar elétrons instáveis, mas não deve ser rigoroso ao ponto de causar transferência termal, ou seja, movimentar carga de outras fontes para os locais de armadilhas de OSL. Um experimento (*preheat test*) é feito previamente para identificar valores aceitáveis de temperatura de pré-aquecimento.

Uma das vantagens do protocolo SAR é a validação do experimento por outros testes que estão embutidos no próprio procedimento. Um desses testes é o teste da razão de reciclagem (*recycling ratio*), que verifica se as medidas de correção de sensibilidade funcionaram, para executá-lo é necessário checar se a razão entre os resultados de duas doses aplicadas com a mesma dose de radiação (geralmente $\frac{L_6/T_6}{L_1/T_1}$) esteve entre o intervalo aceitável de 0,9 a 1,1.

Outro teste embutido no método é o teste da razão de recuperação (*recuperation ratio*), que consiste em aplicar uma dose de 0 Gy em um dos ciclos, sendo que a razão entre o resultado dessa dose e da dose teste (geralmente L_5/T_5) não deve exceder 5% do valor do sinal de luminescência natural, do contrário terá ocorrido alteração do sinal por transferência termal.

Procolo post-IR OSL (*post Infra-Red OSL*): Este protocolo foi proposto por Roberts & Wintle (2003) e revisto em Roberts (2007), e consiste em uma versão modificada do protocolo SAR para datar sedimentos finos de amostras poliminerálicas. Esta tem sido a técnica de escolha dos trabalhos que lidam com frações finas (Roberts, 2008).

A diferença em relação ao SAR consiste na estimulação de luz infravermelha antes da aplicação de luz azul para esgotar o sinal do feldspato presente nas alíquotas, assim o sinal do quartzo estará isolado e poderá ser registrado com o estímulo azul. Por conta das duas etapas de estimulação luminosa esse protocolo também é conhecido como “Double-SAR”.

Determinação da taxa de dose ambiental

Em OSL é necessário calcular a radiação natural atuando sobre a amostra nas formas a seguir:

- Partículas alfa (α)
- Partículas beta (β)
- Raios gama (γ)
- Raios cósmicos

A radiação α é composta por núcleos de He^{2+} , que possuem penetração de aproximadamente 20 μm no sedimento. O ataque ao grão com HF realizado em laboratório dissolve a porção externa de um sedimento da fração areia, garantindo assim a eliminação do efeito da radiação α . Este procedimento não pode ser aplicado em siltes e argilas. A radiação β é composta por elétrons e penetra o sedimento em alguns milímetros, enquanto a radiação γ , composta por fótons, penetra um material em até 30 cm (Preusser *et al.*, 2008).

As três primeiras formas de radiação podem ser internas ou externas ao grão. A taxa de dose ambiental interna se deve aos elementos radioativos contidos na estrutura cristalina do sedimento, especialmente o ^{40}K presente em feldspatos alcalinos. A taxa de dose externa é composta pelo potássio e pelos isótopos da série de decaimento do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th .

O cálculo da radiação emitida por estes elementos pode ser feito por diferentes métodos, entre eles o ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*), que exige que a amostra seja dissolvida para que a análise seja realizada em uma solução, e a espectrometria gama de alta resolução, uma análise que mede toda a série de decaimento do U, Th e K e pode ser realizada em uma fração da amostra coletada para datação (Duller & Wintle, 2012). A imprecisão no registro da taxa de dose ambiental aumenta criticamente o erro da idade, e após uma pesquisa coordenada por Murray *et al.* (2015), que compararam idades de luminescência por diferentes laboratórios ao redor do mundo, foi aventado que métodos que não registram toda a série de decaimento do U, Th e K podem contribuir para resultados não confiáveis.

A radiação cósmica é composta por diferentes partículas subatômicas e sua influência é atenuada pelo campo magnético da Terra e pela atmosfera. Para a estimativa da taxa de dose cósmica são levadas em consideração a latitude (a espessura do campo magnético da Terra varia do Equador, maior, para os polos, menor), a altitude e a profundidade do ponto de coleta de amostra. Estes fatores são os dados de entrada em modelos matemáticos que calculam a radiação cósmica instantaneamente (Duller & Wintle, 2012).

A água absorve parte da radiação à qual os grãos estão expostos. Isso significa que quanto maior o volume de água presente nos poros de uma amostra, menor será a radiação absorvida pelos grãos. Por essa razão uma estimativa cuidadosa do volume de água presente na amostra pode tornar o resultado da datação mais preciso (Duller & Wintle, 2012).

Medidas *in situ* determinam a taxa de dose ambiental total atuando sobre os grãos, e produzem resultados precisos mesmo havendo heterogeneidade no material ao redor. Porém existem algumas desvantagens na coleta por esse método, visto que a dose natural precisa ser coletada por dosímetros que devem permanecer no local por um período de meses ou anos, ou por espectrômetros de raios gama portáteis que não identificam todos os elementos da série de decaimento do U, Th e K (Duller & Wintle, 2012).

Idade de luminescência

O cálculo da idade em luminescência é feito por meio da razão entre a dose equivalente e a taxa de dose ambiental. A fórmula que fornece a idade em anos é a seguinte:

$$\text{Idade de Luminescência} = \frac{\text{Dose equivalente (em Gy)}}{\text{Taxa de dose (em Gy ano}^{-1}\text{)}} \quad (3.2)$$

O valor utilizado para a dose equivalente é obtido a partir do tratamento estatístico dos resultados de um conjunto de alíquotas, geralmente este valor é identificado por um modelo central de idade (*Central Age Model*) conforme Galbraith *et al.* (1999) e Galbraith & Roberts (2012). Valores de desvio padrão, erro padrão e outros dados estatísticos também são produzidos. Este trabalho pode ser feito em software especializado como o Analyst, dos laboratórios Risø.

Para compor a taxa de dose ambiental os resultados da contribuição do U, Th e K são combinados com os valores da contribuição por radiação cósmica. Fatores de incerteza são obtidos e analisados, entre eles o conteúdo de água presente na amostra.

A integração destes dados é feita em software ou planilha específica. Nesta etapa a idade é fornecida em anos junto com o erro associado.

4. Resultados

4.1. Processamento de dados de sensoriamento remoto

4.1.1. MDE-SRTM: valores espúrios e áreas de *voids*

A versão 3 (NASA) do MDE-SRTM possui 30 metros de resolução espacial e foi disponibilizada para a América do Sul em novembro de 2014. Esta é a versão utilizada nesta pesquisa para a produção de parâmetros morfométricos, extração de objetos morfométricos (vetores) e avaliação visual de formas e processos de superfície.

O MDE-SRTM apresenta valores espúrios na forma de números negativos e *voids*. Na área de estudo esses artefatos ocorrem principalmente em ilhas e na planície de inundação do rio Solimões. A correção do MDE envolveu a transformação desses *pixels* em valores nulos e interpolação simples baseada nos valores dos vizinhos mais próximos. Em áreas extensas de valores espúrios foram utilizados valores de *pixels* aproveitáveis do ASTER Global DEM versão 2 (ASTER-GDEM), que preencheram parte das áreas de valores espúrios, sendo o restante interpolado novamente de acordo com os valores dos vizinhos mais próximos (Figura 4.2).

Figura 4.1. Imagem superior apresentando áreas vazias de dados e imagem inferior após correção.

Os valores do ASTER-GDEM não são exatamente coincidentes com os valores do MDE-SRTM, sendo em geral mais elevados. Os valores ao longo do rio Solimões, por exemplo, diferem em 6 metros de elevação entre os dois MDEs, por conta disso foi necessário ajustar os dados do ASTER-GDEM em uma diferença de aproximadamente 6 metros para inserção nas áreas extensas de valores nulos do MDE-SRTM.

4.1.2. MDE-SRTM: ruído inerente ao dado

Dados de sensoriamento remoto normalmente apresentam alguma forma de ruído/artefato e precisam de correção durante o pré-processamento. O MDE-SRTM apresenta na área de estudo um ruído inerente ao dado na forma de faixas diagonais cruzadas, de orientação NE-SW e NW-SE, equivalentes às passagens do ônibus espacial. Apesar de pouco perceptível em um mapa hipsométrico comum, este ruído altera a declividade e consequentemente a rugosidade (Figura 4.2).

Figura 4.2. a) Mapa isarítmico de elevação, b) Mapa de rugosidade e c) Detalhe da rugosidade nitidamente alterada por conta de ruído.

Para a correção desse ruído foram testados filtros de média e de moda com janelas móveis de 3x3, 5x5 e 7x7. A análise visual dos resultados comparou a hipsometria do dado original com os dados suavizados, e como o ruído altera a declividade a mesma comparação foi feita com a declividade gerada a partir da elevação suavizada (Figura 4.3).

Figura 4.3. Mapas de elevação suavizada pela média e pela moda com janelas de 3x3, 5x5 e 7x7 acompanhados dos respectivos mapas de declividade

As declividades de moda parecem ressaltar o ruído, enquanto que as de média são comparativamente limpas. Isso pode ser notado por um artefato disposto em diagonal, de NW a SE na figura 4.3, visível principalmente na declividade da moda 3x3, que desaparece nas declividades de média 5x5 e 7x7.

Uma comparação dos gráficos de estimativa de densidade revela que as declividades dos dados filtrados pela média apresentam curvas próximas do dado original, com um pico bem definido e uma distribuição assimétrica positiva mantida em todas as janelas móveis. Por outro lado as curvas de declividade pela moda não reproduzem o pico unimodal do dado original ao mesmo tempo em que ampliam a assimetria do dado e geram picos isolados à esquerda (Figura 4.4). Os gráficos permitem avaliar como a forma assimétrica com valores alternadamente altos e baixos dos dados originais de elevação e declividade são suavizados pelos filtros de média.

Figura 4.4. Estimativa de densidade Kernel (EDK) para Elevação e Declividade com curvas para o dado original (cinza) e janelas móveis de 3x3 (verde), 5x5 (vermelho) e 7x7 (azul).

O filtro de moda parece ter ressaltado os ruídos e alterado as formas das curvas de estimativa de densidade, enquanto a média não apenas mantém a forma como limpa os ruídos.

Se o filtro de 3x3 ainda apresenta ruídos, o de 7x7 limpa todos os artefatos, mas parece uma suavização demasiada forte, o filtro de 5x5 pela média torna-se portanto um compromisso aceitável na minimização dos artefatos.

4.1.3. Radar de abertura sintética: registro de imagens

Os dados de Radar do R-99B/SIPAM são entregues ao público com um deslocamento demasiadamente alto para trabalhos em sensoriamento remoto, por conta disso cabe ao usuário final o registro/geoprocessamento dessas imagens.

A alta resolução espacial do R-99B/SIPAM não é igualada pelos outros dados disponíveis nesta pesquisa, como consequência não há imagens comparáveis para identificar pontos de controle com rigor. Sensores óticos não contribuem como dados de apoio para o registro de Radar, e isso inclui as imagens de alta resolução das páginas e aplicativos da Google (disponíveis para a região de Coari somente a partir do primeiro semestre de 2016).

O recurso aceitável para o registro foi o uso de imagens ALOS-PALSAR de 12,5 metros de resolução espacial disponibilizadas pelo IBGE em polarização HH e VV. Porém o registro das imagens ALOS-PALSAR foi feito pelo próprio IBGE, assim o MDE-SRTM (versão 3 da NASA) também foi utilizado para essa etapa, principalmente para validar a posição dos pontos de controle.

Técnicas automáticas dos softwares à disposição foram testadas, mas os resultados inadequados levaram ao registro manual de 52 cenas com pontos de controle identificados manualmente. A rugosidade generalizada nas porções de terra firme nas imagens R-99B/SIPAM exigiu que os pontos fossem incluídos onde houvessem corpos de água. Nas áreas de várzea a diversidade de feições claramente distinguíveis contribuiu para uma maior densidade de pontos de controle.

4.1.4. Radar de abertura sintética: *speckle*

O ruído *speckle* é um artefato intrínseco ao dado de radar, legando às imagens uma aparência granulada, ele é mais intenso em dados de maior resolução espacial. A estratégia tradicional para diminuição do *speckle* envolve a aplicação de filtros. As técnicas mais conhecidas na supressão deste ruído para dados de polarização única são as seguintes:

- Filtros não-adaptativos: FFT (*Fast Fourier Transform*),
- Filtros adaptativos: (Enhanced) Lee, (Enhanced) Frost, Gamma,
- Filtros polarimétricos.

As imagens do R-99B/SIPAM são entregues pré-processadas, porém o tratamento empregado pelo SIPAM para a minimização de *speckle* manteve os artefatos em um nível prejudicial para a interpretação visual.

A técnica ideal de supressão do ruído deve preservar a informação radiométrica, a textura e manter contraste entre alvos para, por exemplo, identificar limites onde eles existirem na imagem. Esse é um compromisso difícil de ser atingido porque os filtros atuam suavizando a imagem e calculando novos valores de pixel com base em estatísticas das células vizinhas de acordo com janelas móveis.

Nas imagens SAR-SIPAM foram feitos testes com diferentes filtros em janelas móveis de 3x3, 5x5 e 7x7. Apesar da escolha recorrente do filtro Gamma em trabalhos que fazem uso de Radar, o filtro Enhanced Frost na janela 5x5 mostrou-se mais promissor na área de estudo, preservando detalhes e mantendo a textura e o contraste.

Técnicas de filtros polarimétricos como o Filtro PolSAR Refinado de Lee ou o Filtro PolSAR de Speckle Baseado em Modelo de Espalhamento, não foram utilizados por conta da indisponibilidade de softwares para o tratamento de dados polarimétricos.

4.2. Reconhecimento de afloramentos

A pesquisa de campo foi realizada entre os dias 03 e 28 de outubro de 2015, portanto na fase de vazante do rio Solimões para obter acesso aos afloramentos, visto que eles encontram-se submersos durante a cheia. O trajeto percorrido engloba o trecho desde a foz do rio Madeira até o baixo curso do rio Içá, no oeste amazônico.

As atividades de campo variaram de acordo com as pesquisas dos membros da equipe. Para esta dissertação as tarefas importantes consistiram na avaliação de afloramentos nas margens dos rios, com coleta de amostras para datação, registro fotográfico, observação de processos geomorfológicos e avaliação de formas de relevo em trilha na terra firme para validação de hipóteses. A visita aos afloramentos ou pontos de coleta de amostras foi feita por meio de lanchas, que deslocavam material e equipe do barco até a margem do Solimões, rios e igarapés, lagos de vale submerso e barras de meio de canal.

A navegação e a escolha dos locais de parada para visitação ou coleta de amostras foi feita ao longo do percurso com base em cartas elaboradas pelo autor desta dissertação. Estes documentos contêm informação de elevação fornecida pelo MDE-SRTM, e resolução e textura pelas imagens de Radar do R99B/SIPAM, além de toponímia e feições de interesse extraídas de fontes diversas, como as cartas náuticas do rio Solimões.

Há pouca variação litológica entre os afloramentos no percurso realizado na pesquisa de campo. O ponto ALC 25, próximo à Coari, é representativo do tipo de afloramento encontrado na região coberta pelos sedimentos da Formação Içá (Figura 4.5).

Figura 4.5. Seção com a sucessão sedimentar verificada no afloramento ALC 25, com fotos em pontos ao longo da seção e círculo máximo com as fraturas na camada de base.

No que diz respeito à geomorfologia a variação observada nas margens do rio Solimões em trechos onde o rio limita-se com a terra firme foi baixa, e os topos da superfície apresentam-se essencialmente planos com variações locais de topos convexos em áreas colinosas pouco frequentes. Nos trechos de terra firme a vertente em contato com o rio normalmente é alta, escarpada, e são frequentes os movimentos de massa rotacionais e translacionais. Há boa apresentação das camadas sedimentares durante a vazante.

4.3. Fraturas

Ao longo da pesquisa de campo foram realizadas medidas de atitudes nos afloramentos que possuíam camadas fraturadas. O tipo de estrutura mostrou-se persistente em todos os afloramentos que possuíam camadas fraturadas, tratando-se de juntas localizadas nas sessões argilosas de coloração cinza localizada na base dos arenitos de cor vermelha ou amarela no topo da sucessão sedimentar.

As juntas possuem grande extensão ao longo da camada onde se encontram, e algumas estão preenchidas por material laterítico que ocorre também intercalado de modo sub-horizontal ao longo da seção sedimentar encontrada em todo o percurso do oeste do Solimões/Amazonas.

Em campo todas as fraturas encontradas nos afloramentos foram medidas, por isso a baixa quantidade de elementos registrados (ALC 025 = 19 - ALC 026 = 36 - ALC 040 = 11) indica apenas que esses números representam a quantidade máxima de juntas em condições de medição na área de estudo.

Na área de estudo apenas 3 afloramentos apresentaram fraturas. A figura 4.6 apresenta a localização desses pontos e diagramas de círculos maiores das juntas.

Figura 4.6. Mapa dos afloramentos com fraturas e diagramas de círculos maiores.

O trecho em Coari onde o rio Solimões abandona uma grande área de planície, e faz uma inflexão em seu curso para correr em uma área estreita entre sedimentos da terra firme, era uma área propícia para a ocorrência de falhas e anomalias estruturais. A mudança brusca de curso do rio nesse trecho sugere um ajuste devido a presença de falhas transcorrentes ou de uma zona de cisalhamento. A investigação dos afloramentos existentes nas margens do rio Solimões ao longo do trecho de inflexão não revelou a presença de nenhum ajuste devido a condicionantes estruturais.

A orientação das fraturas não parece ter relação com o relevo, através das linhas de maior variação de declividade, e parece ter pouca ou nenhuma relação com a disposição dos canais fluviais. Os padrões hidrográficos podem estar respondendo a uma condição aleatória, realizando incisão em sedimentos incompetentes ao controle dos canais, ou ao aproveitamento de trechos de menor gradiente gerados por uma rede fluvial mais antiga.

4.4. Lineamentos

Os lineamentos são o dado básico nas pesquisas que lidam com morfotectônica nos sedimentos do oeste amazônico. Para produzir os lineamentos neste trabalho foram utilizados mapas de relevo sombreado, gerados a partir do MDE-SRTM. O relevo sombreado é um dado que resalta as feições superficiais ao simular uma fonte de luz sobre o terreno.

Devido à baixa amplitude altimétrica e aos baixos valores de elevação a fonte de luz foi mantida na altura baixa de 20°, e por essa mesma razão em todos os mapas foi utilizado um exagero vertical no valor de 5 unidades, procedimento aconselhável em áreas planas para promover contraste entre áreas de sombra e áreas iluminadas.

Lineamentos produzidos em escala única traduzirão certamente processos ligados àquela escala. A inexatidão sobre o papel da tectônica no relevo amazônico, a possibilidade de fazer uso de mais escalas com a versão 3 (NASA) do MDE-SRTM, e a fixação nos trabalhos morfotectônicos em lidar com escalas regionais inspirou a produção de lineamentos em 4 escalas diferentes nessa pesquisa (Figura 4.7):

Figura 4.7. Lineamentos obtidos nas 4 escalas de trabalho.

