



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.05.13.53-TDI

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DO SISTEMA
FLUVIAL DO RIO DEMINI (AMAZÔNIA
SETENTRIONAL) COM BASE EM SENSORIAMENTO
REMOTO**

Édipo Henrique Cremon

Dissertação de Mestardo do Curso
de Pós-Graduação em Sensoria-
mento Remoto, orientada pela Dra.
Dilce de Fátima Rossetti, aprovada
em 30 de março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BFENA5>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.05.13.53-TDI

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DO SISTEMA
FLUVIAL DO RIO DEMINI (AMAZÔNIA
SETENTRIONAL) COM BASE EM SENSORIAMENTO
REMOTO**

Édipo Henrique Cremon

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Sensoria-
mento Remoto, orientada pela Dra.
Dilce de Fátima Rossetti, aprovada
em 30 de março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BFENA5>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

C863c Cremon, Édipo Henrique.
Caracterização morfológica do sistema fluvial do Rio Demini (Amazônia Setentrional) com base em sensoriamento remoto / Édipo Henrique Cremon. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xxiv + 141 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.05.13.53-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.
Orientadora : Dra. Dilce de Fátima Rossetti.

1. megaleque. 2. Demini. 3. Amazônia. 4. Multissensores. I.Título.

CDU 551.43

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Sensoriamento Remoto

Dr. Camilo Daleles Rennó



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Dilce de Fátima Rossetti



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Yosio Edemir Shimabukuro



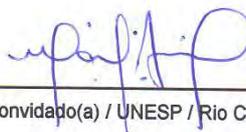
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Edvard Elias Souza Filho



Convidado(a) / UEM / Maringá - PR

Dr. Mário Luis Assine



Convidado(a) / UNESP / Rio Claro - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

Aluno (a): Edipo Henrique Cremon

São José dos Campos, 30 de março de 2012

“Se tiver o hábito de fazer as coisas com alegria, raramente encontrará situações difíceis”.

Robert Stephenson Smyth Baden-Powell

Aos geomorfólogos e quaternaristas sérios, competentes e honestos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha orientadora, Dilce de Fátima Rossetti, pela capacidade em saber conduzir uma orientação, paciência, apoio e profissionalismo durante esses dois anos.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) por toda infraestrutura e corpo docente que possibilitou substancial aprendizado.

À CAPES pela concessão de bolsa de mestrado e a FAPESP pelo financiamento do projeto #2010/09484-2.

Ao Hiran Zani, grande amigo e ‘irmão’ que em muito contribuiu durante o desenvolvimento deste trabalho nas discussões de sensoriamento remoto, Amazônia e megaleques.

À Fabiana Cristina Meira pelo apoio antes e durante o mestrado.

Aos amigos e professores Camilo Daleles Rennó, Clódis Andrades Filho, Edgardo Latrubesse, Edvard Elias Souza Filho, Ericson Hayakawa, Márcio de Morisson Valeriano, Otávio Montanher e Thiago Bertani pelas sugestões e críticas.

Aos inúmeros colegas/amigos do meio acadêmico do INPE e da UEM que ajudaram indiretamente no desenvolvimento desta dissertação e nos momentos de descontração (melhor não nomeá-los, pois uma página seria pouco e posso ser injusto e esquecer alguém).

Aos meus amigos da “Irmandade” de Araçatuba pela parceria de sempre!

Para finalizar, à minha família, em nome de Simone Dias Corrêa Cremon e Valdir Cremon, meus pais, que sempre fizeram o possível para que eu atingisse meus objetivos.

RESUMO

Megaleques consistem em feições geomorfológicas deposicionais de ampla distribuição areal ($> 10^3 \text{ km}^2$), características de regiões de baixa declividade ($< 0,1^\circ$) e que apresentam padrão de drenagem tipicamente distributário. De grande impacto na dinâmica de áreas alagadas e no estabelecimento da fitofisionomia, esses sistemas deposicionais tem sido registrados geralmente em áreas tectonicamente instáveis. A bacia amazônica é tipicamente dominada por drenagem tributária. Entretanto, um fato intrigante é que o interflúvio entre os rios Negro e Branco apresenta paleomorfologia sugestiva de megaleque na região dominada pelo sistema fluvial do rio Demini. Este trabalho teve por objetivo demonstrar a ocorrência desse possível megaleque com base em dados de sensoriamento remoto, além de analisar sua relação com atividades neotectônicas e verificar suas possíveis relações com áreas alagadas e distribuição florística associada. Para isso, o trabalho baseou-se na caracterização topográfica regional, dada pela análise de superfície de tendência derivada do modelo digital de elevação (MDE) da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), análise morfológica dada por produtos de hidroperíodo, variabilidade de áreas alagadas obtida de séries históricas TM/Landsat-5, e interpretação visual dessas imagens. Um mapa de fitofisionomia foi elaborado com base na integração de produtos ópticos (TM/Landsat) e SAR (PALSAR), com auxílio de técnica de mineração de dados e classificação por árvore de decisão. Foram interpretadas anomalias e extraídos lineamentos morfoestruturais com base na rede de drenagem e morfologia da paisagem, esta última dada pela fusão de imagem TM/Landsat e PALSAR e pelo uso de esquema de paleta de cores no MDE-SRTM. Os resultados obtidos demonstraram que a área de estudo possui padrão regional topográfico com isolinhas concêntricas que se distribuem radialmente de N-S, em declividade de $0,008^\circ$. Feição marcante dessa área é a presença de cinturões alongados e sinuosos que formam trama ramificada em padrão distributário, que foram interpretados como paleocanais. Essas características não deixam dúvidas de que a área de estudo registra sistema deposicional do tipo megaleque, formado pelo rio Demini. Em análise regional, o hidroperíodo e a variabilidade de áreas alagadas demonstraram que as áreas mais susceptíveis à inundação variam de oeste para leste. Já a fitofisionomia ($Kappa=0,93$) não ocorre aleatoriamente. Florestas alagadas predominam próximo aos cursos fluviais recentes, enquanto vegetação arbórea (floresta de terra firme e campinarana arborizada) colonizam áreas de paleocanais rodeados por campinaranas gramíneo-lenhosas. A análise morfoestrutural revelou que o megaleque Demini possui gênese relacionada com reativações tectônicas, o que foi sugerido pela presença de várias anomalias morfoestruturais e direção preferencial dos lineamentos NW-SE e NNE-SSW/NE-SW, compatíveis com estruturas tectônicas regionais.