A extração de cada conjunto de lineamentos foi feita sem alteração da escala durante todo o trabalho para que deste modo cada arquivo represente de fato os lineamentos observáveis por escala. A extração foi feita manualmente de acordo com a interpretação das feições observadas nos arquivos de relevo sombreado. Um lineamento era gerado caso houvessem fronteiras/limites topográficos ou texturais distinguíveis. Estes dois critérios

abrangem a lista de feições que se busca identificar com lineamentos: rios e vales lineares, escarpas lineares, topos e cristas alinhadas, etc.

O software OpenStereo (Grohmann *et al.*, 2011a) foi utilizado para elaborar diagramas de roseta de frequência, que registra o padrão de direção dos lineamentos (figura 4.8).

Figura 4.8. Mapa com lineamentos em todas as escalas de trabalho por unidade interfluvial com rosetas de frequência.

Ao notar as rosetas produzidas para cada unidade parece haver uma dispersão nos valores predominantes de azimuth das menores para as maiores escalas. Por isso não há uma clara definição sobre o aproveitamento dos canais à um sistema de fraturas dos terrenos por onde eles fluem.

O interior da planície de inundação não possui lineamentos mapeados porque o trabalho baseou-se na hipótese de que a atuação tectônica está registrada nas formas de superfície da terra firme, e não na várzea. A avaliação em grande escala revelou que todas as variações lineares nas áreas de acumulação são decorrentes de processos aluviais, e que o dinamismo do sistema de drenagem dessa unidade pode destruir registros tectônicos plenamente.

4.5. Análise digital de terreno

4.5.1. Parâmetros de superfície

Declividade

Figura 4.9. Mapas de declividade (em graus) em diferentes tamanhos de janelas.

As declividades na área de estudo são em geral baixas, o quartil superior começa em valores menores do que 2°. Por isso altas declividades, quando mencionadas neste texto, devem ser consideradas altas em relação aos valores existentes entre o Purus e o Coari.

Na terra firme altas declividades ocorrem ao longo dos canais fluviais, definindo claramente a rede de drenagem. Os topos das unidades de terra firme são confirmados como bastante planos, com valores entre 0 e 1° em todas as janelas.

Na várzea as barras de acreção e diques marginais são ressaltados pelas altas declividades em relação aos terrenos planos de acumulação lacustre ou fluviolacustre. Na margem direita do Purus as declividades registradas nos vales podem indicar um ajuste recente de nível de base devido à posição do Purus.

O aumento da janela móvel resulta na diminuição da declividade. Os valores máximos de declividade em 33x33 estão próximos da mediana em 5x5 (figura 4.13a). As diferentes formas de superfície são melhor visualizadas nas menores janelas.

Amplitude

Figura 4.10. Mapas de amplitude em diferentes tamanhos de janelas.

Na terra firme altas amplitudes ocorrem ao longo dos rios, diferenciando nitidamente a rede de drenagem do restante da área. As zonas de interflúvio, que registram as maiores elevações, são também as áreas de menor amplitude, o que indica topos aplanados, característicos de terraços e de tabuleiros.

Na várzea as altas amplitudes ocorrem ao longo dos depósitos de maior elevação, principalmente os diques marginais. Ao longo do Solimões destacam-se as barras de acreção fluvial próxima dos paranás entre Codajás e Coari. O curso do rio Solimões e do Purus são bem demarcados pela diferença de elevação gerada por seus diques marginais e áreas vizinhas. As menores amplitudes registradas na várzea ocorrem nas áreas de acumulação inundáveis.

As maiores amplitudes de toda a região ocorrem principalmente ao longo dos rios de terra firme que desaguam na várzea, realçando a erosão destes vales, com destaque para a drenagem de terra firme da margem direita do rio Purus.

Ao aumentar o tamanho da janela móvel os intervalos de amplitude são ampliados (figura 4.13b), algo que generaliza os pixels porém ainda diferencia unidades. Na terra firme valores baixos e altos distinguem respectivamente topos planos e limites. Na várzea as áreas deprimidas são diferenciadas e classes de amplitude correspondem a gerações de depósitos. As classes da janela de 17x17 parece representar adequadamente as unidades geomorfológicas da região.

Rugosidade

Figura 4.11. Mapas de rugosidade em diferentes tamanhos de janelas.

Como era esperado as maiores rugosidades na terra firme acompanham os canais de drenagem, cuja configuração indica os trechos de máxima erosão nestas porções da região. É possível notar que terrenos ao longo de igarapés de terra firme possuem menores valores de rugosidade do que alguns canais específicos: os vales dos rios de vale submerso no interflúvio Purus-Coari, os tributários dos vales submersos de maior porte (Mamiá e Badajós) e o rio Badajós (ver figura 1.1), que faz a conexão de vales submersos com o Solimões.

Na várzea os trechos de maior variação altimétrica são destacadas por conta da diferença causada na declividade dessas feições devido ao relevo que geram na superfície. A rugosidade é mais acentuada nas feições de acreção entre Codajás e Coari ao longo dos paranás do rio Solimões.

O aumento do tamanho da janela resulta em maior rugosidade, em um comportamento parecido com o verificado para a amplitude, porém o aumento dos valores ocorre em ordem de grandeza menor (figura 4.13c). Ao contrário da declividade as maiores janelas parecem traduzir de modo mais claro a informação presente nas janelas menores ao homogeneizar os pixels.

Neste parâmetro é possível verificar que as menores janelas (5x5 e 9x9) são ainda capazes de diferenciar o artefato da passagem do ônibus espacial, algo que foi suprimido apenas na janela de 17x17.

Volume:Area

Figura 4.12. Mapas de Vol:area em diferentes tamanhos de janelas.

Este parâmetro destaca áreas com diferentes níveis de dissecação ao realçar áreas de relevo erodíveis localmente. Este dado é um índice em que os valores formam uma curva gaussiana de valor máximo 1.

O Vol:area não contribui para diferenciar áreas em janelas móveis pequenas, e somente nas janelas de 17x17 e 33x33 é possível notar resultados satisfatórios. Nas maiores janelas as áreas suscetíveis à dissecação ficam destacadas em valores mais altos em relação à vizinhança, e isso se mostra coerente tanto em áreas de várzea como de terra firme. Em 33x33 os valores próximos à mediana em 0,5 (intervalo de 1 desvio padrão) provavelmente marcam o limite de áreas de maior relevo local, mais sujeitas à dissecação na concepção de Nogami (1995), e áreas planas ou deprimidas.

Na várzea ficam destacadas as formas associadas aos diques marginais e cordões aluvi-onares mais elevados em relação às áreas planas e deprimidas. Na terra firme os maiores valores destacam as áreas erodíveis realçando o interior de bacias hidrográficas dos rios de terra firme principalmente nos interflúvios ao sul do rio Solimões. No interflúvio Purus-Madeira as bacias dos rios que desaguam no Purus destacam-se como uma faixa diagonal em NE-SW.

O aumento da janela móvel não causa mudanças notórias no gráfico 4.13d porque o dado é um índice de valores normalizados. Mas a variação para cima da mediana nas 4

janelas pode ser observado claramente, além da posição do primeiro e terceiro quartil, o que talvez contribua para a diferença apresentada nos mapas de maior janela móvel.

(a) Declividade

(b) Amplitude

(c) Rugosidade

(d) Vol:area

Figura 4.13. Gráficos boxplot para 4 parâmetros morfométricos nas janelas móveis em que foram produzidos. A linha em vermelho passa pela média dos valores de todas as janelas móveis.

4.6. Formas de relevo e processos geomorfológicos

Essa seção apresenta descrições de formas de relevo confirmadas para a área de estudo, assim como processos ligados à sua gênese ou transformação. A interpretação apresentada baseou-se nos resultados dos parâmetros morfométricos e avaliação visual das imagens SAR R-99B/SIPAM e do MDE-SRTM. Embora algumas formas de relevo confirmem descrições presentes na literatura da região, alguns aspectos de formas já conhecidas são inéditos.

4.6.1. Terra firme

Nas terrenos de dissecação a forma dominante são os tabuleiros de topo plano, secundariamente ocorrem colinas em estágio de desenvolvimento.

Tabuleiros Essas formas de relevo possuem baixa amplitude altimétrica, caracterizando topos planos. Os limites dessas unidades com a várzea são bruscos, ou seja, possuem vertentes curtas de declividade alta para o contexto em que estão inseridos (figura 4.14).

Figura 4.14. Modelo representativo do limite do tabuleiro (porção esquerda da figura, mais escura) com sua área de planície adjacente (porção direita da figura, mais clara) (IBGE, 2009).

A posição altimétrica dos topos define níveis diferentes de tabuleiros, secundariamente a densidade de marcas pretéritas de drenagem indica graus diferenciados de erosão. Essas diferenças apontam para a existência de gerações distintas de tabuleiros interfluviais, que por sua vez é indicativo de fases erosivas diferentes. (figura 4.15).

Os tabuleiros estão repletos de paleoformas, e a drenagem faz proveito destes elementos para gerar modificações do padrão dendrítico verificado. Como consequência da presença de paleobarras em pontal os topos dos tabuleiros são sulcados por feições com cristas desgastadas e concavidades formando um arranjo do tipo *bar and swale*. Uma outra forma de adaptação da drenagem faz uso dos trechos deprimidos dessas feições, assim ocorrem canais dispostos paralelamente ou em padrão anelar, ou mesmo em padrão retangular utilizando a topografia dos *swales*.

Colinas Áreas de tabuleiros que sofreram alta dissecação pelos canais fluviais podem apresentar topo convexo constituindo colinas não desenvolvidas plenamente. Ao contrário das colinas observadas em áreas de drenagem mais entalhada em interflúvios na Formação Alter do Chão no leste amazônico, ou na Formação Solimões à oeste, estas formas ainda assemelham-se aos tabuleiros pela baixa incisão da drenagem, e seu reconhecimento não é evidente em planta. Estão distribuídas em regiões com maior densidade de canais na terra firme.

Figura 4.15. Diferentes gerações de tabuleiros interfluviais nas áreas de dissecação.

4.6.2. Várzea

Nos terrenos de acumulação a variedade de formas é maior, e os processos ligados à sua gênese e alteração são mais recentes.

Depósitos de acreção lateral de alta amplitude Estes depósitos são a assinatura deposicional do rio Solimões na planície aluvial. Eles formam uma sequência de *scroll bars* dispostos em feixes paralelos em um semi-círculo de grande amplitude. As gerações mais novas desses depósitos encontram-se próximas ao rio principal, enquanto as gerações mais antigas estão sendo retrabalhadas pelos canais acessórios.

Diques marginais Estes depósitos acompanham os rios de associação e podem ser encontrados aos pares ao longo dos canais ou como uma sucessão de feixes paralelos, principalmente em áreas onde estão promovendo retrabalhamento de outros depósitos (figura 4.16).

Coalescência de barras Essas formas compõem terrenos de elevação positiva na várzea, assim como os outros depósitos que formam barras, porém possuem largura considerável. Especula-se que a origem dessas formas seja a aglutinação de barras por colmatção através da decantação de sedimentos durante as cheias ou pelo trabalho deposicional dos rios de associação.

Áreas de acumulação inundáveis São depressões na planície de inundação que possuem os menores valores locais de elevação. Funcionam como grandes reservatórios

Figura 4.16. Diques marginais de canais que realizam o retrabalhamento de outros depósitos.

durante as cheias do rio Solimões, e mesmo na vazante podem conter lagos nas porções mais baixas da depressão. Nestas áreas encontra-se a fitofisionomia conhecida como Chavascal. A presença de diques marginais ao redor dessas formas de relevo é comum.

Barras em pontal Ocorrem na planície do rio Purus, um rio meandrante, e acompanham a porção côncava do rio em feixes paralelos semi-circulares (figura 4.17a)

Depósitos semelhantes a deltas internos Uma forma de colmatção particular dos lagos de várzea amazônicos se dá pela ocorrência de depósitos em forma de deltas construídos anualmente por sedimentos carregados pelo sistema de furos na fase de cheia, quando transportam carga em suspensão dos rios Solimões ou Purus (Mauro *et al.*, 1978; Costa *et al.*, 1978). A expansão dos depósitos faz com que eles assumam aspectos de diques marginais construídos no interior dos lagos, e que resulta inicialmente em divisão de um corpo aquoso em mais unidades e contribui para a colmatagem do lago (figura 4.17b).

Depósitos de rompimento de dique/espraçamento de crevassa Na margem esquerda do rio Purus encontra-se a área de menor elevação de toda a área de estudo, ocorre neste trecho uma sucessão de lagos em terrenos baixos, conectados ao Purus por canais que parecem ter rompido os diques do rio. Estes canais bifurcam-se e espraiam-se em lagos ao adentrar a planície, quando atingem regiões de baixa declividade, no que parece corresponder à desaceleração do fluxo dos canais que romperam o dique marginal. Embora este seja o exemplo mais claro de espraçamento

Figura 4.17. *Scroll bars* nas margens do rio Purus antes de adentrar a várzea do Solimões (a) e colmatção do lago Aiapuí por canais de associação (b), que geram formas semelhantes a deltas.

de *crevassa* na várzea, podem ocorrer depósitos de rompimento de dique lateral de menor porte em outros trechos da unidade.

Em toda a extensão da planície aluvial é possível notar a interação de mais de uma geração de formas de relevo por conta do retrabalhamento dos rios de associação em qualquer um dos depósitos da planície de inundação, o que inclui as barras geradas pelos rios de maior porte, as áreas de acumulação inundáveis, lagos, e os próprios sedimentos depositados pelos furos e paranás.

4.7. Avaliação da drenagem

4.7.1. Extração e validação

A produção da drenagem foi feita em 2 etapas, com extração automática a partir do MDE-SRTM e correção manual usando imagens SAR R-99B/SIPAM. Paralelamente uma imagem de corpos de água foi gerada a partir de imagens Landsat da fase de vazante usando o Índice Normalizado de Águas Modificado (MNDWI - *Modified Normalized Water Index*) conforme Xu (2006), que serviu para auxiliar secundariamente a correção manual da drenagem extraída do MDE.

O resultado demonstra uma menor densidade de drenagem para a várzea em relação à terra firme, com canais que compõem uma rede bem conectada (figura 4.18).

Figura 4.18. Rede de drenagem extraída automaticamente e corrigida manualmente. Os corpos de água poligonais foram produzidos a partir do MNDWI.

A extração automática foi feita a partir do MDE-SRTM por meio da ferramenta *r.watershed* presente no GRASS GIS, que usa um algoritmo denominado A^T *least-cost search*, desenvolvido para minimizar impactos decorrentes de erros de MDEs, inclusive o efeito-dossel presente em dados como o MDE-SRTM (Metz *et al.*, 2011).

O algoritmo do GRASS GIS fornece resultados mais precisos em áreas de baixa declividade do que o método *D8* do ArcGIS (figura 4.19), que calcula a direção de linhas de fluxo de acordo com o valor de elevação das células e determina até oito direções de fluxo provável ao redor de uma célula central. A união de células com a mesma direção de fluxo gera uma linha que pode ser interpretada como um canal. Os resultados serão melhores quanto maior for a amplitude nas bacias hidrográficas, como ocorre em regiões serranas.

Figura 4.19. Drenagem obtida para a área de estudo.

Apesar de bons resultados na terra firme os canais identificados para a várzea estavam errados em forma, extensão, localização e ligação com a rede. Por isso a rede hidrográfica da várzea foi quase completamente vetorizada manualmente.

Na planície de inundação do rio Solimões os rios não traçam curso de um ponto alto à montante para um ponto baixo à jusante, eles realizam conexões entre canais de maior ordem e lagos em uma extensa área plana que pode conter inclusive porções deprimidas (áreas de acumulação inundáveis), cuja elevação é menor do que o curso dos canais da planície e, apesar disso, não funciona como área de deságue dos rios da várzea.

4.7.2. Padrões e processos atuais

Rede e canais de terra firme

O rio Solimões é o rio de ordem 1 (ordem Hack) na área de estudo, este é um rio anastomosado típico de acordo com Makaske (2001). Seus tributários são os rios de ordem 2 e, quando possuem extensão considerável, são em sua maioria rios meandantes de alta amplitude, como o Purus, Juruá e Içá, com exceção de alguns casos como o Madeira e o Japurá. Alguns tributários do rio Solimões possuem vale submerso em seu baixo curso, como o rio Tefé, mas quando o vale deixa de ser submerso tornam-se rios meandantes com alta frequência de meandros.

Os rios de ordem 3 são rios de terra firme, e tratam-se dos canais que desaguam nos tributários do rio Solimões. São rios sinuosos ou meandantes, geralmente possuem canal estreito e quando apresentam meandros estes são de baixa amplitude. Os vales destes rios são planos e pouco entalhados, mas foram inseridos em tabuleiros de baixa amplitude, o que destaca sua presença na terra firme. Alguns vales tem aspecto linear quando observados em pequena escala, o que aparenta ajustes à estrutura, quando em realidade o ajuste é por algum trecho de um paleomeandro, enquanto o canal normalmente não está ajustado à nenhuma estrutura e segue sinuoso pelo vale. Esse padrão é mantido para os rios de ordem 4, os afluentes dos rios de ordem 3.

A rede de drenagem da terra firme possui padrão dendrítico *strictu sensu* e dendrítico modificado, que tende a assumir em alguns trechos aspecto retilíneo, mas não torna-se plenamente dendrítico-retangular. Em alguns trechos nota-se um arranjo em padrão anelar e em outros um padrão radial, que sugere a presença de domos (figura 4.20).

Rede e canais de várzea

Na várzea a rede é formada por uma trama conectada de canais de associação com rios principais, tributários do Solimões de segunda ordem, rios de terra firme, lagos de várzea e lagos de vale submerso. Não há padrão que traduza o arranjo destes canais.

Figura 4.20. Exemplos de padrão de drenagem anelar na terra firme.

A frequência de drenagem é variável ao longo da planície, sendo maior em áreas de grande concentração de lagos devido à um maior número de canais de conexão. Em trechos onde as áreas de acumulação inundáveis são extensas a frequência de drenagem é baixa.

Os canais de várzea possuem níveis variáveis de sinuosidade, não há registros de canais entrelaçados ou anabranching, e em poucos casos um rio de várzea pode produzir barras em pontal e ilhas. Aparentemente há uma relação entre a extensão de um rio de várzea e sua largura, onde os maiores canais são mais largos e constroem mais depósitos marginais, o que tem relação com a capacidade de transportar carga sedimentar.

Os lagos são numerosos na planície do rio Solimões, e podem ocorrer da seguinte forma:

1. Na porção mais baixa de algumas áreas de acumulação inundáveis, margeados por diques aluviais;
2. Nos trechos baixos de depósitos de acreção (*swales*), quando podem:
 - gerar uma sequência de lagos acompanhando as áreas baixas dos depósitos e adquirirem uma forma estreita desenhando o formato do cordão aluvial,
 - apresentarem formato mais compacto porque ocupam uma área baixa de maior extensão,
 - coalescerem com outros lagos e formarem um corpo de maior extensão, que pode ainda apresentar formato semelhante ao do cordão aluvionar ou forma tendente à circular à medida em que aumentam de tamanho.
3. Nas áreas baixas de depósitos de rompimento de dique lateral, ou espraiamento em crevassa (*crevassa splay*), notadas claramente na margem esquerda do rio Purus logo que ele adentra a planície do Solimões.

4.7.3. Paleocanais

Nos tabuleiros de terra firme da margem esquerda do rio Purus ocorrem uma série de cicatrizes de meandros nas margens do igarapé Pauapixuna (Tapauá, AM) rumo a norte seguindo as margens do igarapé Xibuí Grande, até o lago Mamiá (figura 4.21).

Figura 4.21. Paleobarras em pontal e paleomeandros (linha branca tracejada) em tabuleiro de terra firme na margem esquerda do rio Purus. A localização do mapa pode ser conferida no *inset* F da figura 4.22.

O método para a identificação das paleoformas consiste simplesmente em ajustar dinamicamente o histograma do MDE-SRTM para gerar contraste suficiente para ressaltar formas depressivas em uma extensão plana. A aplicação deste método em outras áreas dos tabuleiros do oeste amazônico permitiu a identificação de mais paleoformas em diferentes estágios de erosão, revelando as características de um padrão de drenagem pretérito meandrante inscrito nos sedimentos da terra firme.

As paleoformas estão bastante evidentes no trecho de terra firme entre o rio Purus e o lago Mamiá constituindo paleomeandros de grande amplitude e frequência, enquanto a partir do lago Coari em direção ao rio Juruá elas estão menos claras nas zonas mais altas de interflúvio, mas ainda são percebíveis por conta das inflexões dos trechos superiores dos rios dendríticos.

A norte do rio Solimões, nas proximidades do igarapé Miuá (Codajás, AM), e dos lagos Badajós e Piorini as paleoformas possuem aspecto diferente, particularmente devido ao grande comprimento de onda que apresentam. Nas bacias dos afluentes do rio Negro as paleoformas são inferidas pelas inflexões típicas dos canais secundários desses rios. Nesse interflúvio ainda, ao redor dos afluentes do rio Solimões, as paleobarras são facilmente distinguíveis, principalmente ao longo do rio Piorini, que pode ser um marcador entre uma geração de paleoformas mais antiga em sua margem esquerda, e uma geração mais recente ligada à deposição do Solimões na unidade entre sua margem direita e a várzea do rio principal.

Nas bacias de drenagem ao norte do rio Japurá, de rios que drenam para o Negro, há um aumento no aspecto e na diversidade das formas, cuja explicação foge ao escopo desse trabalho. Ao sul do Solimões o interflúvio entre o rio Juruá e o rio Jandiatuba parecem marcar a zona onde os paleomeandros cessam sua ocorrência na terra firme.

O mapa da figura 4.22 apresenta zonas de ocorrência de paleoformas nas proximidades da área de estudo da pesquisa.

Estes elementos fluviais já foram tema de pesquisa de Almeida (1974), a publicação que se tornou paradigmática na apresentação da hipótese de que o rio Amazonas já fluiu rumo ao Oceano Pacífico e Mar do Caribe. O autor descreve essa rede hidrográfica como drenagem festonada, segundo a qual o sistema dendrítico presente faz aproveitamento das

Figura 4.22. Algumas áreas de ocorrência de paleoformas próximo a Coari. As escala de cor do mapa principal não é a mesma dos mapas A-F. Linhas tracejadas em branco acompanham a forma de alguns paleomeandros, e apenas algumas paleoformas foram destacadas.

paleobarras em pontal gerando um sistema dendrítico modificado. A falta de recursos adicionais à época para explorar a drenagem festonada fez com o que essa informação não fosse mais abordada após a publicação de Almeida.

O debate sobre o sentido em que um paleo-rio Amazonas fluía antes ou até o Neogeno é irrelevante para essa pesquisa. Porém a informação de que as paleobarras em pontal, distribuídas de modo generalizado na terra firme, são registros de um ambiente de planícies de inundação amplas de rios meandantes tem valor para a investigação do desenvolvimento do relevo.

4.8. Idades de Luminescência Opticamente Estimulada

4.8.1. Coleta e preparação de amostras

A amostragem foi feita em barras de sedimentos holocênicos que represam os lagos de vale submerso de Coari e Tefé, separadas por uma distância de 210 km ao longo do rio Solimões (figura 4.23).

Figura 4.23. Mapa com localização das barras (figura a, mosaico Landsat TM RGB=7/5/3) e idades dos pontos coletados em Tefé (figura b) e Coari (figura c) (b e c, composição ASTER RGB=3/2/2/1).

Foram coletadas amostras em três setores de cada barra, em um ponto a montante, na porção central, e em um ponto a jusante da barra. Em cada um destes pontos foram coletadas amostras em seção, com um ponto ao topo da seção, um ponto no meio, e um ponto na base da seção. No ponto mais a jusante da barra do lago Tefé foram coletadas duas amostras, uma de topo e outra de meio de seção, totalizando 9 amostras em Coari e

8 amostras em Tefé. Em todos os pontos de coleta a face das barras estava voltada para o rio Solimões.

O código em ordem crescente das amostras em Tefé é concordante com a ordem de coleta das amostras da montante para a jusante da barra. Porém em Coari enquanto o ponto ALC 41 se situa a montante, o ponto ALC 43 trata-se da porção intermediária da barra e o ponto ALC 42 está localizada na situação mais a jusante. As coordenadas, atitude e profundidade de todas as amostras pode ser conferida na tabela 4 do Apêndice.

As barras são compostas por intercalações de camadas argilosas centimétricas com conteúdo variável de areia.

Para a coleta de material para determinação da dose equivalente foram utilizados tubos de alumínio isolados nas extremidades por PVC e vedados com fita plástica opaca. O material das extremidades dos tubos foram descartados para evitar grãos expostos à luz solar. As amostras utilizadas em análise por espectrometria gama foram coletadas ao redor dos pontos onde foram inseridos os tubos de alumínio em um raio não maior do que 30 cm.

A amostragem privilegiou porções da seção com maior conteúdo de areia por conta da adoção do protocolo SAR (Murray & Wintle, 2000). Entretanto 5 amostras não continham material suficiente na fração areia e nesses casos a datação foi feita em amostras na fração silte, e para a determinação da dose equivalente foi adotado o protocolo post-IR OSL (Roberts & Wintle, 2003).

Fração areia

A preparação de amostras na fração areia foi feita em ambiente de luz vermelha esmaecida e envolveu o peneiramento do material e separação da fração 63-125 μm . Após a secagem em estufa as amostras receberam ataque químico com H_2O_2 (29%) para retirar material orgânico, todas as amostras reagiram por mais de 24 horas ao peróxido de hidrogênio, que era repostado periodicamente para evitar a saturação da solução. Procedeu-se então ao ataque com HCl (3,75%) por 15 min. para retirar eventual material carbonático. Em seguida, por conta da proporção desses minerais nas amostras, foi feita a separação de feldspatos e minerais pesados com soluções de metatungstato de lítio de densidades 2,62 g/cm^3 e 2,76 g/cm^3 respectivamente. Por fim foi feito ataque com HF (40%) por 40 min. para retirar a camada externa dos grãos de quartzo sujeita à radiação α . Para garantir que a dissolução da parte externa do quartzo não tenha produzido carbonatos na solução foi feito novo ataque com HCl por 15 minutos. A última etapa envolveu um peneiramento pós-ataque químico e armazenamento do material rico em quartzo em tubos plásticos. A lavagem das amostras durante esses procedimentos foi feita com água destilada com no mínimo de três banhos enxagues em cada lavagem.

Fração silte

Os procedimentos para a preparação das amostras silte também foram feitos em ambiente de luz vermelha esmaecida. As amostras foram dissolvidas em água destilada e adicionadas a cilindros de plástico graduados para decantarem na fração 4-11 μm usando a Lei de Stokes. Em seguida as amostras foram adicionadas a tubos de ensaio para sofrerem ataque por H_2O_2 (29%) de no mínimo 24 horas, lavagem com água destilada e armazenamento do material polimineral em recipientes com acetona.

Espectrometria gama

O uso de espectrometria gama de alta resolução determina a concentração de radionuclídeos presente em cada amostra. A etapa de preparação envolveu a pesagem das amostras úmidas, seguida por secagem em estufa para nova pesagem do material seco e

determinação do teor de umidade. Em seguida as amostras foram armazenadas em recipientes vedados, onde aguardaram pelo menos 20 dias necessários para a estabilização do desequilíbrio gerado pelo escape de radônio, antes que fossem feitas as medidas. O equipamento utilizado faz uso de um detector de germânio de alta pureza com 55% de eficiência relativa e 2,1 KeV de resolução energética.

Radiação cósmica

O cálculo da radiação cósmica presente nas amostras foi feito em planilha de análise considerando dados de latitude, longitude, profundidade e densidade de acordo com Prescott & Stephan (1982) e Prescott & Hutton (1994).

Equipamento e protocolos

As medidas de luminescência foram feitas no leitor de TL/OSL Risø DA-20, dotado de fonte de irradiação beta $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ (nas taxas de 0,075 Gy/s em *cups* e 0,088 em discos), tubo fotomultiplicador (Thorn EMI 9635QB) e filtros Hoya U-340 (290–340 nm). Para cada amostra foram feitas medidas em até 24 alíquotas utilizando *cups* para as amostras de areia e discos para as amostras em silte.

A tabela 4.1 apresenta as etapas dos dois protocolos utilizados para tratamento das amostras de areia e de silte (poliminerálicas). Nota-se que a diferença de tratamentos entre os dois protocolos estão no uso de uma estimulação em infravermelho antes da medida em azul para esgotar o sinal do feldspato e isolar o sinal de quartzo, além de uma temperatura de pré-aquecimento mais elevada, identificada por testes de recuperação de dose nas amostras de silte.

Tabela 4.1. Protocolos utilizados com descrição dos tratamentos

	Tratamento Protocolo SAR	Tratamento Protocolo post-IR OSL	Sinal
1		Dose D_i	
2	Pré-aquecimento (180 °C por 10 s);	Pré-aquecimento (200 °C por 10 s);	
3	—	Estimulação infravermelho (100 s a 125 °C);	
4	Estimulação azul (40 s a 125 °C);	Estimulação azul (40 s a 125 °C);	L_i
5		Dose teste D_t	
6	Aquecimento (160 °C);	Aquecimento (160 °C);	
7	—	Estimulação infravermelho (100 s a 125 °C);	
8	Estimulação azul (40 s a 125 °C);	Estimulação azul (40 s a 125 °C);	T_i
9	Iluminação azul (40 s a 280 °C);	Iluminação azul (40 s a 280 °C);	
10		Retorno a etapa 1.	

4.8.2. Estimativa da dose equivalente

Testes de estimativa e de recuperação de dose

As doses estimadas foram relativamente baixas, o que era esperado para amostras do Holoceno em um ambiente de taxa de dose ambiental sem anomalias.

Pelas diferenças de protocolo, material e energia irradiada na datação de areia e silte foram feitos dois testes de recuperação de dose. O teste representativo da fração areia foi feito com a amostra ALC 30C (L0518) e para a fração silte foi utilizada a amostra ALC 41B (L0522) utilizando respectivamente os protocolos SAR e post-IR OSL (Tabela 4.2).

Uma diferença expressiva no tempo de *bleaching* é notada de acordo com a fração granulométrica, pois enquanto a amostra de areia foi esvaziada plenamente após exposição a simulador de luz solar por 120 minutos, a amostra de silte exigiu finalização do fotoesvaziamento no leitor de luminescência mesmo após 180 minutos de exposição à luz.

Tabela 4.2. Doses recuperadas para fração areia e silte

Cod. Lab.	Temp. °C	Tam. de grão (µm)	Núm. de alíquotas	Dose administrada (Gy)	Dose recuperada (Gy)	Dispersão (%)	Recuperação
L0518	180	63-125	6	6,8	6,9	0	0,99
L0518	200	63-125	5	6,8	7,1	0	0,96
L0522	180	4-11	5	12	10,2	10,8	1,18
L0522	200	4-11	5	12	10,6	7	1,13

A dose administrada para a amostra de areia foi recuperada quase plenamente em uma temperatura de pré-aquecimento de 180 °C, enquanto para o silte a melhor recuperação obteve 13% acima da unidade na temperatura de 200 °C em um teste que também apresentou a melhor dispersão, tornando-se então a temperatura escolhida para a datação das amostras poliminerálicas. Um sumário com os resultados dos testes embutidos no protocolo SAR pode ser conferido na tabela 3 do Apêndice.

Dose equivalente das amostras

Para a determinação da dose equivalente foram aplicados os protocolos de datação específicos para cada fração, em seguida foram feitas análises para aceite ou rejeição das alíquotas de acordo com os critérios de rejeição estabelecidos por Murray & Wintle (2000) e Murray & Wintle (2003). Nessa etapa foram analisadas as curvas de dose-resposta e obtenção da dose pelo método de Modelo de Idade Central (Galbraith *et al.*, 1999) com cálculo de erros associados às medidas obtidas.

Todas as curvas produzidas foram ajustadas exponencialmente, e em geral o formato delas é linear assemelhando-se a uma reta.

De modo geral a dispersão manteve-se baixa, com valores abaixo de 15% para a maioria das amostras, o que é um valor desejável ao lidar com datação de sedimentos fluviais, especialmente com sedimentos amazônicos.

Doses da barra de Tefé: Os resultados de Tefé mostraram-se coerentes de acordo com a ordem de cada amostra na seção (A-C) e em planta (da montante a jusante) com exceção das amostras coletadas na seção a jusante da barra. Nas seções de montante e de meio da barra os valores de dose estão com baixa dispersão e valores coerentes. Os dois pontos da seção da jusante da barra apresentaram grande rejeição de alíquotas, doses muito baixas e dispersão muito alta.

A figura 4.24 apresenta exemplos de curvas de dose-resposta e gráficos radiais das amostras de Tefé. Os gráficos superiores são da amostra L0517 (silte - $D_n = 7,5$ Gy e OD = 0) e gráficos inferiores são da L0518 (areia - $D_n = 8,2$ Gy e OD = 3,9%).

Figura 4.24. Curvas de dose-resposta e gráficos radiais típicos das amostras de Tefé.

Dados da barra de Coari: Em Coari as doses registradas foram maiores, a dispersão também é maior, porém é aceitável com atenção para um único caso (ALC 42A = 34,6%).

Os gráficos da figura 4.25 são exemplos de Coari. Gráficos superiores são da amostra L0523 (silte - $D_n = 15,5$ e $OD = 0$) e gráficos inferiores são da L0526 (areia - $D_n = 13,5$ e $OD = 17,5\%$).

(a) L0523 (silte)

(b) Gráfico radial de L0523 (silte)

(c) L0526 (areia)

(d) Gráfico radial de L0526 (areia)

Figura 4.25. Curvas de dose-resposta e gráficos radiais típicos das amostras de Coari.

4.8.3. Estimativa da taxa de dose ambiental

Os valores de taxa de dose ambiental foram obtidos em um leitor de espectrometria gama de alta resolução, equipado com um detector de germânio de alta pureza. Os valores de atividades do ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K , a saturação por H_2O , e os resultados obtidos para a taxa de dose ambiental são apresentados na tabela 4.3.

Tabela 4.3. Sumário das atividades dos radionuclídeos principais, saturação de água e taxa de dose das amostras

Amostra	Cod. Lab	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{40}K (%)	Taxa de dose (Gy/Ka)					Conteúdo de água
					Gama	Beta	Alfa	Cósmica	Total	
ALC 29A	L0513	2,37 ± 0,05	9,92 ± 0,22	1,35 ± 0,04	0,90	1,30	0,00	0,14	2,33 ± 0,16	18%
ALC 29B	L0514	2,49 ± 0,09	11,44 ± 0,36	1,25 ± 0,05	0,91	1,22	0,00	0,11	2,24 ± 0,15	22%
ALC 29C	L0515	2,62 ± 0,10	11,73 ± 0,37	1,40 ± 0,06	0,88	1,21	0,36	0,08	2,54 ± 0,26	32%
ALC 30A	L0516	2,11 ± 0,08	8,90 ± 0,29	1,22 ± 0,05	0,86	1,25	0,00	0,17	2,29 ± 0,17	11%
ALC 30B	L0517	2,52 ± 0,09	12,28 ± 0,38	1,35 ± 0,06	0,95	1,28	0,40	0,11	2,73 ± 0,29	24%
ALC 30C	L0518	2,41 ± 0,09	10,70 ± 0,34	1,34 ± 0,06	0,84	1,17	0,00	0,07	2,08 ± 0,14	29%
ALC 31A	L0519	2,34 ± 0,09	10,21 ± 0,33	1,40 ± 0,06	0,93	1,35	0,00	0,18	2,47 ± 0,17	16%
ALC 31B	L0520	2,44 ± 0,09	10,23 ± 0,33	1,39 ± 0,06	0,88	1,27	0,00	0,13	2,28 ± 0,15	22%
ALC 41A	L0521	2,15 ± 0,08	9,11 ± 0,30	1,18 ± 0,05	0,81	1,16	0,00	0,17	2,15 ± 0,15	17%
ALC 41B	L0522	2,59 ± 0,10	11,99 ± 0,38	1,33 ± 0,06	0,85	1,14	0,35	0,08	2,43 ± 0,25	35%
ALC 41C	L0523	2,37 ± 0,09	10,59 ± 0,34	1,33 ± 0,06	0,80	1,11	0,32	0,06	2,29 ± 0,24	34%
ALC 42A	L0524	2,48 ± 0,09	9,57 ± 0,32	1,36 ± 0,06	0,80	1,15	0,00	0,17	2,11 ± 0,13	31%
ALC 42B	L0525	2,59 ± 0,10	11,30 ± 0,35	1,07 ± 0,05	0,82	1,04	0,36	0,10	2,32 ± 0,25	30%
ALC 42C	L0526	2,50 ± 0,09	10,67 ± 0,34	1,36 ± 0,06	0,85	1,19	0,00	0,07	2,1 ± 0,14	29%
ALC 43A	L0527	1,89 ± 0,07	7,61 ± 0,25	1,20 ± 0,05	0,69	1,04	0,00	0,18	1,92 ± 0,12	24%
ALC 43B	L0528	2,07 ± 0,08	8,45 ± 0,28	1,16 ± 0,05	0,72	1,03	0,00	0,12	1,87 ± 0,12	25%
ALC 43C	L0529	2,40 ± 0,09	10,10 ± 0,32	1,24 ± 0,05	0,80	1,11	0,00	0,10	2,01 ± 0,13	28%

4.8.4. Idades

As idades em Tefé, com exceção do ponto a jusante, variaram de 2914 ± 182 anos (ALC 29C) a 3944 ± 261 (ALC 30C) anos para pontos de base, e 2749 ± 167 anos (ALC 30B) a 3213 ± 256 anos (ALC 29B) para pontos de meio de seção, com tendência de idades mais velhas da base para o topo da seção (Tabela 4.4).