MORPHOLOGICAL CHARACTERIZATION OF DEMINI FLUVIAL SYSTEM (NORTHERN AMAZONIA) BASED ON REMOTE SENSING

ABSTRACT

Megafan depositional system consists of depositional landforms of wide geographic distribution ($> 10^3$ km²) characteristic from regions of low relief ($< 0.1^\circ$) and that presents drainage pattern typically distributary. These depositional systems are of great impact in wetland dynamics and phytophysionomy establishment, occurring in tectonically unsteady areas. The Amazonia basin is typically dominated by tributary drainage. However, an intriguing fact is that the interfluvium of the Negro and Branco Rivers displays a paleomorphology suggestive of a megafan close to Demini River. This work had the goal demonstrate the occurrence of this possible megafan with basis on remote sensing data, analyze its relationship with neotectonic activities, and verify their possible relationship with wetlands and with the associated floristic distribution. To approach this goal, the work was based on regional topographic characterization consisting of trend surface analysis derived from the digital elevation model (DEM) of the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), morphological analysis provided by the hydroperiod product, wetland variability obtained from historical serial data based on TM/Landsat-5, and visual interpretation of these images. A phytophysionomic map was based on the integration of optical (TM/Landsat) and SAR (PALSAR) products, with the aid of technics consisting of data mining and decision tree classification. Anomalies were interpreted and morphostructural lineaments were extracted based on drainage network and landscape morphology, the latter provided by both fusion of TM/Landsat and PALSAR; and use of color palette scheme applied to SRTM-DEM. The results showed that the study area has regional topographic pattern with concentric contour lines that are distributed radially from north to south, with a slope of 0.008° . Remarkable features in this area are elongated and sinuous belts that define a branched network with a distributive pattern, which were related to paleochannels. These characteristics leave no doubts that the study area records a megafan depositional system formed by the Demini River. In a regional analysis, the hydroperiod and the wetland variability revealed that the areas most suitable of flooding vary from west to east. The phytophysionomies (Kappa = 0.93) do not occur randomly. Flooded forests dominate near modern river courses, while arboreous vegetation (terra firme forest and woody campinarana) colonizes paleochannel areas surrounded by grassy/woody campinarana vegetation. Morphostructural analysis revealed that the genesis of the Demini megafan is related to tectonic reactivations, which was suggested by the presence of several morphostructural anomalies and by lineaments preferential with NW-SE and NNE-SSW/NE-SW trending directions, compatible with regional tectonic structures.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 4.1 - Localização da área de estudo no interflúvio dos rios Negro e Branco. Imagem GeoCover (R7G4B2). Observar que a área de estudo contém ampla feição triangular imposta por vegetação aberta e áreas alagadas (cores rosas e preto) em contraste brusco com floresta (cor verde) do entorno.....	7
Figura 4.2 - Arcabouço geológico da área de estudo, localizada ao norte da porção ocidental da Bacia do Solimões, onde se localiza a sub-bacia do Pantanal Setentrional. 1-3= arcos estruturais de– Iquitos (1), – Purus (2) e Monte Alegre (3).....	9
Figura 4.3 - Bacia de drenagem do rio Demini sobre o escudo das Guianas que serviu de área fonte para a deposição do suposto megaleque. ...	12
Figura 4.4 - Dados mensais de cota hidrométrica e precipitação acumulada da estação de Porto Ajuricaba no rio Demini. A linha azul liga as cotas médias mensais.....	15
Figura 4.5 - Frequência acumulada de vazão do rio Demini na estação Posto Ajuricaba.	16
Figura 5.1 - Tipos de sistema fluvial, com relação à rede de drenagem a) Tributário. b) Distributário.	17
Figura 5.2 - Características morfológicas, em planta, de leque aluvial, com seus perfis longitudinal (A-A') e transversal (B-B')	18
Figura 5.3 - Classificação de leques aluviais.....	20
Figura 5.4 - Relação entre suprimento sedimentar, gradiente e vazão na determinação de padrões de drenagem de sistemas fluviais distributários.	21
Figura 5.5 - Classificação de leques adaptada de Harvey (2002).	22
Figura 5.6 - Representação da bacia de drenagem e espaço de acomodação que condicionam o desenvolvimento de leques aluviais.	23
Figura 5.7 - Modelo esquemático de como o nível de base pode influenciar nos processos sedimentares e erosivos em leques aluviais	25
Figura 5.8 - Processo de avulsão em um curso fluvial.	26
Figura 5.9 - Modelo de sedimentação em leques aluviais. a) incisão e entrincheiramento da zona proximal e início da deposição na zona distal; b) preenchimento sedimentar do canal à montante e progradação sedimentar para jusante; c) preenchimento do canal e aumento da rede distributária; d) abandono do lobo primário com incisão à montante do novo canal e deposição na zona distal; e-f) progradação sedimentar, aumento da rede distributária e formação de novo lobo deposicional.	27
Figura 5.10 - Fases glaciais/interglaciais a partir do Pleistoceno Tardio.	30

Figura 5.11 - Distribuição de terrenos quaternários (cor cinza) na Amazônia Legal brasileira.	32
Figura 5.12 - Principais estruturas tectônicas (a) e modelo tectônico meio-graben associado a falhas antitéticas ao longo do médio rio Negro (b).	37
Figura 6.1 - Quadrantes correspondentes aos produtos orbitais utilizados na presente pesquisa. O MDE-SRTM, por ser um dado contínuo para a área de estudo, não está representado. A imagem de fundo é o Mosaico GeoCover (R7G4B2).	52
Figura 6.2 - Fluxograma dos procedimentos utilizados para a análise de superfície de tendência na área de estudo e os respectivos aplicativos em cada etapa.	56
Figura 6.3 - Fluxograma dos procedimentos necessários para a obtenção do mapa de hidroperíodo.	58
Figura 6.4 - Operações aritméticas sobre imagens classificadas visando obtenção do hidroperíodo.	58
Figura 6.5 - Fluxograma dos procedimentos utilizados para a obtenção do produto de variabilidade de áreas alagadas.	60
Figura 6.6 - Classes fitofisionômicas definidas para a área de estudo. Composição colorida das imagens de satellite RGB (HH, HV, B5).	61
Figura 6.7 - Árvore de decisão hipotética mostrando como os nós, a partir de atributos, são definidos em classes através de um conjunto de regras hierárquicas.	62
Figura 6.8 - Procedimentos utilizados na elaboração do mapa de fitofisionomia.	65
Figura 6.9 - Fluxograma dos procedimentos utilizados para a fusão da imagem óptica com a SAR.	67
Figura 7.1 - Modelos gerados com a análise de superfície de tendência. a) Distribuição dos 1200 pontos aleatórios; b a f) superfícies de tendência obtidas por regressões polinomiais de primeiro (b), segundo (c), terceiro (d), quarto (e) e quinto (f) graus. As isolinhas correspondem a curvas de nível topográficas modeladas pelas regressões, com espaçamento de 0,5 m.	72
Figura 7.2 - Ajuste da superfície de tendência conforme aumento do grau da regressão polinomial.	74
Figura 7.3 - Gráfico das imagens TM/Landsat utilizadas de acordo com o nível hidrométrico do rio Demini na estação Posto Ajuricaba. As cores de fundo (laranja, verde e azul) representam períodos de seca, vazante e cheia, respectivamente.	75
Figura 7.4 - Relação entre área alagada e o nível hidrométrico do rio Demini.	75
Figura 7.5 - Mapa de hidroperíodo mostrando a frequência de inundação na área de estudo; a) visão geral da área de estudo; b) detalhe de	

áreas não inundadas alongadas que se bifurcam de norte para sul.	76
Figura 7.6 - Mapa de hidroperíodo com a delimitação dos setores homogêneos interpretados (1-5= setores que compõem a área de estudo de acordo com o aumento da frequência de inundação, sendo 1 o menos e 5 o mais inundado).	78
Figura 7.7 - Gráfico das imagens TM/Landsat de acordo com o nível hidrométrico do rio Demini na estação Posto Ajuricaba, utilizadas na caracterização da variabilidade de áreas alagadas. As cores de fundo (rosa, verde e azul) representam períodos de seca, vazante e cheia, respectivamente.....	79
Figura 7.8 - Imagem CP-2 (adimensional) em ND extraída de imagens fração água.	80
Figura 7.9 - Distribuição dos valores de variabilidade de áreas alagadas para toda a área de estudo (a) e em detalhe, mostrando valores de alta variabilidade na margem esquerda do rio Demini (b). (Cor branca=áreas sem variação). Notar distribuição não aleatória dos valores, que ocorrem de forma a delimitar setores alongados e estreitos, por vezes bifurcantes, representados tanto por valores de maior, quanto de menor variabilidade.	81
Figura 7.10 - Classes de vegetação derivadas das imagens TM/Landsat do período de seca e das imagens PALSAR . C. Arb.=Campinarana arbórea; C. Gl.= Campinarana gramíneo-lenhosa; Fl. T.F.=Floresta de Terra Firme; Fl. Al.=Floresta Alagada.....	82
Figura 7.11 - Árvore de decisão geradas pelo algoritmo C4.5 a partir das instâncias de treinamento.....	83
Figura 7.12 - Mapa de fitofisionomia para toda a área de estudo (a) e em detalhe (b) observar limites bruscos, retilíneos e, por vezes, ortogonais entre as classes de floresta de terra firme e de campinarana. Notar, em particular, que esses contrastes definem duas feições geométricas aproximadamente retangulares na margem direita e esquerda do rio Demini (linhas pretas=limites florísticos bruscos que definem feição triangular ou cônica para a áreas de maior ocorrência das classes de campinaranas.....	84
Figura 7.13 - Imagem TM/Landsat 5 de 26/10/2009, com composição colorida R4G7B3 (quadros=localizações das figuras 7.13a-i).....	87
Figura 7.14 - Detalhes dos cinturões alongados observados sobre a geometria triangular em estudo comparado-se os diferentes produtos analisados. (ver localização na figura 7.12). Notar natureza ramificada, com bifurcações nos sentidos SSE ou SW (a-i).....	89
Figura 7.15 - Detalhe para imagem fusionada a partir dos dados TM e PALSAR em a). Em b) drenagem do MMA e a editada sobreposta a imagem. Notar em b traços de drenagem em vermelho, correspondentes ao traçado original do MMA, e em amarelo,	

	correspondentes aos novos segmentos incorporados à base cartográfica original.	90
Figura 7.16	- Rede de drenagem. a) Rede de drenagem do polígono estudado com três representações detalhadas de: b) trecho do rio Demini com típico padrão de canal meandrante e presença de tributários; c) e d) padrão de drenagem amorfo na parte sul do polígono estudado, com canais se interconectando.	92
Figura 7.17	- Mapa de densidade de drenagem do polígono estudado.	93
Figura 7.18	- Distribuição espacial dos lineamentos morfoestruturais, com indicação dos dois compartimentos discutidos no texto.	94
Figura 7.19	- Direcionamentos dos lineamentos morfoestruturais derivados da área de estudo e da área de ocorrência do embasamento cristalino adjacente, a noroeste, este extraída da base cartográfica do IBGE. Em todos os casos, os dados são apresentados em frequência e comprimento absoluto. Notar que os dados para a área de estudo são apresentados de forma diferenciada com base nos lineamentos morfoestruturais extraídos da rede de drenagem, dos elementos de relevo (morfologia), e com os dois produtos combinados (NL=número de lineamentos; CT=comprimento total).	96
Figura 7.20	- Mapa de densidade de lineamentos.	98
Figura 7.21	- Frequência e comprimento absoluto dos lineamentos extraídos no polígono estudado para os compartimento I e II, baseados na rede de drenagem, morfologia e soma dos dois. NL=número de lineamentos e CT=comprimento total.	100
Figura 7.22	- Evidências de anomalias morfoestruturais na área de estudo e arredores; a) localização do quadrante com cinco exemplos; b) Deslocamento de mancha de vegetação aberta a NE. Imagem GeoCover Landsat, composição colorida R7G4B2.	101
Figura 7.23	- Anomalias morfoestruturais. a) Mudança abrupta na drenagem do rio Araçá em 90° (circulo branco) e lineamentos morfoestruturais (cor branca) em contatos bruscos em áreas mais altas (florestada) e baixa (campinarana) indicam feições ortogonais; b) contato entre o embasamento cristalino e a bacia sedimentar, onde expressivo lineamento foi mapeado pelo IBGE (2005, 2010) com orientação NE-SW. MDE-SRTM com aplicação de esquema de cores.	102
Figura 7.24	- Geometrias ortogonais dos lineamentos. a) lineamentos morfoestruturais que formam feições ortogonais na área de estudo; as setas brancas indicam anomalias de drenagem (imagem GeoCover Landsat, composição colorida R7G4B2); b) as setas brancas indicam expressivos lineamentos morfoestruturais em NNE-SSW e NW-SE (MDE-SRTM com esquema de paleta de cores).	103

Figura 8.1 - Megaleque Demini com isolinhas topográficas dada pela superfície de tendência (terceiro grau polinomial) e orientação geral dos paleocanais.	113
Figura 8.2 - Modelo evolutivo tectono-sedimentar e fitofisionômico para o megaleque Demini durante o Quaternário Tardio. Com a subsidência da bacia sedimentar (estágio 1), a área passou a ser mais alagada e propiciou o desenvolvimento da campinarana e formação do megaleque com os lobos deposicionais (estágios de 2 a 6), com a floresta alagada se restringindo às drenagens atuais (estágio 7).....	122

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 - Classificações geomorfológicas para a área de estudo.	11
Tabela 5.1 - Variáveis dos condicionantes necessários para a formação de leques aluviais.	24
Tabela 5.2. Características dos satélites Landsat.	38
Tabela 5.3 - Faixas espectrais dos sensores TM e ETM+ e respectivas resoluções espaciais de suas bandas no espectro óptico.	39
Tabela 5.4. Comparação entre versões de MDE-SRTM.	41
Tabela 5.5 – Trabalhos com aplicações de sensores remotos em megaleques.	49
Tabela 6.1 – Características das imagens TM e PALSAR selecionadas para o presente estudo.	53
Tabela 6.2 - Equações polinomiais utilizadas na análise de superfície de tendência de acordo com o grau do polinômio.	55
Tabela 6.3 - Valores do fator de calibração (CF) do sensor PALSAR, modo FBD (34.3°).	63
Tabela 7.1 - ANOVA para a significância das superfícies de tendência e o incremento do grau polinomial.	73
Tabela 7.2 – Matriz de confusão da classificação do mapa de fitofisionomia. .	86