Tabela 4.4. Idades das amostras de Tefé

Amostra	Cod. Lab.	Tam. de grão (μm)	D_e (Gy)	Taxa de dose (Gy/ka)	Dispersão (%)	Prof. (m)	Idade (a)	Erro (a)
ALC 29A	L0513	63 - 125	$2,7 \pm 0,1$	$2,33 \pm 0,16$	17,0	2,5	1157	91
ALC 29B	L0514	63 - 125	$7,2 \pm 0,3$	$2,24 \pm 0,15$	13,2	5,0	3213	256
ALC 29C	L0515	4 - 11	$7,4 \pm 0,2$	$2,54 \pm 0,26$	3,7	7,5	2914	182
ALC 30A	L0516	63 - 125	$5,0 \pm 0,1$	$2,29 \pm 0,17$	11,5	1,0	2186	168
ALC 30B	L0517	4 - 11	$7,5 \pm 0,1$	$2,73 \pm 0,29$	0,0	5,0	2749	167
ALC 30C	L0518	63 - 125	$8,2 \pm 0,1$	$2,08 \pm 0,14$	3,9	9,0	3944	261
ALC 31A	L0519	63 - 125	$0,7 \pm 0,1$	$2,47 \pm 0,17$	38,0	0,5	284	45
ALC 31B	L0520	63 - 125	$1,5 \pm 0,2$	$2,28 \pm 0,15$	50,1	3,5	657	98

Uma aparente inversão ocorre entre os pontos ALC 29C (2914 ± 182) e ALC 29B (3213 ± 256), algo que pode estar ligado a uma rápida deposição dos sedimentos ou aos procedimentos de preparação das amostras para aplicação do protocolo post-IR OSL (Roberts, 2007), no entanto a idade máxima para ALC 29C (3096 anos) é condizente com idade mínima de ALC 29B (2957 anos).

A seção a jusante da barra apresentou resultados contrastantes com todas as outras amostras coletadas. Nestas duas amostras houve um número alto de rejeição de alíquotas (ALC 31A = 19/24 alíquotas rejeitadas e ALC 31B = 12/24 alíquotas rejeitadas) e uma dispersão acima da média de todas as amostras (ALC 31A = 38% e ALC 31B = 50%). Tais critérios podem ser suficientes para a rejeição dos resultados dessas amostras.

A localização do ALC 31, em uma barra fluvial desconectada da barra que represa o lago de Tefé aponta para processos de formação desse corpo sedimentar distintos em relação aos outros pontos de coleta desse trecho. Enquanto as demais amostras de Tefé dizem respeito à construção de uma barra mais antiga que represa um rio, este ponto está ligado à construção de uma barra fluvial mais recente de meio de canal produzida posteriormente à geração do lago de Tefé. Por essas razões os resultados do ALC 31 serão apresentados nessa seção e no anexo, porém não farão parte da discussão sobre a formação do vale submerso.

Os valores de idade para as seções de Coari são maiores do que registrado em Tefé, com o valores de 7310 ± 531 anos (ALC 43C) a 6755 ± 416 anos (ALC 41C) para pontos de base, e 7273 ± 502 anos (ALC 43B) a 4319 ± 248 anos (ALC 41B) para pontos de meio de seção, com coerência de idades dos pontos ao longo da seção (Tabela 4.5).

Tabela 4.5. Idades das amostras de Coari

Amostra	Cod. Lab.	Tam. de grão (μm)	D_e (Gy)	Taxa de dose (Gy/ka)	Dispersão (%)	Prof. (m)	Idade (a)	Erro (a)
ALC 41A	L0521	63 - 125	$4,7 \pm 0,1$	$2,15 \pm 0,15$	6,3	1,0	2188	158
ALC 41B	L0522	4 - 11	$10,5 \pm 0,2$	$2,43 \pm 0,25$	5,4	7,0	4319	248
ALC 41C	L0523	4 - 11	$15,5 \pm 0,4$	$2,29 \pm 0,24$	0,0	10,0	6755	416
ALC 42A	L0524	63 - 125	$1,1 \pm 0,1$	$2,11 \pm 0,13$	34,6	1,3	520	57
ALC 42B	L0525	4 - 11	$11,4 \pm 0,4$	$2,32 \pm 0,25$	0,0	5,3	4907	322
ALC 42C	L0526	63 - 125	$13,5 \pm 0,5$	$2,10 \pm 0,14$	17,5	8,9	6420	479
ALC 43A	L0527	63 - 125	$2,1 \pm 0,1$	$1,92 \pm 0,12$	17,1	0,5	1095	88
ALC 43B	L0528	63 - 125	$13,6 \pm 0,3$	$1,87 \pm 0,12$	11,1	4,0	7273	502
ALC 43C	L0529	63 - 125	$14,7 \pm 0,5$	$2,01 \pm 0,13$	14,7	5,5	7310	531

Um sumário de todas as idades de luminescência e dados relacionados pode ser conferida na tabela 1 do Apêndice.

5. Discussão

5.1. A tectônica e o relevo

Há dois contextos litoestratigráficos em questão na abordagem da neotectônica na Amazônia, o primeiro se trata das áreas de deposição recente (Neogeno ao Quaternário) representadas pelos sedimentos das formações Solimões e Içá, e o segundo das áreas de deposição cretácea e paleógena do leste amazônico. Há também duas escalas preferenciais de análise envolvidas, a primeira lida com dimensões como trechos da várzea do rio Solimões (Latrubesse & Franzinelli, 2002; Silva *et al.*, 2007) ou interflúvios de média extensão na bacia (Ibanez *et al.*, 2014a,b), a segunda se preocupa em definir processos neotectônicos em grandes interflúvios (Sena Costa *et al.*, 1996; Rossetti, 2014; Bezerra & Ribeiro, 2015), geralmente com o intuito de descrever o contexto geotectônico da quase totalidade da cobertura fanerozoica amazônica.

O método de análise *de facto* são lineamentos interpretados visualmente a partir de dados de sensoriamento remoto, particularmente o MDE-SRTM. Nas áreas de litologia mesozoica a descrição de estruturas em campo fornece argumentos inegáveis de atuação neotectônica. Por outro lado a inexistência de falhas identificadas em campo, e o apoio em interpretação de lineamentos com base no MDE-SRTM, sem definição rigorosa de escalas, na região florestada das formações Içá e Solimões, aumenta as incertezas ao traçar um quadro neotectônico para essas áreas. Adicionalmente é feito uso corrente da interpretação de anomalias morfoestruturais indicadas pelo padrão de drenagem e padrões de canais, uma análise que se estende para uma interpretação estrutural da formação dos lagos de vales submersos.

Desse modo há quadros morfotectônicos para a região amazônica que prevem zonas de cisalhamento, compartimentos transtensivos e transpressivos (Bezerra & Ribeiro, 2015), bacias de *pull-apart* (Ribeiro *et al.*, 2009) e blocos limitados por falhas normais, reversas e transcorrentes (Sena Costa *et al.*, 1996). Nesse contexto ocorreriam ajustes na drenagem gerando padrões anômalos no canal, em sua planície de inundação e na rede hidrográfica. Se estiver correta a hipótese de que os sedimentos quaternários do oeste amazônico são afetados pelo stress intraplaca ao ponto de promover mudanças geomorfológicas, conforme a literatura da geomorfologia da Amazônia vem apontando desde Melo *et al.* (1976), os sedimentos deveriam guardar evidências na forma de fraturas generalizadas e evidentes nas seções aflorantes, com informação suficiente para dedução de paleoestresse ou com movimentação ao longo de planos de falhas.

5.1.1. Fraturas

Entre o rio Purus e Coari três afloramentos apresentam camadas com fraturas extensionais. Estas estruturas não ocorrem nas seções arenosas em topo de seção, limitando-se às camadas não porosas de argilito/siltito cinzas, e são todas constituídas por juntas e fissuras, que eventualmente estão preenchidas por material laterítico, embora a maioria dos casos trata-se de estruturas sem preenchimento. Não ocorrem falhas de nenhum tipo nos afloramentos dessa região. A orientação das fraturas não possui relação com o relevo, tanto nos trechos de mudança brusca na declividade, quanto na disposição dos vales e canais fluviais.

5.1.2. Lineamentos

Os lineamentos são uma importante fonte de informação sobre o aspecto estrutural de uma região quando há relação entre fraturas existentes na área de investigação e os traçados lineares ou semi-lineares interpretados a partir de uma imagem pelo investigador. Esta afirmação não é tão óbvia quanto aparenta, principalmente quando o trabalho é prejudicado pela falta de informação sobre a área de estudo ou por pouco conhecimento do dado que está sendo utilizado como apoio para criação dos lineamentos.

Geralmente em regiões cujo relevo é capaz de registrar processos e eventos tectônicos através de falhas e fraturas de escala mapeável - que podem se manifestar também por formas como cristas serranas alinhadas, canais retilíneos ou com orientação preferencial, ou outras feições como aquelas descritas por Panizza *et al.* (1987) - os lineamentos contribuem para a criação de um quadro estrutural regional cuja elaboração seria dificultada se apoiada apenas em pesquisas de campo.

Os trabalhos que interpretam lineamentos na bacia amazônica fazem uso do MDE-SRTM como imagem de apoio. Este dado estava disponível até o quarto trimestre de 2014 com a resolução espacial de 3 arcos de segundo (~ 90 m no Equador), quando foi tornado público pela NASA a versão de 1 arco de segundo (~ 30 m no Equador).

A resolução espacial tem importância como fator limitante da escala de trabalho. De acordo com Tobler (1987) a fórmula para obtenção da escala mínima de trabalho é a seguinte:

$$Escala = \frac{1}{2 * IFOV * 1000} \quad (5.1)$$

A fórmula de Tobler aponta para os dados utilizados nesta pesquisa as escalas mínimas de trabalho da tabela 5.1. A importância de obter acesso a dados que permitam o trabalho em escalas maiores faz com que os limites aparentemente lineares da região entre o rio Purus e o lago Coari surjam como feições curvilíneas esculpidas pela ação fluvial de canais em migração.

Tabela 5.1. Escalas mínimas de trabalho de acordo com a resolução dos dados

Sistema/sensor	IFOV ou resolução espacial nominal	Escala mínima
SRTM versão 3 (LP DAAC)	90 m	1:180.000
SRTM versão 3 (NASA)	30 m	1:60.000
Landsat (TM, ETM+, OLI)	30 m	1:60.000
R-99B/SIPAM	6 m	1:12.000

Assim os lineamentos interpretados nas menores escalas de trabalho, 1:1.000.000, 1:500.000 e 1:250.000, que pareciam corresponder ao quadro estrutural regional, assumiram na maior escala, 1:125.000, sua real função na área de estudo, que é a representação principalmente de feições geomorfológicas de gênese fluvial.

É notada também uma tendência de generalização da orientação preferencial dos lineamentos à medida em que a escala é aumentada, ou seja, de 1:1.000.000 para 1:125.000 há uma perda da orientação preferencial e uma distribuição dos lineamentos em direções diversas nas três unidades geomorfológicas em que foi dividida a região de estudo.

Essa dispersão tem relação provável com os trechos de incisão dos vales dos canais de terra firme, que possuem segmentos semi-lineares e mesmo retilíneos, principalmente os vales de canais de baixa extensão. À medida em que a escala aumenta os lineamentos passam a representar principalmente as direções adquiridas pelos vales dos canais da rede dendrítica, que estão dispostos em direções distintas para desaguar nos rios secundários

ao Solimões, como o rio Purus, o lago Mamiá e o lago Coari, ou nos canais da várzea que fazem ligação entre o Solimões e seus afluentes.

5.1.3. Elementos fluviais

O uso do MDE-SRTM em poucas ou amplas escalas preferenciais de trabalho resulta em limitações advindas do próprio dado às pesquisas que abordam morfotectônica na Amazônia.

Uma interpretação recorrente nos trabalhos da área é a existência de escarpas limitando os rios de vales submersos do oeste amazônico, um problema interpretativo clássico iniciado com as imagens de Radar em banda X do RADAMBRASIL, e que é perpetuado por trabalhos com MDE por conta da amplitude altimétrica gerada pelo efeito dossel (figura 5.1) nas margens dos lagos.

Figura 5.1. Margem esquerda do lago de Tefé. No MDE-SRTM a presença de árvores de grande porte é traduzida por uma alta amplitude altimétrica.

A resolução de 3 arcos de segundo de um MDE também não é suficiente para descrever processos que atuaram em escalas maiores. Em uma região extensivamente plana a baixa amplitude altimétrica real entre uma planície fluvial e seu entorno pode ser representada de modo que leve a interpretações como a de um vale fortemente encaixado, com limites escarpados abruptos que ocorrem linearmente.

Desse modo uma aparente escarpa linear pode tratar-se apenas do limite entre áreas erosivas e a planície de inundação (figura 5.2), produzida pelo rio principal e canais acessórios sem a necessidade da tectônica, e marcada por cortes de meandros em quase toda sua extensão. Da mesma forma feições lineares diversas, confundidas com alinhamentos de crista ou bordas de terraços alinhadas, apresentam-se em escala de detalhe como barras aluviais.

Uma outra provável fonte de erro advém da falta de pré-processamento do dado, ou da omissão no reconhecimento de ruídos. A figura 4.2 demonstra como artefatos inerentes à aquisição do dado no MDE-SRTM, ligados à passagem do ônibus espacial, podem ser confundidas com feições lineares.

Figura 5.2. Limite recortado da terra firme próximo à Coari. O retângulo em preto do mapa à esquerda delimita a área do mapa à direita.

A ocorrência de depósitos de acumulação fluvial lineares e semi-lineares na forma de diques aluviais em escala de detalhe é um fato na planície aluvial do rio Solimões, porém sua geometria não é necessariamente dependente do aproveitamento de falhas e fraturas.

A existência de canais ou trechos de rios retilíneos ou semi-retilíneos também não guarda relação de dependência com estruturas tectônicas. O rio Purus, no trecho anterior à sua desembocadura, possui curso semi-retilíneo por conta da baixa declividade da planície do rio Solimões.

Um vale ou um talvegue não precisa dispor-se sobre estruturas tectônicas para que seja retilíneo, porém rios com o perímetro úmido confinado em rochas resistentes, como o rio Paraíba do Sul entre Minas Gerais e Rio de Janeiro, certamente apresentarão geometria adaptada às estruturas do contexto em que estão inseridos. Canais que fluem sobre sedimentos que eles depositaram não ajustarão seu curso em um padrão retilíneo, sendo mais provável que em regiões de tectônica ativa as respostas do canal se enquadrem nas propostas de Holbrook & Schumm (1999).

Os rios de terra firme no médio Solimões também podem fornecer informação enviesada sobre esforços tectônicos. Isso se deve ao fato de que tanto os padrões de rede quanto de canais aproveitam-se de marcas de uma rede pretérita, indicada pelas paleobarras em pontal e paleomeandros.

A melhor evidência para analisar a tectônica nas bacias amazônicas, na falta de modelos digitais de terreno de alta resolução e de dados geofísicos, é o registro em campo de estruturas que evidenciem movimentação. A existência das falhas autoriza a inferência por métodos da morfotectônica, e não o contrário. Na ausência destes registros todo quadro tectônico/morfotectônico elaborado para a região compreendida pelas formações Içá e Solimões é frágil e carece de rigor metodológico. A seção seguinte descreverá o primeiro registro inegável de eventos tectônicos nos sedimentos da Formação Içá.

5.1.4. A expressão em superfície da tectônica

Nas margens do rio Içá, um tributário meandrante do rio Solimões, foi encontrado um afloramento contendo falhas na base da seção, que se prolongam até as camadas de meio de seção, mas são mais evidentes na base, enquanto as camadas de topo estão marcadas por estruturas de fluidificação.

Esta é a primeira evidência não ambígua do registro de tectônica nos sedimentos quaternários do oeste amazônico no Brasil. Apesar da extensa literatura em morfotectônica, incluindo os trabalhos recentes, e do aparato disponível para pesquisas de campo das equipes do RADAMBRASIL, o que incluiu o uso de helicópteros para pouso em áreas de acesso difícil, não há registro de falhas ou estruturas liquidificadas de origem tectônica na região até o presente momento.

O afloramento em questão é constituído, do topo à base, por uma camada de solo pouco espessa, seguida por sedimentos arenosos interpenetrados por clastos siltosos provenientes das camadas imediatamente inferiores. Esta sequência é seguida por uma camada siltosa de cor rosácea aparentando convolução e interpenetrada por material arenoso da sucessão superior.

No meio da seção as estruturas de liquidificação tornam-se menos aparentes e ocorrem laminações siltosas e arenitos de estrutura maciça. Algumas fraturas são registradas no topo e meio da seção. Estas estruturas não aparentam movimentação ao longo do plano de fratura, e no topo do afloramento possuem expressão até a camada de solo.

Na base do afloramento há um espessamento da camada siltosa e ocorrem falhas, sendo que no centro dessa camada, entre duas falhas, há um material arenoso friável de cor vermelha. Existem 5 falhas visíveis na base deste afloramento (pontos A-D e falha não medida à esquerda na figura), e mais 2 estruturas (pontos E e F) semelhantes a falhas no meio da seção.

As falhas da base se prolongam verticalmente rumo à porção submerso do afloramento, onde não podem mais ser acessadas, enquanto o prolongamento vertical superior delas ocorre apenas até o meio da seção. Estas estruturas se tratam de falhas normais, que apresentam paralelismo, extensão em NW-SE se forem consideradas as direções das falhas A e D, e rejeito em valores da ordem de 75 cm.

A gênese dessas estruturas não pode ser apontada apenas com os dados disponíveis. Em princípio os registros de liquidificação no topo e as falhas na base podem estar associados à sismos. Como a propagação das falhas parece estar limitada à base e ao meio da seção é possível que episódios distintos tenham produzido as estruturas presentes.

A localização do afloramento, em uma região que já foi apontada como zona de ocorrência do Arco de Iquitos, está mais próxima das rochas do embasamento, como evidenciado pelos perfis da figura 5.4, que revelam a ocorrência de um alto estrutural ao norte do rio Solimões a partir de São Paulo de Olivença.