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 HIPÓTESES	3
3 OBJETIVOS	5
4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	7
4.1. Localização	7
4.2. Contexto geológico.....	8
4.3. Contexto geomorfológico	10
4.4. Fitofisionomia	13
4.5. Clima e hidrologia.....	13
5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	17
5.1. Sistemas de leques aluviais	17
5.1.1. Megaleques	28
5.2. O registro Quaternário no norte da Amazônia.....	29
5.2.1. Evidências paleoambientais	33
5.2.2. Evidências neotectônicas	36
5.3. Sensoriamento Remoto.....	37
5.3.1. Landsat	37
5.3.2. SRTM.....	40
5.3.3. PALSAR/ALOS	43
5.3.4. Integração de dados em Sensoriamento Remoto.....	44
5.3.5. Sensoriamento Remoto aplicado a megaleques.....	46
6 MATERIAIS E MÉTODOS.....	51
6.1. Materiais.....	51
6.2. Métodos	54
6.2.1. Pré-processamentos.....	54
6.2.2. Análise de Superfície de Tendência	54

6.2.3.	Hidroperíodo	57
6.2.4.	Variabilidade das áreas alagadas.....	59
6.2.5.	Mapa de fitofisionomia	60
6.2.6.	Interpretação visual de imagens ópticas TM/Landsat.....	65
6.2.7.	Extração da rede de drenagem	65
6.2.8.	Extração de lineamentos morfoestruturais	67
7	RESULTADOS	71
7.1.	Análise de Superfície de Tendência.....	71
7.2.	Frequência de Inundação.....	74
7.3.	Variabilidade de Áreas Alagadas	79
7.4.	Mapa de fitofisionomia	82
7.5.	Análise visual de imagens ópticas TM	86
7.6.	Caracterização da rede de drenagem.....	90
7.7.	Análise Morfoestrutural	93
7.7.1.	Exemplos de anomalias morfoestruturais.....	101
8	DISCUSSÃO	105
8.1.	Eficiências dos produtos de Sensoriamento Remoto.....	105
8.2.	Sistema deposicional	108
8.2.1.	Extensão do sistema de megaleque.....	112
8.2.2.	Classificação do megaleque	114
8.3.	Gênese e evolução do megaleque.....	115
9	CONCLUSÕES	123
	REFERÊNCIAS	125

1 INTRODUÇÃO

Megaleques consistem em feições geomorfológicas deposicionais de ampla distribuição areal (i.e., de 10^3 a 10^5 km²) (DeCELLES; CAVAZZA, 1999), de geometria cônica ou triangular em planta e formada por padrão de drenagem distributário. A morfologia de megaleques é produto da combinação de fluxos canalizados e fluxos desconfinados em regiões de baixa declividade ($< 0,1^\circ$). De grande impacto na dinâmica de áreas alagadas e no estabelecimento da fitofisionomia, estes sistemas deposicionais têm sido mais comumente registrados em áreas tectonicamente instáveis (HORTON; DeCELLES, 2001), onde subsidência gera espaço para acomodar grandes volumes de sedimentos.

Análise preliminar de modelo digital de elevação derivados do *Shuttle Radar Topography Mission*–SRTM sugere várias feições cônicas de grandes dimensões na América do Sul que foram relacionadas à megaleques modernos e quaternários (WILKINSON et al., 2010). Estes autores sugeriram a presença dessas feições também no interflúvio dos rios Negro e Branco no norte da Amazônia, na região do rio Demini, as quais permanecem ainda por serem caracterizadas. Estudo recente caracteriza um desses megaleques quaternários no Parque Nacional do Viruá, centro-sul do Estado de Roraima (ZANI; ROSSETTI, no prelo).

Megaleques tem sido tema de debates científicos, porém sua caracterização, tanto relativo à sua morfologia, quanto aos seus aspectos sedimentológico-estratigráficos permanecem por ser melhor detalhadas (NICHOLS; FISHER, 2007; NORTH; WARWICK, 2007). Embora não exclusivos (p.e. ASSINE; SOARES, 2004; ASSINE, 2005), megaleques tem sido mais frequentemente documentados em áreas de climas áridos (IRIONDO et al., 2000; SHUKLA et al., 2001; BLECHSCHMIDT et al., 2009; ARZANI, 2012) e sujeitas a instabilidade tectônica (DeCELLES; CAVAZZA, 1999; HORTON; DeCELLES,

2001; LEIER et al., 2005). Portanto, a caracterização de sistemas de megaleques na região amazônica é de interesse em estudos de reconstituições paleoambientais, paleoclimáticas e tectônicas.

Como a maioria dos megaleques descritos na literatura internacional (p.e. GUMBRICHT et al., 2005; LEIER et al., 2005; SINHA, 2009; BERNAL et al., 2010; HARTLEY et al., 2010), a existência dos megaleques sugeridos para a região Amazônica é passível de comprovação com uso de sensores remoto. Estes produtos proporcionam visão sinóptica dentro do espectro eletromagnético, facilitando a caracterização de sistemas deposicionais de mega-escala.

A maioria dos trabalhos acima listados que aplicaram sensoriamento remoto no reconhecimento de megaleques fez uso de dados ópticos. Entretanto, há potencial de ampliar esses estudos com o uso de outros sensores que permitam a obtenção de dados em outras regiões do espectro eletromagnético.

Além da caracterização de morfologias atuais, este tipo de recurso auxilia no reconhecimento de paleomorfologias (i.e. paleoformas) representativas de ambientes físicos que se tornaram abandonados anteriormente ao desenvolvimento da paisagem atual. O registro de modificações de feições geomorfológicas ao longo do tempo pode ser de grande contribuição para se reconstituir variações ambientais em um passado relativamente recente da Amazônia.

2 HIPÓTESES

- 1- Morfologias triangulares reconhecidas no interflúvio dos rios Negro e Branco, na região do rio Demini, foram produzidas por sistema deposicional do tipo megaleque;
- 2- O desenvolvimento do megaleque ocorreu em áreas de subsidência tectônica;
- 3- Contrastes entre tipos de vegetação e de frequência de inundação podem ser utilizados para demarcar o sistema deposicional de megaleque.

3 OBJETIVOS

O presente estudo tem por objetivo geral demonstrar e analisar a ocorrência de um megaleque no interflúvio dos rios Negro e Branco, norte da Amazônia, região do rio Demini, com base na caracterização morfológica a partir de multissensores e técnicas de sensoriamento remoto.

Objetivos específicos incluem:

- a) Verificar se há relação entre a frequência de inundação e sua variabilidade temporal com possíveis sub-ambientes deposicionais
- b) Caracterizar a fitofisionomia e verificar sua relação com morfologias representativas de ambientes sedimentares atuais e pretéritos;
- c) Identificar elementos morfoestruturais que possam ser utilizados para testar hipótese de controle tectônico na área de estudo e suas implicações no arcabouço do sistema deposicional.
- d) Elaborar um modelo evolutivo de cronologia relativa.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1. Localização

A área de estudo está localizada na divisa política entre os estados do Amazonas (AM) e Roraima (RR), interflúvio do médio curso do rio Negro com o rio Branco, norte da Amazônia (Figura 4.1). Os principais cursos fluviais que drenam a região incluem os rios Demini (ou Demene), Xeriuini e Araçá. O centro urbano mais próximo é a cidade de Barcelos (AM), localizada às margens do rio Negro.

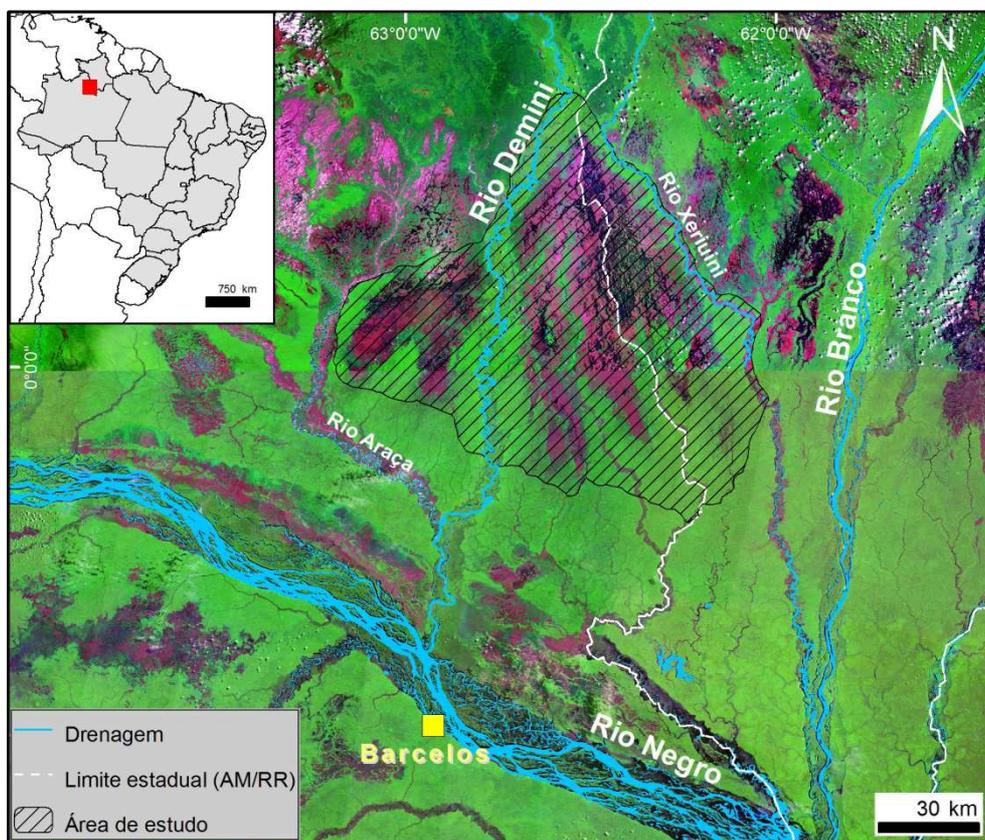


Figura 4.1 - Localização da área de estudo no interflúvio dos rios Negro e Branco. Imagem GeoCover (R7G4B2). Observar que a área de estudo contém ampla feição triangular imposta por vegetação aberta e áreas alagadas (cores rosas e preto) em contraste brusco com floresta (cor verde) do entorno.

As grandes manchas de vegetação aberta ao lado das margens esquerda e direita do rio Demini apresentam morfologia triangular, claramente perceptíveis em produtos de sensoriamento remoto e constituem objeto deste estudo (Figura 4.1). Esta área é ainda livre de intervenções antrópicas, sem acesso por vias terrestres, por navegação, sendo possível somente em áreas próximas às margens dos rios.

4.2. Contexto geológico

Em relação à geologia, a área de estudo está localizada no norte da porção ocidental da Bacia Sedimentar do Solimões (Figura 4.2), sendo sobreposta às rochas pré-cambrianas dos escudos das Guianas, a norte, e do Brasil Central, a sul. A oeste e a leste, os limites da Bacia do Solimões são dados pelos arcos de Iquitos e Purus, respectivamente.

A região do interflúvio do médio rio Negro com o rio Branco foi considerada uma extensão da Bacia do Solimões, com cerca de 100.000 km², denominada de Pantanal Setentrional (SANTOS et al., 1993). De acordo com esses autores, essa área corresponde a uma bacia sedimentar continental notavelmente recente, originada provavelmente no Plioceno, cujo preenchimento se deu essencialmente por deposição de sedimentos fluviais originados por intensa migração lateral dos rios. Embora esses autores não tenham feito qualquer referência a megaleques, esta associação é indiretamente sugerida pela grande similaridade com o Pantanal Mato-grossense que é uma bacia sedimentar ainda sujeita a inundação cuja deposição se deu principalmente por megaleques (ASSINE, 2003). A proposição da sub-bacia do Pantanal Setentrional ainda é informal, não tendo sido adotada em mapeamentos geológicos recentes (SCHOBENHAUS et al., 2004; IBGE, 2005, 2010).