O menor espessamento do pacote sedimentar pode tornar o material em superfície mais suscetível aos sismos com epicentro nas rochas do embasamento. Outra hipótese é de que pelo mesmo fator as estruturas do embasamento podem encontrar expressão em superfície. Porém a validação dessas hipóteses carece de mais dados estruturais descritos em campo e, portanto, da identificação de mais afloramentos com estruturas evidentes.

A expressão destas estruturas no relevo não é clara. Não há alinhamento topográfico entre a orientação das estruturas e as margens ou vales na região. Em escala regional é possível observar um alinhamento dos vales em NE-SW nos interflúvios Solimões-Içá, Içá-Japurá, Japurá-Negro, de modo mais claro do que em toda a área coberta pelos sedimentos da Formação Içá, porém esse alinhamento acompanha a declividade regional do pacote sedimentar.

É necessário mencionar porém que no interflúvio Japurá-Negro Fernandes *et al.* (1977) apontaram a existência do lineamento Marié, que os pesquisadores refletem ser a expressão

Figura 5.3. Afloramento nas margens do rio Içá. Pontos de A a D são falhas na base da seção. A foto do ponto C apresenta uma estria de falha. Pontos E e F são prováveis falhas no meio da seção. A foto do ponto F apresenta estruturas de fluidificação afetando meio e topo de seção. Pontos 1-2-3 são fraturas ao longo do afloramento.

Figura 5.4. Perfis de subsuperfície do oeste amazônico. Seção A-A': Maia *et al.* (1977). Seção B-B': Fernandes *et al.* (1977).

do lineamento Takutu, registrado nas rochas do Complexo Guianense, cujo traçado acompanha o canal do rio Marié.

Mas a relação precipitada das estruturas identificadas com o alinhamento dos canais pode levar a um falso indício de orientação tectônica, visto que os canais são todos meandrantes com exceção para o baixo curso do rio Marié, um afluente do rio Negro (São Gabriel da Cachoeira, AM).

Em vista da informação disponível até o momento a interpretação fiel aos dados é a de que as primeiras estruturas tectônicas encontradas na Formação Içá não possuem expressão no relevo, afetando localmente as camadas de base de seção, ao falhar os sedimentos quaternários, e gerando estruturas de liquidação no topo dos afloramentos.

5.2. O relevo de terra firme

A ausência de elementos de geologia estrutural na área entre o rio Purus e o lado Coari fortalece o papel do clima e da dinâmica fluvial na esculturação do relevo sobre os sedimentos da Formação Içá.

As unidades de terra firme da Formação Içá apresentam um padrão de drenagem predominantemente dendrítico sobscrito sobre canais meandantes pretéritos. O arranjo dos rios verificados nessas áreas pode ser confundido com padrões do tipo retangular-dendrítico, um tipo de rede que aproveita zonas de fraqueza representadas por fraturas e diáclases nas rochas por onde correm os rios. Isso se deve ao aproveitamento da geometria dos meandros pelos vales dos canais da rede dendrítica, que aproveitam trechos das paleoformas plena ou parcialmente.

Este processo é equivalente a um palimpsesto, já foi descrito como drenagem do tipo festonada (Almeida, 1974), e é responsável também pelo ajuste dos canais em padrões radiais ou anelares, presentes de forma generalizada na drenagem de terra firme da Bacia do Amazonas. Se enquanto nas rochas mais antigas que o Quaternário estas feições podem indicar a presença de domos e de processos estruturais, nos sedimentos da Formação Içá a drenagem anelar resulta do ajuste dos vales às porções deprimidas das paleobarras em pontal (*swales*).

A distribuição de paleoformas dentro dos limites da Formação Içá indica que rios com meandros de alta amplitude foram responsáveis deposição da área de terra firme, ao menos para os interflúvios ao sul do rio Solimões. A idade de deposição desses sedimentos deve ser condizente com as idades dos depósitos arenosos das seções amostradas em campo nas margens do rio Solimões. Os resultados confiáveis para as idades de luminescência das camadas arenosas em topo de sequência e acima da discordância erosiva das seções de Coari (ALC 26) e Tefé (ALC 28) alcançam respectivamente os valores de $55,4 \pm 5,6$ ka e $86,4 \pm 12$ ka (Pupim *et al.*, 2016), que podem ser consideradas idades máximas de concentração das paleoformas nessas duas regiões.

Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ das terras baixas da caverna Tigre Perdido não alcançam essas idades, tampouco os dados de alta resolução da caverna Shatuca. Porém as cavernas Condor e Diamante (Cheng *et al.*, 2013), no Peru, e Santiago (Mosblech *et al.*, 2012), no Equador, todas elas dentro dos limites da bacia amazônica, permitem relacionar as variações na precipitação no oeste amazônico até 54 ka AP (Condor), 94 ka AP (Santiago) ou 246 ka AP (Diamante). O gráfico 5.5 apresenta as curvas das três cavernas entre 20 ka e 90 ka.

A amostra correspondente à camada de paleoformas de Tefé apresenta intervalo de erro alto o suficiente para inviabilizar o apontamento de episódios de deposição. A amostra de Coari possui erro dentro de um menor intervalo, iniciando próximo ao evento Heinrich 6 junto com um episódio brusco que diminui a precipitação no oeste amazônico.

Em Tefé o intervalo abrangido pela idade engloba fases de grande umidade na região e fases secas, incluindo inversões bruscas nas condições climáticas. Entre aproximadamente 78 ka e 62 ka há um intervalo de grande umidade interrompido por um episódio de baixa precipitação em 65 ka. Esta fase é seguida de uma mudança brusca para condições mais secas onde se encontra a idade das paleoformas de Coari.

O baixo número de amostras e o alto erro das datações disponíveis torna imprecisa a identificação da instalação e cessamento dos sistemas meandantes observados na terra firme. É possível apontar entretanto intervalos prováveis para diferentes fases da evolução paleobiogeográfica da terra firme de acordo com as idades mais recentes disponíveis.

Se a idade limite de 55 ka for considerada para as últimas camadas arenosas do Içá então os canais meandantes cessaram sua atividade em condições secas, mas provavelmente puderam realizar considerável deposição no intervalo anterior, uma faixa temporal de alta

Figura 5.5. Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas das cavernas Diamante e Condor no Peru (Cheng *et al.*, 2013), e Santiago no Equador (Mosblech *et al.*, 2012). Os eventos Heinrich segundo Abreu *et al.* (2003) estão destacados e numerados em barras verticais cinza. A idade de deposição das paleoformas em Tefé e Coari estão identificadas em linhas verticais pretas. A curva de cor preta que acompanha os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ é uma suavização dos dados das três cavernas com base em um modelo aditivo generalizado (GAM, com *splines* de penalização por 15 nós) e ajuda a reconhecer a tendência da precipitação apontada pelas três curvas.

pluviosidade em que os rios devem ter aumentado seu aporte sedimentar - que por sua vez é função do clima, da declividade e da erodibilidade. As condições de precipitação entre 78 ka e 62 ka, por exemplo, seriam igualadas novamente apenas no intervalo entre 40 ka e 24 ka de modo irregular e a partir de 4 ka até o presente.

Estes dados concordam com a deposição dos sedimentos da Formação Içá na região do rio Purus e Coari no Pleistoceno Superior, em um ambiente de planícies de rios meandantes que divagavam em extensas paleoplanícies de inundação (Almeida, 1974), cuja topografia devia compreender as formas semelhantes àquelas descritas por rios como o Purus em seu médio curso, como diques marginais, lagos, depressões inundáveis, e barras em pontal com uma sucessão de scroll bars (figura 5.6a).

No interflúvio Purus-Coari a amplitude dos paleomeandros parece concordar com a amplitude dos meandros atuais do rio Purus antes de adentrar a planície do Solimões, o que indica que as paleoformas encontradas nos tabuleiros interfluviais ao sul do Solimões foram construídas pelos rios de segunda ordem. Estes rios são meandantes em sua maioria (rio Purus, Juruá, Jutai, Içá, Jandiatuba), algo que explica o padrão principal de paleoforma identificado.

A retração destas planícies ocorreu provavelmente no período seco entre 60 e 55 ka, que foi sucedido por uma clara tendência para condições úmidas no oeste da bacia até um ponto crítico em 30 ka, coincidente com o evento Heinrich 3. É dentro intervalo que provavelmente o sistema dendrítico foi construído por conta de uma precipitação crescente após o episódio seco, com incisão gradual de paleoplanícies que foram transformadas em áreas de dissecação (figura 5.6b).

A rede dendrítica atual foi construída sobre terrenos depositados por esse sistema meandrante pretérito em momentos distintos registrados por paleoformas em diferentes níveis topográficos. A evolução ao longo de níveis aplanados distintos guarda relação com a evolução de tabuleiros fluviais, por isso é possível afirmar que estes dois processos são

(a) Ambiente com planícies de inundação amplas por onde fluíam rios meandantes em um clima bastante úmido. O relevo é composto por formas de planícies de rios meandantes, como diques marginais e *scroll bars* de barras em pontal.

(b) Retração das planícies de inundação, cujo abandono é gradual e identificado por níveis topográficos que marcam superfícies erosivas distintas. Os canais na terra firme tornam-se curtos, os vales adaptam-se às cicatrizes das barras em pontal pretéritas e são organizados em uma rede dendrítica. No relevo ocorrem paleobarras em pontal e diques marginais desgastados, e nas unidades mais erodidas surgem tabuleiros.

(c) Situação atual com tabuleiros interfluviais de topo plano em diferentes níveis topográficos. Nos tabuleiros há vestígios de uma drenagem meandrante pretérita.

Figura 5.6. Etapas de evolução para do relevo das áreas de terra firme do oeste amazônico.

análogos no que diz respeito à morfologia resultante, muito embora a escala e o tempo sejam diferentes.

A ausência de depósitos com idade de LOE no intervalo entre 30 ka e o *Younger Dryas*, um período com tendência crescente para condições climáticas secas, levanta a hipótese de que este foi um momento de pouca deposição e construção de relevo na terra firme. O mesmo não pode ser afirmado para a várzea, muito embora também não seja possível afirmar que na planície aluvial tenha havido grande dinamismo, e isso se deve à falta de amostras nessa unidade. A próxima seção tratará especificamente das mudanças dinâmicas que geram as formas de relevo da várzea amazônica.

5.3. O relevo de várzea

A planície do rio Solimões na região em estudo é uma área extensa com grande variedade de formas de acumulação. Enquanto processos como a colmatção por decantação de partículas na cheia e a deposição de sedimentos por rios acessórios constroem relevo nessa unidade, o ganho e a perda em área de várzea se deve a um processo de construção-destruição alimentado pelo rio principal.

Esse processo usa o mecanismo de deposição/erosão observado por Rozo *et al.* (2014). A construção é realizada pela deposição de sedimentos que formam ilhas arenosas ou depósitos de acreção de meio de canal. Nesse processo o rio se bifurca em dois ou mais canais, onde o talvegue corresponderá ao curso principal de maior profundidade, no meio dos canais surge uma ilha. Ao mesmo tempo em que a margem de um canal promove deposição a outra margem sofre erosão. As taxas de deposição e erosão não são equivalentes, do contrário a barra de meio de canal manteria um tamanho constante. Uma ilha criada nesse processo pode ser expandida ou destruída rapidamente de acordo com a intensidade da deposição ou erosão (figura 5.7).

Figura 5.7. Mudanças em planta de ilhas do rio Amazonas na Colômbia (Rozo *et al.*, 2014).

Quando uma barra de meio de canal se aproxima da margem, e o paraná que a circunda diminui de volume por conta de agradação, pode haver anexação à planície aluvial e consequente aumento em área da várzea. Essas porções anexadas guardam uma sucessão de *scroll bars*, que são verificáveis claramente nos trechos da planície mais próximos do canal principal, normalmente uma série de lagos ocupa as porções mais deprimidas desses depósitos.

A descarga do rio principal pode destruir as barras de meio de canal e a própria várzea, e este é um processo concomitante à construção. O rio destrói as barras ou a planície pelo curso principal próximo de uma margem ao mesmo tempo em que constrói, ou deposita, no lado oposto ao que está sofrendo erosão. Enquanto isso o canal acessório do outro lado

da barra passa por deposição, e sua colmatagem dependerá da continuação da construção da barra naquele ponto.

A construção-destruição da várzea do Solimões é um processo ligado à disponibilidade sedimentar e às condições hidráulicas do rio principal. Por conta disso verifica-se maior dinamismo nos trechos à montante do rio, e as taxas isoladas de erosão ou deposição de barras de meio de canal são mais altas a partir do rio Tefé em direção à montante do que deste ponto em direção à jusante, uma tendência que é interrompida apenas na confluência com o rio Madeira, um rio com elevada carga sedimentar (Mertes *et al.*, 1996).

Na área de estudo a complexidade existente na planície aluvial do rio Solimões está ligada aos depósitos criados pelo rio principal e ao retrabalhamento desses sedimentos pelos canais de associação dispostos na várzea. As formas deposicionais típicas do rio Solimões são barras de acreção lateral de grande amplitude e largura, e na planície aluvial há diferentes gerações desses depósitos.

Os canais de associação, furos e paranás, transportam carga em suspensão do rio principal na fase de cheia e, junto com a deposição por decantação nas áreas alagadas, transformam os depósitos existentes na planície gerando uma diversidade de feições de geomorfologia fluvial.

A complexidade das formas de relevo da várzea na área de estudo não tem origem tectônica. E trabalhos que apontam a ocorrência do paleocanal do rio principal disposto em E-W seguindo a extensão do cinturão de depósitos que acompanha o paraná Ipixuna (figura 2.9b) podem estar corretos ao afirmar que o rio Solimões já correu nesse trecho da planície, mas erram ao indicar que o registro desse processo são os diques marginais criados pelos canais de associação. O registro da passagem do rio Solimões são os depósitos semelhantes às barras de acreção lateral de alta amplitude e largura, enquanto os feixes de diques paralelos são construções mais recentes dos canais de associação. Isso significa que os feixes de diques correspondentes a depósitos de acreção lateral registram a passagem do rio Solimões nesse trecho da planície, enquanto os feixes de diques dispostos paralelamente ao paraná Ipixuna tratam-se apenas de diques marginais desse canal.

Esse processo resume o principal mecanismo responsável pela diversidade de formas na planície: o retrabalhamento pela deposição ou pelas águas de depósitos pretéritos, sejam eles produzidos pelo rio Solimões, por canais acessórios ou por lagos. Toda forma de relevo inundável na planície do Solimões está sujeita ao retrabalhamento em escala de tempo consideravelmente menor do que verificável na terra firme.

A criação da várzea do Solimões é dependente da deposição de barras, principalmente por meio de amplos depósitos de acreção lateral. A extensão e morfologia da planície na área de estudo deve estar relacionada às mudanças na sedimentação e dinâmica do canal de acordo com variações paleoclimáticas e consequente alterações no aporte sedimentar dos rios ao longo do Quaternário.

As variáveis que controlam o local de crescimento de uma barra no rio dizem respeito a processos sedimentares relacionados às condições hidráulicas específicas naquele trecho. É possível a construção de uma barra na desembocadura de um afluente, o que certamente promoverá mudanças na hidrologia do rio secundário. Uma destas mudanças é a geração de um lago ocupando a planície do afluente, e este caso será descrito na próxima seção.

5.4. Origem dos lagos de vales submersos

5.4.1. Modelos atuais

O termo ria surgiu da designação de lagos dispostos ao longo da costa da Galícia, na Espanha. Estes elementos de geomorfologia costeira surgiram da inundação de vales fluviais por conta do aumento do nível do mar, desse modo é comum a expressão “vale afogado”.

O conceito de ria já foi razão de debate caloroso por geógrafos como von Richthofen, Penck e de Martonne (Cotton, 1956). Na Amazônia a primeira menção às rias fluviais surgiu de Gourou (1949), um geógrafo francês que empreendeu uma viagem no leste amazônico para observações geográficas gerais. Em seu trabalho o autor trata essas feições como vales submersos, mas faz a comparação com as “rias”² provavelmente pela familiaridade com as costas de rias da Galícia e da Bretanha.

Desse modo as rias fluviais amazônicas são fatos de geomorfologia diferentes das rias costeiras que deram significado ao termo.

A origem dos vales submersos amazônicos pode ter relação, segundo Gourou (1949), com variações do nível do mar, ou com o bloqueio dos canais por diques marginais do rio Amazonas, ou com a mudança no perfil longitudinal causada pelo encontro com rios carregados de sedimentos. Sternberg (1950) levantou a hipótese de que os vales submersos são resultado de adaptação à tectônica. Os relatórios de geomorfologia do RADAMBRA-SIL (Melo *et al.*, 1976; Oliveira *et al.*, 1977; Costa *et al.*, 1978; Mauro *et al.*, 1978) fazem uso da hipótese de Sternberg. Tricart (1977) sugere submersão dos vales por aumento do nível do mar após episódios de incisão dos leitos dos rios, e relaciona alguns desses lagos à tectônica. Irion *et al.* (2009, 2010) defende a ideia sugerida por Tricart de que as variações do nível do mar foram responsáveis pelo preenchimento de antigas calhas, e aponta o Último Máximo Glacial (19 - 26,5 ka) como idade de formação dos vales submersos. A hipótese da origem tectônica ganhou força com o uso de MDEs na interpretação de lineamentos na desembocadura e nas margens dos vales submersos (Sena Costa *et al.*, 1996; Silva *et al.*, 2007; Rossetti, 2014; Bertani *et al.*, 2015).

Independente do fator que causa desequilíbrio no fluxo do rio, seja ele tectônico ou sedimentar, um lago de vale submerso é gerado quando um mecanismo de bloqueio altera a descarga do rio, provocando assim sua transformação em um lago cujo perímetro molhado aproveita-se da antiga planície de inundação. Esse mecanismo geral será abordado ao analisar especificamente os vales submersos de Coari e Tefé.

5.4.2. Idade de formação

As duas barras amostradas estão em trechos erosivos do rio Solimões. Isso significa que a coleta de amostras foi privilegiada pelo acesso às porções antigas das barras, o que não seria possível fossem outros os vales submersos escolhidos.

Quando analisadas em seção as idades ao longo de uma barra indicam crescimento vertical sincrônico de toda a forma, ao invés de uma deposição mais antiga da montante para justante ou vice-versa. Essa coerência é registrada para os pontos de base, meio e topo de seção.

As idades de luminescência indicam que os lagos de Coari e de Tefé são de duas gerações distintas, com idades para a base da barra que represa o lago mais antigas para Coari (mais de 7310 ± 531) do que para Tefé (mais de 3944 ± 261) (Figuras 5.8 e 5.9).

Horbe *et al.* (2011) apresentaram idades de ^{14}C para amostras obtidas por um furo de sondagem realizado no lago Coari que são condizentes com os resultados da datação por LOE desta pesquisa (Figura 5.10). Na prática a idade de 8975 ± 59 ^{14}C anos AP (10160

²O termo aparece sempre com as aspas no texto de Gourou.