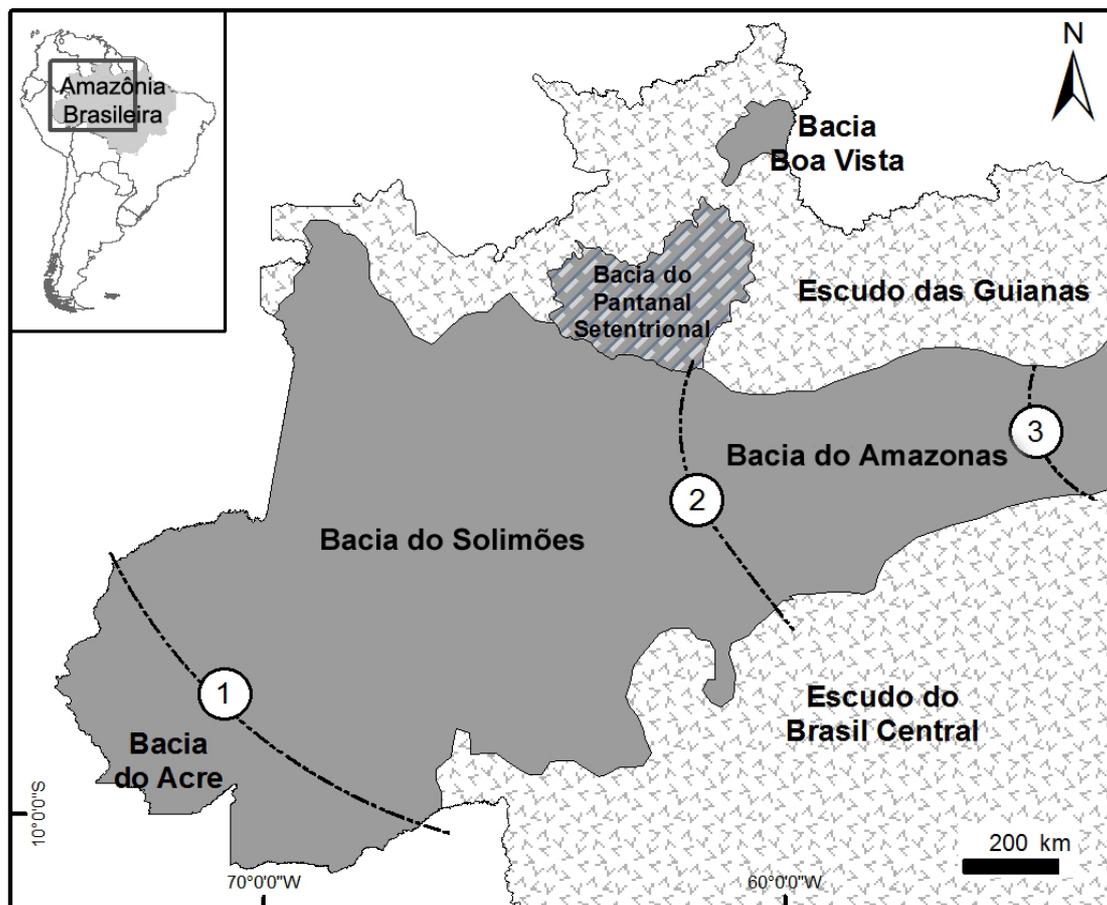


Figura 4.2 - Arcabouço geológico da área de estudo, localizada ao norte da porção ocidental da Bacia do Solimões, onde se localiza a sub-bacia do Pantanal Setentrional. 1-3= arcos estruturais de – Iquitos (1), – Purus (2) e Monte Alegre (3).

Mapeamentos geológicos regionais são escassos na área de estudo e as atualizações cartográficas tem revelado certa confusão com relação à sua caracterização litológica. De acordo com RADAM (1978), a área de estudo é dominada pela Formação Solimões, considerada de idade terciário-quadernária. Já no mapeamento efetuado pela CPRM (SCHOBENHAUS et al., 2004), essa foi considerada área de domínio da Formação Içá, unidade plio-pleistocênica predominantemente arenosa, com eventuais intercalações de argilito cinza a avermelhado.

Mapas geológicos elaborados pelo IBGE (2005, 2010) fizeram nova diferenciação das unidades litológicas, considerando a área de estudo no Pantanal Setentrional, esta seria dominada pela Cobertura Sedimentar Rio Branco – Rio Negro, de idade pleistocênica tardia. Esta sucessão é composta predominantemente por areias inconsolidadas, com níveis síltico-argilosos e conglomeráticos subordinados.

4.3. Contexto geomorfológico

As informações geomorfológicas da área de estudo são pobres, sendo que trabalhos consistiram em mapeamentos regionais de projetos governamentais, primeiro o RADAM (1978) e, mais recentemente, do IBGE (2005, 2010) (Tabela 4.1).

Nos mapas do projeto RADAM (1978), a área de estudo aparece dentro da unidade de “Pediplanos Rio Branco-Rio Negro”, com predominância de “formas de acumulação periódica ou permanentemente alagáveis, com cobertura arenosa, drenagem fechada ou precariamente incorporada à rede fluvial” e “planícies fluviais” junto aos cursos d’água maiores. IBGE (2005, 2010) denomina a unidade geomorfológica de estudo pertencente à “Depressão Rio Branco-Negro”, com formas de relevo representadas por “planos abaciados de inundação” e “planície fluvial”.

Tabela 4.1 - Classificações geomorfológicas para a área de estudo.

Classe de Relevô	RADAM (1978)	IBGE (2005, 2010)
Grandes unidades	Pediplanos Rio Branco-Rio Negro	Depressão Rio Branco-Rio Negro
Principais formas	Formas de acumulação periódica ou permanentemente alagáveis, com cobertura arenosa, com drenagem fechada ou precariamente incorporada a rede fluvial	Planos abaciados de inundação
	Planície fluvial	Planície fluvial

A parte da bacia de drenagem do rio Demini que está sobre o escudo das Guianas é bordejada pelas serras do Gurupira, Urucuzeiro e do Demini, com uma área de 18.411km² e altitudes variando de 55 a 2030 m acima do nível do mar (Figura 4.3). Trata-se da área fonte de sedimentos, para a bacia sedimentar do Pantanal Setentrional à jusante, onde está localizado o suposto megaleque, este fica nas “terras baixas” com altitude média de 47 m, com declividade bastante plana.

O rio Demini, ao adentrar na bacia sedimentar, passa a correr encaixado em um cinturão aluvial com padrão de canal meândrico, com barras arenosas aflorando nos períodos de vazante e seca, com relativa estabilidade de suas margens.

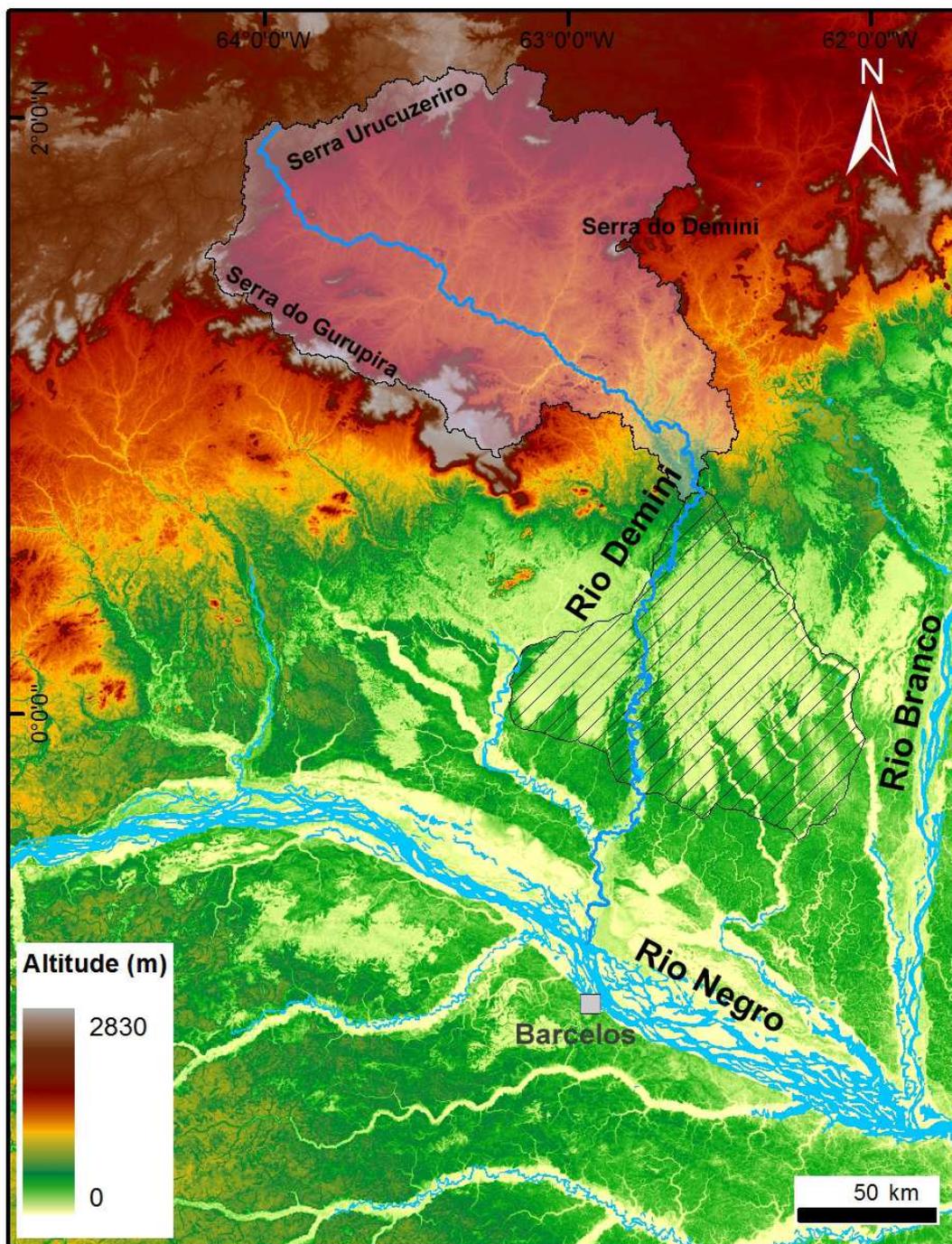


Figura 4.3 - Bacia de drenagem do rio Demini sobre o escudo das Guianas que serviu de área fonte para a deposição do suposto megaleque. Ilustração com o MDE-SRTM em esquema de paleta de cores.

4.4. Fitofisionomia

Uma das principais características da região norte da Amazônia consiste no contraste entre as formações florestais e de vegetação aberta. As formações florestais genericamente correspondem a fitofisionomias de floresta de terra firme e floresta alagada. Já a fitofisionomia de vegetação aberta correspondem às campinaranas.

De acordo com IBGE (1992), a predominância na composição florística da campinarana é de ecótipos raquíticos amazônicos, com pelo menos um gênero monotípico endêmico, *Barcella odara*, da família Palmae, de dispersão Pantropical. As campinaranas ocupam áreas tabulares arenosas, em grandes depressões fechadas, encharcadas no período chuvoso e com influência dos grandes rios. São divididas em três subgrupos: arbórea densa ou florestada, arbórea aberta e gramíneo-lenhosa.

Espécies de palmeiras endêmicas ocorrem em campinaranas florestada e arbórea aberta, sendo elas: *Astrocarium javari* (javari), *Leolpodinia pulchra* e *Euterpe catingae* (açai-chumbinho). A campinarana arbórea aberta também é coberta por *Trichomanes*, com indivíduos xeromorfos esparsos.

Já a campinarana gramíneo-lenhosa é coberta por geófitos e hemicriptófitos das famílias Gramineae e Cyperaceae, além de Amarylidaceae, Xyridaceae e Orchidaceae, com características campestres pantanosas.

4.5. Clima e hidrologia

O clima é tropical equatorial úmido (IBGE, 1978), precipitação acumulada anual variando de 2000 a 2400 mm e temperatura média anual de 26°C, com estação seca entre os meses de janeiro e março, e estação chuvosa nos demais meses do ano, com picos entre junho a agosto.

Durante o verão, a Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) fica no hemisfério sul da região amazônica, entre as latitudes de 10° e 15°S. Nesse período, o sul da Amazônia recebe mais precipitação em relação ao norte. Com o deslocamento da ZCIT ao norte, entre a Colômbia e Venezuela, a precipitação diminui na região sul e aumenta consideravelmente no norte da Amazônia (LATRUBESSE; RAMONELL, 1994).

A densidade de estações hidrométricas na área de estudo é muito baixa, como na Amazônia de um modo geral. Há duas estações no rio Demini, sendo elas a estação Samauama (latitude 0,3667° S; longitude 62,7744° W), que vem coletando dados contínuos desde 1997, e a estação de Posto Ajuricaba (latitude 0,8842° N; longitude 62,6219° W), ativa desde 1982, ambas controladas pela Agência Nacional das Águas (ANA).

Uma análise dos dados mensais da estação do Posto Ajuricaba, que possui maior série histórica, revela que os picos de precipitação na região concentram-se, sobretudo, no mês de maio, com o pico respectivo de cota hidrométrica no rio Demini no mês de junho. Já o mês de janeiro possui menor precipitação acumulada mensal, com menor nível fluviométrico no mês de fevereiro para o rio Demini (Figura 4.4). Pela área de estudo estar sujeita aos fenômenos de *El Niño* e *La Niña*, valores anômalos podem ocorrer em determinados anos, o que explica a dispersão dos dados mensais na Figura 4.4.