Figura 5.8. Seções de Coari com idades de luminescência.

Figura 5.9. Seções de Tefé com idades de luminescência.

^{14}C anos calibrados AP) define a base da deposição lacustre, o que é relacionável com o início da fase ria do lago Coari.

Figura 5.10. Descrição do perfil do lago de Coari com as idades obtidas por Horbe *et al.* (2011). A figura foi adaptada para incluir as idades ^{14}C com e sem calibração.

5.4.3. Contexto paleoclimático

O contexto paleoclimático do oeste amazônico pode ser inferido pelas curvas de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas das cavernas Shatuca (Bustamante, 2015) e Tigre Perdido (van Breukelen *et al.*, 2008), que registram principalmente a variação da precipitação no Holoceno (Tigre Perdido) e até o Pleistoceno Superior (Shatuca). Enquanto a primeira se trata de uma caverna de altitude intermediária (2.000 metros acima do nível do mar) no flanco oriental da cordilheira andina no Peru, a segunda encontra-se em terras baixas (1.000 metros) peruanas, ambas dentro da bacia amazônica e próximas ao alto curso dos rios que originam o rio Solimões. O gráfico 5.11 apresenta a distribuição das idades das amostras ao longo das curvas de $\delta^{18}\text{O}$ obtidas com os dados das cavernas Shatuca e Tigre Perdido.

Os dados de variação de $\delta^{18}\text{O}$ indicam que o intervalo imediatamente anterior ao Holoceno, representado pelo *Younger Dryas*, foi úmido no oeste amazônico. Essa fase foi interrompida bruscamente e seguida por condições áridas, no contexto do oeste amazônico, no Holoceno Inferior. Esse intervalo de clima seco registra as condições de maior aridez do Holoceno, sendo que a tendência a partir de 10 ka é de aumento gradual da umidade, por conta dos ciclos de precessão, com alguns eventos abruptos de 100-150 anos de periodicidade para o Holoceno Inferior, um evento significativo no Holoceno médio em 5 ka e dois eventos no Holoceno Superior em 2,7 ka e 2,2 ka (Bustamante, 2015).

É importante lembrar que o oeste amazônico não conheceu clima propriamente árido continuado por pelo menos 250 ka (Mosblech *et al.*, 2012; Cheng *et al.*, 2013). E a menção de aridez para a Amazônia Ocidental deve ser contextualizada e interpretada como uma diminuição considerável da precipitação em uma região úmida.

O evento de 8,2 ka registra o enfraquecimento da AMOC por conta da drenagem de dois grandes lagos da América do Norte, o lago Agassiz e Ojibway, através da Baía de Hudson para o Atlântico Norte (Cheng *et al.*, 2009). Há então uma intensificação da monção sul-americana, o que gera aumento da precipitação no leste do Brasil e no oeste amazônico. O início da deposição da barra que represa o lago Coari, ou o início da fase ria, parece coincidir com a transição brusca da situação úmida gerada pelo evento de 8,2

Figura 5.11. a) Curvas de $\delta^{18}O$ dos espeleotemas das cavernas Shatuca (Bustamante, 2015) e Tigre Perdido (van Breukelen *et al.*, 2008). b) Idades de LOE das amostras de Coari e Tefe. Os eventos Bond segundo Bond *et al.* (1997) estão destacados e numerados nas barras verticais cinza. Barras verticais em cinza claro acompanham os limites de erro padrão das amostras datadas por LOE. As linhas espessas em vermelho e azul suavizam os valores segundo um modelo aditivo generalizado (GAM).

ka para condições imediatamente mais secas em um momento marcado com o evento Bond 5.

No intervalo de 6-5 ka há dois grandes eventos paleoclimáticos, o primeiro está bem registrado pelos espeleotemas da caverna Tigre Perdido e traduz-se em um aumento da precipitação em aproximadamente 5,9 ka, enquanto o segundo é mais claro nos espeleotemas de Shatuca e inverte o quadro climático para condições áridas em 5,1 ka. O evento de 5,9 ka tem escala de atuação mundial, ou no mínimo hemisférica, e em uma situação de anti-fase com o norte da África foi capaz de transformar a área amplamente vegetada do Saara em um extenso deserto (deMenocal *et al.*, 2000).

Uma das amostras de meio de seção de Coari possui idade condizente com o evento de 5 ka, com idade centrada na fase de baixa precipitação, outra idade de meio de seção ocorre em Bond 3, também em um momento de baixa precipitação. O retorno à tendência de aumento da umidade após este evento marca o início da deposição da barra em Tefé antes de 3,9 ka. Especula-se que a amostra de idade subestimada em Tefé (ALC 29C) atingiria idade mínima próxima à amostra mais jovem de meio de seção em Coari.

Os pontos de meio de seção da barra de Tefé estão concentrados em um intervalo úmido, aparentemente livre de episódios paleoclimáticos significativos, no intervalo compreendido pelo evento Bond 2, que traduziu-se no oeste amazônico como uma fase de retorno à tendência da umidade com variabilidade esperada de momentos de baixa e alta precipitação.

Entre 3 ka e 2 ka ocorrem eventos de grande variabilidade em curto tempo. Em aproximadamente 2,6 ka um momento de pouca precipitação é precedido bruscamente por um evento de elevada umidade, este talvez seja o episódio de considerável significado para a deposição nas planícies do leste amazônico registrado em 2,7 ka (Moreira-Turcq *et al.*, 2014). Em aproximadamente 2,2 ka é notada uma inversão de grande amplitude para condições mais secas, e neste momento encontram-se as idades mais antigas de topo das barras de Coari e Tefé. A fase posterior, a partir de aproximadamente 2 ka até 1 ka, parece marcar a última fase de agradação das barras que bloqueiam os dois lagos em estudo.

A correlação entre eventos extremos e as idades de deposição das barras é clara para algumas amostras, porém mais importante do que episódios paleoclimáticos isolados na formação das barras parece ser a variação milenar ou centenária entre condições de maior ou menor precipitação na bacia amazônica, com deposição ocorrendo principalmente no momento seco.

De acordo com o gráfico 5.11 observa-se a disposição das idades de deposição principalmente em fases de notada variação da precipitação, quando uma fase mais úmida do que a média é precedida ou antecedida por fase mais seca do que o esperado. Desse modo parece não ser necessária a ocorrência de eventos extremos para a deposição das barras, cuja formação responde às variações significativas da precipitação ao longo do Holoceno à medida em que o oeste da bacia torna-se gradativamente mais úmido.

Os episódios milenares e centenários de inversão ou variação abrupta da precipitação implicam em aumento do aporte sedimentar, com pulsos de erosão e transporte maiores no início de fases úmidas que são precedidas de fases mais secas. O aporte sedimentar é uma variável dependente da declividade, erodibilidade e do clima. No contexto de formação das barras que geram rias amazônicas as variações climáticas são o fator mais importante no desenvolvimento dos vales submersos.

5.4.4. Mecanismo de evolução

Um lago de vale submerso ou ria fluvial é criado a partir de um rio que sofreu redução na potência da corrente por algum mecanismo que bloqueia sua descarga. Na criação do lago o tipo ou origem do mecanismo de bloqueio importa menos do que o efeito que este produz no perfil longitudinal.

Portanto a tectônica, por subsidência, pode gerar mecanismos de bloqueio em regiões tectonicamente ativas formando, por exemplo, o aglomerado de lagos de no oeste da Bacia de Marañon e no centro da Bacia de Ucayali, no Peru. No contexto das bacias sedimentares amazônicas é mais provável que depósitos fluviais forneçam o mecanismo de bloqueio. Barras de meio de canal ou barras em pontal, quando dispostas na desembocadura de um tributário, podem iniciar o desenvolvimento de um vale submerso. Exemplos destes vales com barras de meio de canal atuando como mecanismo de bloqueio são frequentes ao longo do Solimões/Amazonas, enquanto vales que possuem barras em pontal como bloqueio podem ser encontradas ao longo dos rios Purus e Madeira.

Também é provável que variáveis hidrológicas, como uma elevada diferença na carga sedimentar entre canal principal e tributário, seja capaz de alterar a potência da corrente do afluente, uma hipótese que relaciona-se com o efeito de *backwater* já apontado por Meade *et al.* (1991) para a confluência de grandes rios com o Solimões/Amazonas.

O fator determinante para a existência dos lagos de Coari e Tefé é a presença de barras fluviais depositadas pelo rio Solimões na desembocadura destes lagos. E a concentração de barras fluviais no Solimões é um processo inerente à dinâmica do rio, visto que a deposição ao longo do canal em taxas elevadas é um fato verificável em escala decenal e é o fator que promove a construção-destruição das áreas de várzea amazônicas.

A intensidade desse processo indica que as condições climáticas, particularmente o padrão de precipitação, estabelecido a partir do Holoceno Médio em aproximadamente 4 ka, continuam atuando para a geração e transporte da carga sedimentar necessária para a construção das barras de meio de canal. Isso significa que a disponibilidade de barreiras físicas nas desembocaduras dos rios amazônicos é um fato atual, e a geração deste tipo de lago é um processo em andamento nos trechos de grande dinamismo do rio Solimões.

A figura 5.12 demonstra o início do crescimento de uma barra na desembocadura do rio Jandiatuba em São Paulo de Olivença (AM). Esta barra começou a ser desenvolvida em 1989 e em 2003 guardava a extensão e formato que possui em 2016. O rio Jandiatuba ainda detém energia suficiente para atravessá-la sem promover transformação lateral, mas se a construção da barra for mantida é esperado que a potência da corrente diminua com a alteração da descarga. A partir desse limiar haverá uma situação semelhante à criação de uma represa, e o rio será transformado em um lago inundando sua planície aluvial.

O formato que a barra na desembocadura do rio Jandiatuba adquiriu é similar ao formato das barras de meio de canal depositadas pelo rio Solimões. Roza *et al.* (2012, 2014) descrevem este formato como *saucer-like*, e em vales submersos cujas barras não foram erodidas pelo rio principal é possível identificar depósitos com o mesmo formato, como no lago Mamiá, próximo à Coari. Os depósitos estreitos e alongados dispostos na desembocadura dos lagos Tefé e Coari tratam-se das mesmas barras do tipo *saucer-like*, porém foram erodidas pelo rio Solimões até adquirirem o formato atual.

A figura 5.13 apresenta o baixo curso do igarapé Machado em Amaturá (AM), que provavelmente está na fase de desenvolvimento de um vale submerso. Atualmente na fase de cheia ele inunda sua planície, enquanto na vazante ele adquire a forma de um canal sinuoso. A observação deste rio permite inferir processos atuantes na inundação da planície, é possível constatar por exemplo a aglutinação de lagos de meandros abandonados, e que a submersão do vale ocorre gradualmente a partir do bloqueio pela barra arenosa. Este exemplo também ilustra o fato de que não é necessário o completo bloqueio do rio para

Figura 5.12. Série temporal demonstrando a construção de uma barra fluvial na desembocadura do rio Jandiatuba em São Paulo de Olivença (AM) (Fonte: Google Earth[©]).

a criação do lago como afirmaram Melo *et al.* (1976), pois o igarapé faz a conexão com o Solimões transformando-se em um canal estreito.

A fase ria propriamente dita prevê um lago geralmente com expressivo comprimento em relação à largura porque sua seção úmida ocupa a planície aluvial do rio que lhe deu origem a partir do trecho bloqueado. Em sua desembocadura há um mecanismo de bloqueio, que pode tratar-se de uma barra depositada pelo rio principal.

Se a barra estiver em um trecho deposicional do canal principal o lago existirá provavelmente até que ele promova agradação de seu próprio leito, criando uma nova planície aluvial. Porém a baixa carga sedimentar dos rios que drenam para estes lagos pode garantir a submersão do vale por tempo considerável, algo que merece definição mais clara com sondagem e datação em vales submersos aparentemente antigos, como aqueles dispostos na terra firme entre o rio Solimões e o Purus, criados quando o rio principal se encontrava ao sul de seu trecho atual na várzea e que desaguiam atualmente no paraná do Salsa.

Quando a barra que gerou um vale submerso se encontra em um trecho erosivo do rio principal este tende a destruir aquela total ou parcialmente, quando são geradas então faixas estreitas e alongadas de sedimentos que continuam a bloquear o lago, como pode ser observado em Coari e Tefé. É provável que este mesmo mecanismo também possa

Figura 5.13. Igarapé Machado (Amaturá, AM) apresentando fase ria com vale inundado após episódio de chuva (14/12/1990), e fase rio com canal sinuoso durante a vazante (09/10/2001). Imagens Landsat 5 RGB=7/5/3.

abortar o desenvolvimento do vale submerso durante a passagem para a fase lacustre se o mecanismo de bloqueio deixar de ser efetivo, ou seja, se uma barra que bloqueia o canal for erodida suficientemente para provocar aumento da descarga do canal/lago pode haver retorno às condições de rio aluvial.

Um lago de vale submerso está sujeito às mesmas consequências que um canal fluvial se seus afluentes sofrem processos de captura. Ele também está sujeito às consequências climáticas da mesma forma como estão os demais corpos aquáticos de água doce.

6. Conclusões

Esta pesquisa avaliou a relevância de elementos estruturais e de processos fluviais para a evolução do relevo no oeste amazônico.

As formas de relevo nas áreas cobertas por sedimentos quaternários na Amazônia Central não são expressão da tectônica. Esta informação não tem o mesmo significado da afirmação de que não existem elementos de geologia estrutural na região, e não implica em minimizar a ocorrência de sismos esporádicos que atingem a Bacia do Solimões. A interpretação dos dados apresentados aponta que a geomorfologia nesta ampla área é resultado principalmente da interação de processos fluviais submetidos à diferentes condições climáticas desde o Pleistoceno Superior.

Para avaliar a expressão da tectônica em superfície a área de estudo deve ser deslocada para os limites da Formação Içá, à leste, por exemplo, onde se encontram unidades litoestratigráficas mais antigas que apresentam falhas verificáveis em campo; à oeste, onde os autores desta pesquisa fizeram a descoberta das primeiras falhas atingindo sedimentos da Formação Içá; à sul, onde se encontra o Arco de Fitzcarrald, uma estrutura de soerguimento na bacia de antepaís dos Andes, que serve de nascente para rios tributários da margem direita do Solimões como o Purus e o Juruá.

Os controles atuantes no desenvolvimento do relevo na terra firme, os processos atuantes na várzea, e os mecanismos responsáveis pela formação dos rios de vale submerso são representativos tanto da cronologia da evolução geomorfológica no médio Solimões, quanto da importância dos processos fluviais em detrimento da tectônica.

Na terra firme a rede de paleocanais ilustra uma evolução de antigas planícies amplas de rios meandrantas para tabuleiros interfluviais de topo plano, em escala regional, em diferentes níveis topográficos. Com essa abordagem para o entendimento da terra firme novas questões são abertas sobre os paleocanais e os ambientes em que foram ativos, cujas implicações repercutem no entendimento da paleobiogeografia, visto que as áreas de dissecação e de deposição na Amazônia servem de base para fitofisionomias particulares e áreas de endemismo de espécies.

Na planície de inundação os depósitos do rio principal, sucessões de barras paralelas de grande amplitude e largura, são retrabalhados pela trama de canais de associação que fluem na várzea, gerando um mosaico diverso de formas aluviais.

Os rios de vales submersos, já apontados como evidência de tectônica, devem sua origem ao balanço entre carga sedimentar do rio principal e canal tributário, mediado pelas condições climáticas ao longo do Holoceno, que através da precipitação modificam o aporte sedimentar dos rios no oeste amazônico. Se tornou-se mais clara a relação entre variações paleoclimáticas e dinâmica fluvial na origem dessas feições, surgiram questões sobre fatores específicos, como variáveis hidráulicas, que controlam o momento em que um rio torna-se uma feição de vale submerso.

Uma nova interpretação para o desenvolvimento geomorfológico da terra firme surgiu como consequência deste trabalho, assim como a retomada da abordagem fluvial para as formas de superfície da várzea, e as primeiras reflexões em torno de modelo de evolução dos vales submersos do oeste amazônico que, ao associar a datação rigorosa de depósitos fluviais com dados paleoclimáticos confiáveis, é inédito na literatura sobre a região.

Os dados de Radar de abertura sintética confirmaram sua importância para investigações em geociências na Amazônia. Embora os dados do sensor R-99B/SIPAM tenham exigido pré-processamento custoso, em termos de tempo, e não houve disponibilidade de programas específicos para lidar com arquivos SAR, as imagens obtidas foram imprescindíveis nesta pesquisa.

O uso do MDE-SRTM na Amazônia deve ser feito com cautela, porém se superadas suas limitações, incluindo artefatos e efeito-dossel, este é um dado que ainda é capaz de produzir informação relevante, como é o caso das paleobarras em pontal e paleomeandros na terra firme, que apoiaram a nova interpretação proposta para as áreas de dissecação da Amazônia Central.

Referências Bibliográficas

- Abreu, L. d., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., Hall, M., Chapman, M., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the western iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology* 196 (1-2), 1 – 20.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002532270300046X>
- Aitken, M., 1992. Proceedings of the 6th International Specialist Seminar on Thermoluminescence and Electron Spin Resonance Dating Optical dating. *Quaternary Science Reviews* 11 (1), 127 – 131.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/027737919290053B>
- Almeida, L. F. G., 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Vol. 7. Socie 175–197, pp.
- Almeida-Filho, R., Ibanez, D. M., Miranda, F. P., 2010. Interpretação morfoestrutural com dados SRTM no auxílio à exploração petrolífera: Um exemplo na bacia sedimentar do Amazonas. *Revista Brasileira de Geofísica* 28 (1), 89 – 98.
URL http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-261X2010000100007&nrm=iso
- Almeida-Filho, R., Miranda, F. P., 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment* 110 (3), 387 – 392.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425707001204>
- Andrade, N. S. O., Rosa, A. N. C. S., 2007. Características técnicas do sensor SAR multipolarimétrico aerotransportado brasileiro. In: *Proceedings of the 13th Brazilian Workshop of Remote Sensing* 7027–7034. pp.
- Ankjærgaard, C., Jain, M. J., Wallinga, J., 2013. Towards dating Quaternary sediments using the quartz Violet Stimulated Luminescence (VSL) signal. *Quaternary Geochronology* 18, 99 – 109.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1871101413000617>
- Araújo, H. J. T., Rodarte, J. B. M., Del’Arco, J. O., Santos, D. B., Barros, A. M., Tassinari, C. C. G., Lima, M. I. C., Abreu, A. S., Fernandes, C. A. C., 1978. Geologia. In: *Folha SB.20 Purus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Vol. 17. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 17–128, pp.
- Assumpção, M., Ortega, R., Berrocal, J., Veloso, J., 1984. O sismo de Codajás-AM, de 05.08.1983. *Revista Brasileira de Geofísica* 2, 39–44.
- Ayres, J. M. C., 1993. As Matas de Várzea do Mamirauá. In: *Estudos de Mamirauá*. Vol. 1. Sociedade Civil Mamirauá, Brasília 1–123, pp.
- Barata, C. B., Caputo, M. V., 2007. Geologia do petróleo da bacia do Solimões. O “Estado da arte”. In: *4o Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás. PDPETRO* 1–10. pp.
- Bertani, T. C., Rossetti, D. F., Hayakawa, E. H., Cohen, M. C. L., 2015. Understanding Amazonian fluvial rias based on a Late Pleistocene–Holocene analog. *Earth Surface Processes and Landforms* 40 (3), 285–292, eSP-13-0273.R3.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3629>
- Bezerra, P. E. L., Ribeiro, D. T., 2015. Evolução tectônica cenozóica da Amazônia Ocidental. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Vol. 9. Sociedade Brasileira de Geologia 149–165, pp.

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in north atlantic holocene and glacial climates. *Science* 278 (5341), 1257–1266.
URL <http://science.sciencemag.org/content/278/5341/1257>
- Boonstra, M., Ramos, M., Lammertsma, E., Antoine, P.-O., Hoorn, C., 2015. Marine connections of Amazonia: Evidence from foraminifera and dinoflagellate cysts (early to middle Miocene, Colombia/Peru). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 417, 176 – 194.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018214005471>
- Brito Neves, B. B., 2011. Glossário de Geotectônica. Oficina de Textos.
- Burbank, D. W., Anderson, R. S., 2011. *Tectonic Geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Bustamante, M., Cruz, F., Vuille, M., Apaéstegui, J., Strikis, N., Panizo, G., Novello, F., Deininger, M., Sifeddine, A., Cheng, H., Moquet, J., Guyot, J., Santos, R., Segura, H., Edwards, R., 2016. Holocene changes in monsoon precipitation in the Andes of NE Peru based on $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records. *Quaternary Science Reviews* 146, 274 – 287.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379116301603>
- Bustamante, M. G., 2015. Reconstituição da Monção Sul-Americana durante os últimos 38 mil anos e seus efeitos na Precipitação no Nordeste dos Andes nas escalas de tempo orbital a multidecenal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Thiel, C., Sohbati, R., 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41 (3), 435–451.
URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Caputo, M. V., 1991. Solimões megashear: Intraplate tectonics in northwestern Brazil. *Geology* 19 (3), 246–249.
URL <http://geology.gsapubs.org/content/19/3/246.abstract>
- Cheng, H., Fleitmann, D., Edwards, R. L., Wang, X., Cruz, F. W., Auler, A. S., Mangini, A., Wang, Y., Kong, X., Burns, S. J., Matter, A., 2009. Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology* 37 (11), 1007–1010.
URL <http://geology.geoscienceworld.org/content/37/11/1007>
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., Ribas, C. C., Vuille, M., Stott, L. D., Auler, A. S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications* 4.
- Christofolletti, A., 1981. *Geomorfologia Fluvial*. Vol. 1. Edgard Blücher.
- Costa, R. C. R., Filho, T. N., Oliveira, A. A. B., 1978. Geomorfologia. In: *Folha SA.20 Manaus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Vol. 18. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 165–244, pp.
- Costa, S. S., Campos, M. A. A., Rogério, A. P. C., 2007. Imageamentos realizados pelo sistema aerotransportado SAR/SIPAM. In: *Proceedings of the 13th Brazilian Workshop of Remote Sensing* 6661–6665. pp.
- Cotton, C. A., 1956. Rias Sensu Stricto and Sensu Lato. *The Geographical Journal* 122 (3), 360–364.
URL <http://www.jstor.org/stable/1791018>
- Dantas, M. E., Maia, M. A. M., 2010. Geodiversidade do Brasil. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da Geodiversidade, Manaus, Cap. Compartimentação Geomorfológica 27–44, pp.
- Davis, W. M., 1902. Baselevel, grade and peneplain. *The Journal of Geology* 10 (1), 77–111.
URL <http://www.jstor.org/stable/30055546>

- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period:: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19 (1–5), 347 – 361.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379199000815>
- Dias, F. M., Miceli, B. S., Seabra, F. M., Santos, P. R. A., Fernandes, M. C., 2011. Avaliação vertical de modelos digitais de elevação (MDEs) em diferentes configurações topográficas para médias e pequenas escalas. In: *Proceedings of the 15th Brazilian Workshop of Remote Sensing* 4110–4117. pp.
- Doornkamp, J. C., 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Journal of the Geological Society* 143 (2), 335–342.
- Duller, G. A. T., Wintle, A. G., 2012. A review of the thermally transferred optically stimulated luminescence signal from quartz for dating sediments. *Quaternary Geochronology* 7, 6 – 20.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1871101411000525>
- Eakin, C. M., Lithgow-Bertelloni, C., Dávila, F. M., 2014. Influence of Peruvian flat-subduction dynamics on the evolution of western Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters* 404, 250 – 260.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X14004828>
- 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., 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 8 (1), 17–45.
- Embrapa, 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Embrapa, Rio de Janeiro.
- Farr, T. G., 1993. *Guide to Magellan Image Interpretation*. Jet Propulsion Laboratory, Cap. Radar Interactions With Geologic Surfaces 45–56, pp.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of geophysics* 45 (2), 1–33, rG2004.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Fernandes, P. E. C. A., Pinheiro, S. d. S., Montalvão, R. M. G., Issler, R. S., Abreu, A. S., Tassinari, C. C. G., 1977. Geologia. In: *Folha SA.19 Içá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Vol. 14. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 17–124, pp.
- Ferreira-Ferreira, J., Silva, T. S. F., Streher, A. S., Affonso, A. G., Almeida Furtado, L. F., Forsberg, B. R., Valsecchi, J., Queiroz, H. L., Novo, E. M. L. M., 2015. Combining ALOS/PALSAR derived vegetation structure and inundation patterns to characterize major vegetation types in the Mamirauá Sustainable Development Reserve, Central Amazon floodplain, Brazil. *Wetlands Ecology and Management* 23 (1), 41–59.
- Filizola, N., Guyot, J. L., Dezembro 2011. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências* 41 (4), 566–576.
- Fisch, G., Marengo, J., Nobre, C. A., 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazonica* 28 (2), 106–126.
- Florenzano, T. G., 2008. *Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias Atuais*. Oficina de Textos.
- Franco, E. M. S., Moreira, M. M. M. A., 1977. Geomorfologia. In: *Folha SA.19 Içá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Vol. 14. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 125–180, pp.
- Galbraith, R., Roberts, R., 2012. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in {OSL} dating: An overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology* 11, 1 – 27.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1871101412000957>

- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., Olley, J. M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, northern australia: part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41 (2), 339–364.
URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x>
- Gourou, P., jul 1949. Observações Geográficas na Amazônia. *Revista Brasileira de Geografia* 11 (3), 355–408.
- Grohmann, C. H., 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: Applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences* 30 (9–10), 1055 – 1067.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300404001402>
- Grohmann, C. H., 2008. Análise digital de terreno do centro-leste brasileiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Grohmann, C. H., Campanha, G. A. C., Junior, A. V. S., 2011a. OpenStereo: Um programa livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.
- Grohmann, C. H., Riccomini, C., 2009. Comparison of roving-window and search-window techniques for characterising landscape morphometry. *Computers & Geosciences* 35 (10), 2164 – 2169.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300409001381>
- Grohmann, C. H., Riccomini, C., Santos Steiner, S., 2008. Aplicações dos modelos de elevação SRTM em Geomorfologia. *Revista Geográfica Acadêmica* 2 (2), 73–83.
- Grohmann, C. H., Smith, M. J., Riccomini, C., April 2011b. Multiscale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 49 (4), 1200–1213.
- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., 2012. *Geologia do Brasil*. Beca, São Paulo.
- Hengl, T., Reuter, H. I., 2009. *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Vol. 33. Elsevier.
- Hickin, E. J., 1974. The development of meanders in natural river-channels. *American Journal of Science* 274 (4), 414–442.
URL <http://www.ajsonline.org/content/274/4/414.abstract>
- Holbrook, J., Schumm, S., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics* 305 (1–3), 287 – 306.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195199000116>
- Hoorn, C., 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 105 (3), 267 – 309.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003101829390087Y>
- Hoorn, C., Wesselingh, F. P., ter Steege, H., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C. L., Figueiredo, J. P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F. R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., Antonelli, A., 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science* 330 (6006), 927–931.
URL <http://www.sciencemag.org/content/330/6006/927.abstract>
- Horbe, A. M. C., Behling, H., Nogueira, A. C. R., Mapes, R., 2011. Environmental changes in the western Amazonia: Morphological framework, geochemistry, palynology and radiocarbon dating data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 83 (9), 863 – 874.
URL http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0001-37652011000300008&nrm=iso

- Howard, A. D., April 1965. Photogeologic Interpretation of Structure in the Amazon Basin: A Test Study. Geological Society of America Bulletin 76, 395–406.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., Thewalt, M. L. W., 10 January 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105 – 107.
URL <http://dx.doi.org/10.1038/313105a0M3>
- Ibanez, D. M., 2012. Análise do relevo da amazônia central com emprego de modelo digital de elevação e geometria fractal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Ibanez, D. M., Almeida-Filho, R., Miranda, F. P., 2016. Analysis of {SRTM} data as an aid to hydrocarbon exploration in a frontier area of the amazonas sedimentary basin, northern brazil. *Marine and Petroleum Geology* 73, 528 – 538.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264817216300885>
- Ibanez, D. M., Miranda, F. P., Riccomini, C., 2014a. Geomorphometric pattern recognition of SRTM data applied to the tectonic interpretation of the Amazonian landscape. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 87, 192 – 204.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924271613002682>
- Ibanez, D. M., Riccomini, C., Miranda, F. P., 2014b. Geomorphological evidence of recent tilting in the Central Amazonia Region. *Geomorphology* 214, 378 – 387.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X14001020>
- Ibanez, D. M., Riccomini, C., Miranda, F. P., 2014c. Is the current stress state in the central amazonia caused by surface water loading? *Journal of South American Earth Sciences* 55, 19 – 28.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981114000741>
- IBGE, 1999. Glossário Geológico. IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais.
- IBGE, 2009. Manual Técnico de Geomorfologia. Coordenação de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, 2nd Edição, manuais técnicos em geociências.
- Irion, G., Kalliola, R., 2010. Amazonia: Landscape and Species Evolution: A Look into the Past. Blackwell Publishing Ltd, Cap. Long-term landscape development processes in Amazonia 185–197, pp.
- Irion, G., Mello, J. A., Morais, J., Piedade, M. T. F., Junk, W. J., Garhing, L., 2010. Development of the Amazon valley during the Middle to Late Quaternary: Sedimentological and climatological observations. In: *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management*. Springer, Cap. 2 27–42, pp.
- Irion, G., Müller, J., de Mello, J. N., Junk, W. J., 1994. Quaternary geology of the central amazonian lowland area. *Revista IG São Paulo* 15 (1/2), 27–33.
- Irion, G., Müller, J., Morais, J. O., Keim, G., de Mello, J. N., Junk, W. J., 2009. The impact of Quaternary sea level changes on the evolution of the Amazonian lowland. *Hydrological Processes* 23, 3168–3172.
- Jain, M., Duller, G. A. T., Wintle, A. G., 2007. Dose response, thermal stability and optical bleaching of the 310C isothermal {TL} signal in quartz. *Radiation Measurements* 42 (8), 1285 – 1293.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1350448707003472>
- JAXA, 2005. ALOS Data User Handbook. Japan Aerospace Exploration Agency, Earth Observation Research Center.
- Jensen, J. R., 2005. *Introductory Digital Image Processing: A remote sensing perspective*, 3rd Edição. Taylor & Francis.

- Jensen, J. R., 2009. Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma perspectiva em recursos terrestres. Parêntese Editora São José dos Campos.
- Junior, O. D. Z., 2008. Avaliação do modelo digital de terreno extraído de dados SAR interferométricos na banda X do SAR R-99B. Tese de Doutorado, INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Junk, W. J., Bayley, P. B., Sparks, R. E., 1989. The flood pulse concept in river-floodplain systems. In: Dodge, D. P. (Ed.), Proceedings of the International Large River Symposium. Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences 106 110–127, pp.
- Junk, W. J., Piedade, M. T. F., Schöngart, J., Cohn-Haft, M., Adeney, J. M., Wittmann, F., 2011. A classification of major naturally-occurring amazonian lowland wetlands. *Wetlands* 31 (4), 623–640.
URL <http://dx.doi.org/10.1007/s13157-011-0190-7>
- Keller, E. A., Pinter, N., 1996. Active Tectonics. Vol. 19. Prentice Hall Upper Saddle River.
- Kramer, H. J., 2011. SRTM (shuttle radar topography mission). <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/srtm>, accessed: 2016-10-27.
- Latrubesse, E. M., 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101 (1–2), 130 – 145, the 39th Annual Binghamton Geomorphology Symposium: Fluvial Deposits and Environmental History: Geoarchaeology, Paleohydrology, and Adjustment to Environmental Change.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X08002389>
- Latrubesse, E. M., Cozzuol, M., Silva-Caminha, S. A. F., Rigsby, C. A., Absy, M. L., Jaramillo, C., 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth-Science Reviews* 99 (3–4), 99 – 124.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825210000140>
- Latrubesse, E. M., Franzinelli, E., 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology* 44 (3–4), 241 – 257.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X01001775>
- Latrubesse, E. M., Restrepo, J. D., 2014. Sediment yield along the andes: continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts. *Geomorphology* 216, 225 – 233.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X14001925>
- Lillesand, T., Kiefer, R. W., Chipman, J., 2008. Remote Sensing and Image Interpretation. John Wiley & Sons.
- Lisboa, L. G. d. S., Wanderley Filho, J. R., Travassos, W. A. S., 2013. Bacia do Solimões - Arco ou Rampa de Carauari? In: Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Vol. 1 1–4. pp.
- Lourenço, R. S., Montalvão, R. M. G., Pinheiro, S. d. S., Fernandes, P. E. C. A., Pereira, E. R., Fernandes, C. A. C., Teixeira, W., 1978. Geologia. In: Folha SA.20 Manaus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Vol. 18. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 17–164, pp.
- Mackin, J. H., 1948. Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin* 59 (5), 463–512.
URL <http://gsabulletin.gsapubs.org/content/59/5/463.abstract>
- Maia, R. G. N., Godoy, H. K., Yamaguti, H. S., Moura, P. A., Costa, F. S. F., Holanda, M. A., Costa, J. d. A., 1977. Projeto carvão no Alto Solimões: relatório final. Tech. rep., Ministério das Minas e Energia. DNPM - CPRM.
- Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53 (3–4), 149 – 196.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825200000386>

- Mauro, C. A., Nunes, B. T. d. A., Franco, M. d. S. M., 1978. Geomorfologia. In: Folha SB.20 Purus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Vol. 17. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 129–216, pp.
- Meade, R. H., Rayol, J. M., Da Conceição, S. C., Natividade, J. R. G., 1991. Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. *Environmental Geology and Water Sciences* 18 (2), 105–114. URL <http://dx.doi.org/10.1007/BF01704664>
- Meščerjakov, J. P., 1968. Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. *Annales de Géographie* 77 (423), 539–552. URL http://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1968_num_77_423_15733
- Melo, D. P., Pitthan, J. H. L., Almeida, V. J., 1976. Geomorfologia. In: Folha SC.19 Rio Branco: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra,. Vol. 12. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 117–168, pp.
- Mertes, L. A. K., Dunne, T., Martinelli, L. A., 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 108 (9), 1089–1107. URL <http://gsabulletin.gsapubs.org/content/108/9/1089.abstract>
- Metz, M., Mitsova, H., Harmon, R. S., 2011. Efficient extraction of drainage networks from massive, radar-based elevation models with least cost path search. *Hydrology and Earth System Sciences* 15 (2), 667–678. URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/667/2011/>
- Moquet, J.-S., Guyot, J.-L., Crave, A., Viers, J., Filizola, N., Martinez, J.-M., Oliveira, T. C., Sánchez, L. S. H., Lagane, C., Casimiro, W. S. L., Noriega, L., Pombosa, R., 2016. Amazon river dissolved load: temporal dynamics and annual budget from the andes to the ocean. *Environmental Science and Pollution Research* 23 (12), 11405–11429. URL <http://dx.doi.org/10.1007/s11356-015-5503-6>
- Moreira-Turcq, P., Turcq, B., Moreira, L., Amorim, M., Cordeiro, R., Guyot, J.-L., 2014. A 2700 cal yr {BP} extreme flood event revealed by sediment accumulation in Amazon floodplains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415, 175 – 182, continental and Coastal Marine Records of Centennial to Millennial Changes in South American Climate since the Last Glacial Maximum. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018214003927>
- Mosblech, N. A. S., Bush, M. B., Gosling, W. D., Hodell, D., Thomas, L., van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B. G., Curtis, J., van Woesik, R., 2012. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. *Nature Geoscience* 5 (11), 817–820.
- Munis, M. B., 2013. Arco Purus: Um gráben invertido revelado pela geofísica separando as Bacias do Solimões e do Amazonas. In: WANKLER, F. L., HOLANDA, E. C., VASQUEZ, M. L. (Eds.), *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG Núcleo Norte, Belém 117 – 133, pp.
- Munis, M. d. B., 2009. Caracterização geomagnética do gráben Purus e suas implicações na evolução das bacias do Solimões e do Amazonas. Tese de Doutorado, UFRJ - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Murray, A., Buylaert, J.-P., Thiel, C., 2015. A luminescence dating intercomparison based on a Danish beach-ridge sand. *Radiation Measurements* 81, 32 – 38, 14th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, 7–11 July, 2014, Montréal, Canada. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1350448715000396>
- Murray, A., Wintle, A., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32 (1), 57 – 73. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S135044879900253X>
- Murray, A., Wintle, A., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* 37 (4–5), 377 – 381, proceedings of the 10th international Conference on Luminescence and Electron-Spin Resonance Dating (LED 2002). URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1350448703000532>

- Nanson, G., Knighton, A. D., 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms* 21 (3), 217–239.
URL [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199603\)21:3<217::AID-ESP611>3.0.CO;2-U](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199603)21:3<217::AID-ESP611>3.0.CO;2-U)
- Nascimento Júnior, D. R., Sawakuchi, A. O., Guedes, C. C. F., Giannini, P. C. F., Grohmann, C. H., Ferreira, M. P., 2015. Provenance of sands from the confluence of the Amazon and Madeira rivers based on detrital heavy minerals and luminescence of quartz and feldspar. *Sedimentary Geology* 316, 1 – 12.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0037073814002012>
- Nogami, M., 1995. Geomorphometric measures for digital elevation models. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband* 101, 53–67.
- Nogueira, A. C. R., Silveira, R., Guimarães, J. T. F., 2013. Neogene–Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences* 46, 89 – 99.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981113000801>
- O’Leary, D. W., Friedman, J. D., Pohn, H. A., 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin* 87 (10), 1463–1469.
URL <http://gsabulletin.gsapubs.org/content/87/10/1463.abstract>
- Oliveira, A. A. B., PITTHAN, J. H. L., GARCIA, M. d. G. L., 1977. Geomorfologia. In: *Folha SB.19 Juruá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Vol. 15. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro 89–142, pp.
- Olson, C. E., 1960. Elements of photographic interpretation common to several sensors. *Photogrammetric Engineering* 26 (4), 651–656.
- Panizza, M., Castaldini, D., Bollettinari, G., Carton, A., Mantovani, F., 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband* 63, 173–211.
- Pinto, M. B. P., 2007. Entendimento e acurácia dos mmodelo digitais de elevação derivados de dados do SAR aerotransportado do SIPAM. Tese de Doutorado, UNB - Universidade Nacional de Brasília.
- Powell, J. W., 1875. Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution. Report.
- Prance, G. T., January-March 1979. Notes on the vegetation of Amazonia III. the terminology of amazonian forest types subject to inundation. *Brittonia* 31 (1), 23–38.
- Prescott, J. R., Hutton, J. T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term variations. *Radiation M* 23, 497–500.
- Prescott, J. R., Stephan, L. G., 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. Latitude, altitude and depth dependences. In: *Pact*. Vol. 6 17–25. pp.
- Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., Krbetschek, M., Richter, D., Spencer, J. Q., 2008. Luminescence dating: Basics, methods and applications. *Quaternary Science Journal* 57 (1-2), 95–149.
- Pupim, F. N., Sawakuchi, A. O., Cruz, F. W., Almeida, R. P., Lohmann, L. G.; Nogueira, L., Mineli, T. D., Marconato, A., Grohmann, C. H., 2016. Luminescence chronology of terra firme development in western amazonia lowlands. In: 11th New World Luminescence dating workshop.
- Quadro, M. F. L., Machado, L. H. R., Calbete, S., Batista, N. N. M., Oliveira, G. S., 1996. Climatologia de precipitação e temperatura no período de 1986 a 1996. *Climanálise* 11.

- Quirk, D. G., 1996. 'Base profile': a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. Geological Society, London, Special Publications 104 (1), 37–49.
URL <http://sp.lyellcollection.org/content/104/1/37.abstract>
- Rhodes, E. J., 2011. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. In: Jeanloz, R., Freeman, K. H. (Eds.), Annual Review of Earth and Planetary Sciences. Vol. 39 de Annual Review of Earth and Planetary Sciences. Annual Reviews 461–488, pp.
- Ribas, C. C., Aleixo, A., Nogueira, A. C. R., Miyaki, C. Y., Cracraft, J., 2011. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences 279 (1729), 681–689.
URL <http://rspb.royalsocietypublishing.org/content/early/2011/07/21/rspb.2011.1120>
- Ribeiro, O. L., Silva, C. L., Morales, N., Miranda, F. P., Almeida Filho, R., Baisel, C. H., Júnior, N. P. F., 2009. Controle tectônico na planície do Rio Solimões, região de Coari (AM), a partir de análise em imagens ópticas e dados SRTM. In: Proceedings of the 14th Brazilian Workshop of Remote Sensing 3301–3308. pp.
- Roberts, H., Wintle, A., December 2003. Luminescence sensitivity changes of polymineral fine grains during IRSL and [post-IR] OSL measurements. Radiation Measurements 37 (6), 661 – 671.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1350448703002452>
- Roberts, H. M., 2007. Assessing the effectiveness of the double-SAR protocol in isolating a luminescence signal dominated by quartz. Radiation Measurements 42 (10), 1627 – 1636.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1350448707003733>
- Roberts, H. M., 2008. The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective on the past, present and future. Boreas 37 (4), 483–507.
URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00057.x>
- Rocha, V. M., Correia, F. W. S., Fonseca, P. A. M., 2015. Reciclagem de precipitação na Amazônia: um estudo de revisão. Revista Brasileira de Meteorologia 30 (1), 59–70.
- Ross, J., 2011a. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia 6 (0), 17–29.
URL <http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/47108>
- Ross, J., 2011b. Relevo Brasileiro: uma nova proposta de classificação. Revista do Departamento de Geografia 4 (0), 25–39.
URL <http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/47094>
- Rossetti, D., Zani, H., Cohen, M., Cremon, E., 2012a. A Late Pleistocene–Holocene wetland megafan in the Brazilian Amazonia. Sedimentary Geology 282, 276 – 293, the 2011 Tohoku-oki tsunami.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0037073812002758>
- Rossetti, D. F., 2014. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. Earth-Science Reviews 139, 362 – 389.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001282521400141X>
- Rossetti, D. F., Bertani, T. C., Zani, H., Cremon, E. H., Hayakawa, E. H., 2012b. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: Implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. Geomorphology 177–178, 74 – 92.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X12003479>
- Rossetti, D. F., Cohen, M. C., Bertani, T. C., Hayakawa, E. H., Paz, J. D., Castro, D. F., Friaes, Y., 2014. Late quaternary fluvial terrace evolution in the main southern amazonian tributary. {CATENA} 116, 19 – 37.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816213003019>

- Rossetti, D. F., Toledo, P. M. d., Góes, A. M., 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research* 64 (2), 280 – 282.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589405000748>
- Rozo, M. G., Nogueira, A. C., Castro, C. S., 2014. Remote sensing-based analysis of the planform changes in the upper amazon river over the period 1986–2006. *Journal of South American Earth Sciences* 51, 28 – 44.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981113001806>
- Rozo, M. G., Nogueira, A. C. R., Truckenbrodt, W., 2012. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle amazon river. *Earth Surface Processes and Landforms* 37 (14), 1471–1488.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3249>
- Scherer, C. M. S., 2008. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. Beca, Cap. Ambientes Fluviais 102–131, pp.
- Schumm, S. A., 1977. *The Fluvial System*. John Wiley & Sons Ltd iii–iii. pp.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/gj.3350130112>
- Schumm, S. A., 1981. Evolution and responses of the fluvial system, sedimentologic implications. *SEPM (The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists) Special publication* 31, 19–29.
- Schumm, S. A., 1985. Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13 (1), 5–27.
URL <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ea.13.050185.000253>
- Schumm, S. A., Dumont, J. F., Holbrook, J. M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press.
- Sena Costa, J. B., Bemerguy, R. L., Hasui, Y., Borges, M. d. S., Ferreira Júnior, C. R. P., Bezerra, P. E. L., Costa, M. L., Fernandes, J. M. G., 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos* 4 (2), 23–44.
- Silva, C. L., Morales, N., Crósta, A. P., Costa, S. S., Jiménez-Rueda, J. R., 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: An approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (12), 693 – 711.
URL http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0001-37652007000400010&nrm=iso
- Silva, L. L., Rivetti, M., Del’Arco, J. O., Almeida, L. F. G., Dreher, A. M., Tassinari, C. C. G., 1976. Geologia. In: *Folha SC.19 Rio Branco: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Vol. 12. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM-BRASIL, Rio de Janeiro 17–116, pp.
- Sioli, H., 1991. *Amazônia: Fundamentos da Ecologia da Maior Região de Florestas Tropicais*. Vozes, Petrópolis.
- Smith, R. B., 2012. Introduction to interpreting digital RADAR images.
- Soares, E. A. A., 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios negro e solimões, amazonas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Soares, P. C., Fiori, A. P., 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Noticiário Geomorfológico* 16, 107–121.
- Souza, E., Galvão, P., Pinheiro, C., Baessa, M., e Wilker Brito, J. D., 2013. Síntese da hidrogeologia nas bacias sedimentares do Amazonas e do Solimões: Sistemas Aquíferos Içá-Solimões e Alter do Chão. *Geologia USP. Série Científica* 13 (1), 107–117.
URL <http://www.revistas.usp.br/guspsc/article/view/54085>

- Sternberg, H. O., Outubro-Dezembro 1950. Vales tectônicos na planície amazônica? *Revista Brasileira de Geografia* XII (4), 511–534.
- Stríkis, N. M., 2015. Atividade do sistema de moção sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Suguio, K., Bigarella, J. J., 1990. Ambientes fluviais, 2nd Edição. Universidade Federal de Santa Catarina.
- Tobler, W., 1987. Measuring spatial resolution. In: *Proceedings, Land Resources Information Systems Conference* 12–16. pp.
- Tricart, J. L. F., apr 1977. Tipos de Planícies Aluviais e Leitos Fluviais na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geografia* 39 (02), 1–192.
- Twidale, C. R., 2004. River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews* 67 (3–4), 159 – 218.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825204000212>
- van Breukelen, M., Vonhof, H., Hellstrom, J., Wester, W., Kroon, D., 2008. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters* 275 (1–2), 54 – 60.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X08005190>
- Wanderley Filho, J. R., Eiras, J. F., Vaz, P. T., 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15 (2), 217–225.
- Wanderley Filho, J. R., Travassos, W. A. S., Alves, D. B., 2006. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas - herói ou vilão? *Boletim de Geociências da Petrobrás* 14 (1), 177–184.
- Wesselingh, F., Salo, J., 2006. A Miocene perspective on the evolution of the Amazonian biota. *Scripta Geologica* 133, 439–458.
URL <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-33845504668&partnerID=40&md5=03e9a279627d494f22df8157640ba53b>
- Wilson, J. P., Gallant, J. C., 2000. *Terrain Analysis: Principles and Applications*. John Wiley & Sons.
- Wintle, A. G., April 2008a. Fifty years of luminescence dating. *Archaeometry* 50 (2), 276–312.
URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1475-4754.2008.00392.x>
- Wintle, A. G., November 2008b. Luminescence dating: where it has been and where it is going. *Boreas* 37 (4), 471–482.
URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00059.x>
- Xu, H., 2006. Modification of normalised difference water index (ndwi) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing* 27 (14), 3025–3033.

Apêndice - Dados de Datação

Tabela 1. Sumário das idades de luminescência e dados relacionados

Amostra	Cod. Lab.	Grão	Granulometria (µm)	Idade CAM (a)	Erro CAM (a)	Dose Equiv. CAM (Gy)	Dispersão (%)	Taxa de dose Total (Gy/ka)	Núm. Alíquotas
ALC 29A	L0513	Areia	63-125	1157	91	2,7 ± 0,1	17,00	2,33 ± 0,16	23
ALC 29B	L0514	Areia	63-125	3213	256	7,2 ± 0,3	13,20	2,24 ± 0,15	16
ALC 29C	L0515	Silte	4-11	2914	182	7,4 ± 0,2	3,70	2,54 ± 0,26	22
ALC 30A	L0516	Areia	63-125	2186	168	5 ± 0,1	11,50	2,29 ± 0,17	22
ALC 30B	L0517	Silte	4-11	2749	167	7,5 ± 0,1	0,00	2,73 ± 0,29	23
ALC 30C	L0518	Areia	63-125	3944	261	8,2 ± 0,1	3,90	2,08 ± 0,14	24
ALC 31A	L0519	Areia	63-125	284	45	0,7 ± 0,1	38,00	2,47 ± 0,17	5
ALC 31B	L0520	Areia	63-125	657	98	1,5 ± 0,2	50,08	2,28 ± 0,15	12
ALC 41A	L0521	Areia	63-125	2188	158	4,7 ± 0,1	6,30	2,15 ± 0,15	23
ALC 41B	L0522	Silte	4-11	4319	248	10,5 ± 0,2	5,40	2,43 ± 0,25	21
ALC 41C	L0523	Silte	4-11	6755	416	15,5 ± 0,4	0,00	2,29 ± 0,24	18
ALC 42A	L0524	Areia	63-125	520	57	1,1 ± 0,1	34,60	2,11 ± 0,13	15
ALC 42B	L0525	Silte	4-11	4907	322	11,4 ± 0,4	0,00	2,32 ± 0,25	8
ALC 42C	L0526	Areia	63-125	6420	479	13,5 ± 0,5	17,50	2,1 ± 0,14	22
ALC 43A	L0527	Areia	63-125	1095	88	2,1 ± 0,1	17,10	1,92 ± 0,12	20
ALC 43B	L0528	Areia	63-125	7273	502	13,6 ± 0,3	11,10	1,87 ± 0,12	24
ALC 43C	L0529	Areia	63-125	7310	531	14,7 ± 0,5	14,70	2,01 ± 0,13	20

Tabela 2. Sumário das atividades dos radionuclídeos principais, saturação de água e taxa de dose das amostras

Amostra	Cod. Lab	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	⁴⁰ K (%)	Taxa de dose (Gy/Ka)					Conteúdo de água
					Gama	Beta	Alfa	Cósmica	Total	
ALC 29A	L0513	2,37 ± 0,05	9,92 ± 0,22	1,35 ± 0,04	0,90	1,30	0,00	0,14	2,33 ± 0,16	18%
ALC 29B	L0514	2,49 ± 0,09	11,44 ± 0,36	1,25 ± 0,05	0,91	1,22	0,00	0,11	2,24 ± 0,15	22%
ALC 29C	L0515	2,62 ± 0,10	11,73 ± 0,37	1,40 ± 0,06	0,88	1,21	0,36	0,08	2,54 ± 0,26	32%
ALC 30A	L0516	2,11 ± 0,08	8,90 ± 0,29	1,22 ± 0,05	0,86	1,25	0,00	0,17	2,29 ± 0,17	11%
ALC 30B	L0517	2,52 ± 0,09	12,28 ± 0,38	1,35 ± 0,06	0,95	1,28	0,40	0,11	2,73 ± 0,29	24%
ALC 30C	L0518	2,41 ± 0,09	10,70 ± 0,34	1,34 ± 0,06	0,84	1,17	0,00	0,07	2,08 ± 0,14	29%
ALC 31A	L0519	2,34 ± 0,09	10,21 ± 0,33	1,40 ± 0,06	0,93	1,35	0,00	0,18	2,47 ± 0,17	16%
ALC 31B	L0520	2,44 ± 0,09	10,23 ± 0,33	1,39 ± 0,06	0,88	1,27	0,00	0,13	2,28 ± 0,15	22%
ALC 41A	L0521	2,15 ± 0,08	9,11 ± 0,30	1,18 ± 0,05	0,81	1,16	0,00	0,17	2,15 ± 0,15	17%
ALC 41B	L0522	2,59 ± 0,10	11,99 ± 0,38	1,33 ± 0,06	0,85	1,14	0,35	0,08	2,43 ± 0,25	35%
ALC 41C	L0523	2,37 ± 0,09	10,59 ± 0,34	1,33 ± 0,06	0,80	1,11	0,32	0,06	2,29 ± 0,24	34%
ALC 42A	L0524	2,48 ± 0,09	9,57 ± 0,32	1,36 ± 0,06	0,80	1,15	0,00	0,17	2,11 ± 0,13	31%
ALC 42B	L0525	2,59 ± 0,10	11,30 ± 0,35	1,07 ± 0,05	0,82	1,04	0,36	0,10	2,32 ± 0,25	30%
ALC 42C	L0526	2,50 ± 0,09	10,67 ± 0,34	1,36 ± 0,06	0,85	1,19	0,00	0,07	2,1 ± 0,14	29%
ALC 43A	L0527	1,89 ± 0,07	7,61 ± 0,25	1,20 ± 0,05	0,69	1,04	0,00	0,18	1,92 ± 0,12	24%
ALC 43B	L0528	2,07 ± 0,08	8,45 ± 0,28	1,16 ± 0,05	0,72	1,03	0,00	0,12	1,87 ± 0,12	25%
ALC 43C	L0529	2,40 ± 0,09	10,10 ± 0,32	1,24 ± 0,05	0,80	1,11	0,00	0,10	2,01 ± 0,13	28%

Tabela 3. Resultados dos testes que acompanham o Protocolo SAR

Amostra	Cod. Lab.	Reciclagem (R6/R1) média	Reciclagem (R6/R1) desvio padrão	Teste de feldspato (R7/R1) média	Teste de feldspato (R7/R1) desvio padrão	Recuperação média	Recuperação desvio padrão
ALC 29A	L0513	0,97	0,07	0,97	0,07	0,93	0,57
ALC 29B	L0514	0,96	0,06	0,97	0,05	0,43	0,35
ALC 29C	L0515	1,00	0,08			-1,04	1,44
ALC 30A	L0516	0,96	0,05	0,96	0,05	0,75	0,32
ALC 30B	L0517	1,02	0,07			-1,56	1,17
ALC 30C	L0518	0,96	0,03	0,97	0,02	0,42	0,11
ALC 31A	L0519	1,02	0,10	1,02	0,16	2,61	1,97
ALC 31B	L0520	0,97	0,08	0,99	0,08	3,09	2,13
ALC 41A	L0521	0,97	0,05	0,97	0,05	0,59	0,17
ALC 41B	L0522	0,97	0,08			-1,48	0,88
ALC 41C	L0523	1,01	0,09			-0,52	0,45
ALC 42A	L0524	0,93	0,06	0,94	0,05	2,66	1,47
ALC 42B	L0525	1,04	0,14			-1,67	1,35
ALC 42C	L0526	0,98	0,03	0,98	0,03	0,37	0,20
ALC 43A	L0527	0,92	0,06	0,94	0,06	1,27	1,09
ALC 43B	L0528	0,99	0,04	0,99	0,04	0,44	0,23
ALC 43C	L0529	0,97	0,05	0,97	0,04	0,27	0,29

Tabela 4. Localização, altitude e profundidade das amostras

Amostra	Cod. Lab.	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Profundidade (m)
ALC 29A	L0513	-3,266396	-64,734145	37	2,5
ALC 29B	L0514	-3,266396	-64,734145	37	5,0
ALC 29C	L0515	-3,266396	-64,734145	37	7,5
ALC 30A	L0516	-3,313861	-64,688042	34	1,0
ALC 30B	L0517	-3,313861	-64,688042	34	5,0
ALC 30C	L0518	-3,313861	-64,688042	34	9,0
ALC 31A	L0519	-3,374942	-64,64868	32	0,5
ALC 31B	L0520	-3,374942	-64,64868	32	3,5
ALC 41A	L0521	-3,996253	-63,157999	30	1,0
ALC 41B	L0522	-3,996253	-63,157999	30	7,0
ALC 41C	L0523	-3,996253	-63,157999	30	10,0
ALC 42A	L0524	-4,072629	-63,138139	24	1,3
ALC 42B	L0525	-4,072629	-63,138139	24	5,3
ALC 42C	L0526	-4,072629	-63,138139	24	8,9
ALC 43A	L0527	-4,022638	-63,157952	27	0,5
ALC 43B	L0528	-4,022638	-63,157952	27	4,0
ALC 43C	L0529	-4,022638	-63,157952	27	5,5