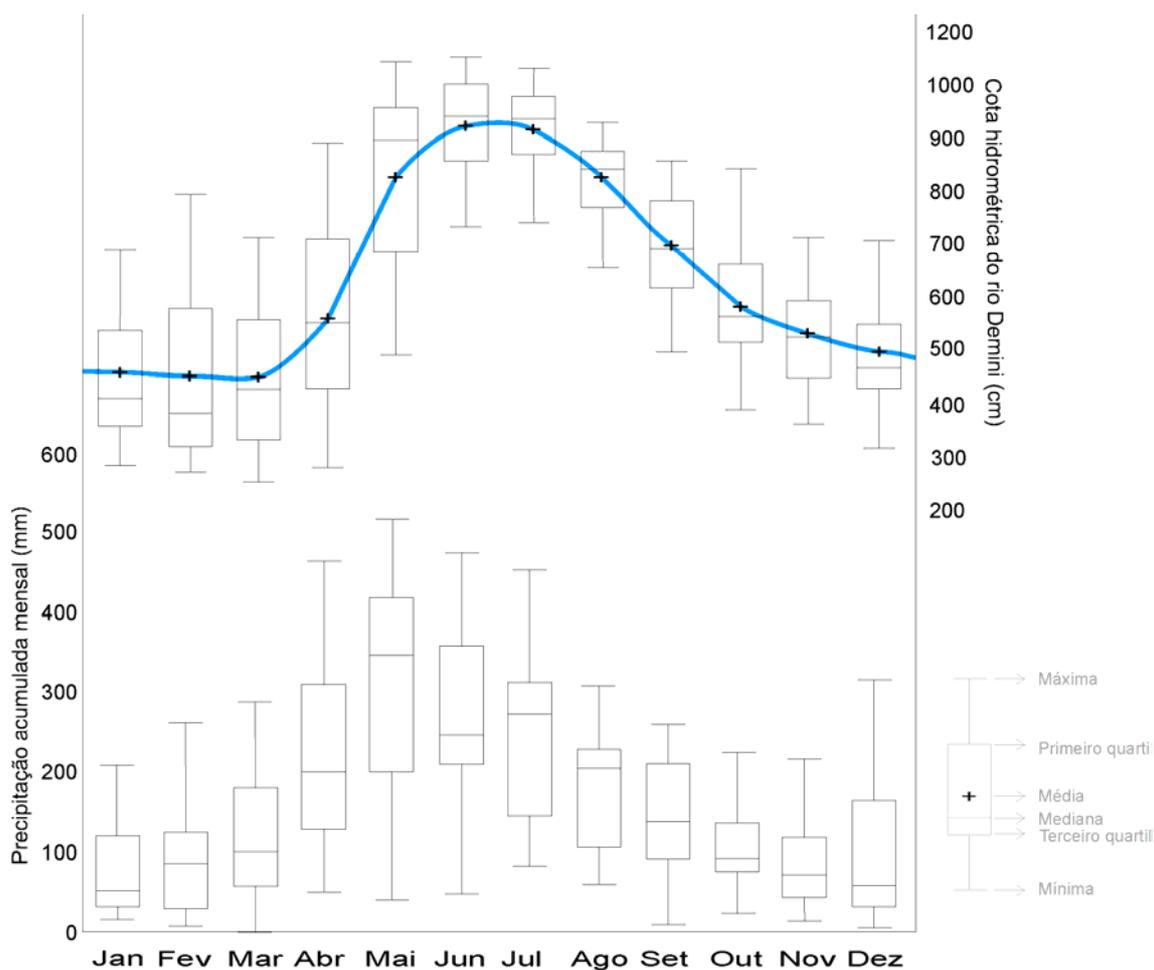


Figura 4.4 - Dados mensais de cota hidrométrica e precipitação acumulada da estação de Porto Ajuricaba no rio Demini. A linha azul liga as cotas médias mensais.

O rio Demini possui vazão média e mediana de 503 e 355,6 m³/s, respectivamente. A distribuição da vazão na série histórica da estação do Posto Ajuricaba (1983 a 2010) revela que o rio Demini apresenta padrão com caimento contínuo em curva exponencial negativa (Figura 4.5), demonstrando estabilidade quanto aos processos hidrológicos.

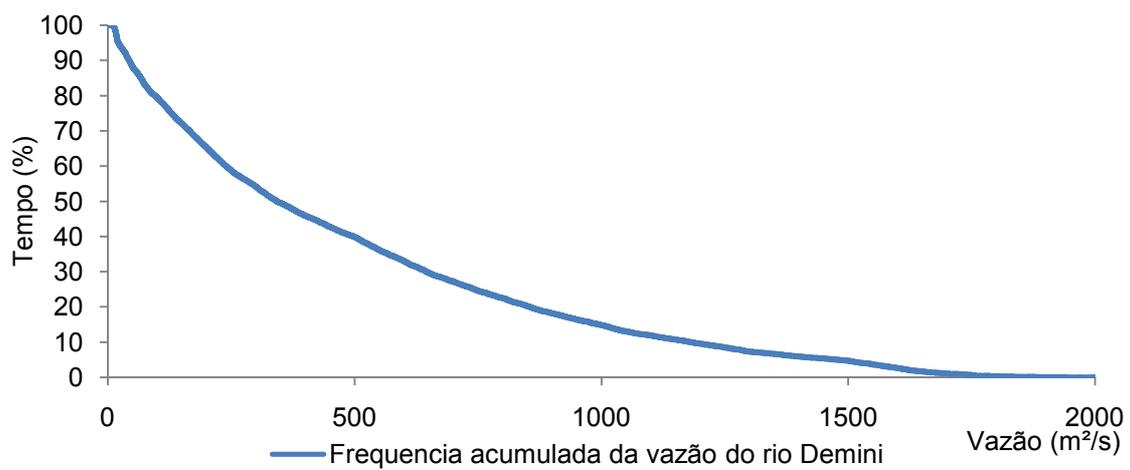


Figura 4.5 - Frequência acumulada de vazão do rio Demini na estação Posto Ajuricaba.

5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

5.1. Sistemas de leques aluviais

Com relação à rede de drenagem, os sistemas fluviais podem ser caracterizados em tributário e distributário. Sistema tributário é o mais comumente descrito na literatura, e refere-se a canais fluviais contemporâneos que drenam para um curso fluvial principal. Sistema distributário é caracterizado por canais contemporâneos que se ramificam, formando padrão radial de montante para jusante (Figura 5.1).

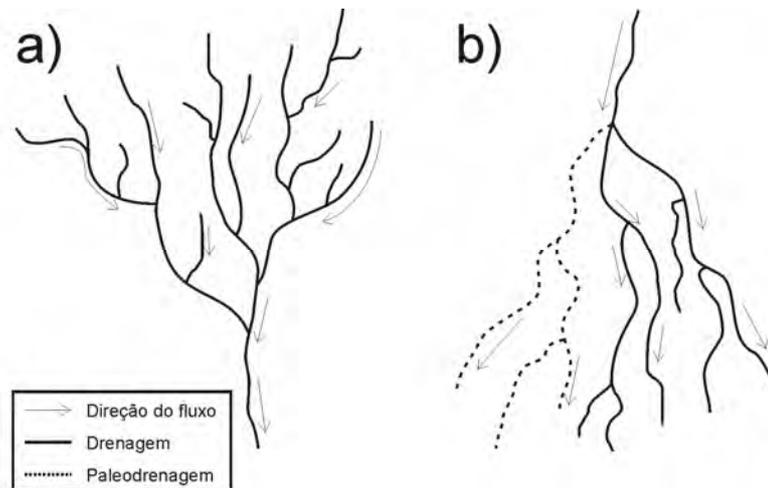


Figura 5.1 - Tipos de sistema fluvial, com relação à rede de drenagem a) Tributário e b) Distributário.

Sistemas de canais distributários são característicos de deltas formados em bacias marinhas ou lacustres ou de leques aluviais formados em áreas continentais. Neste trabalho, o enfoque será dado a sistemas distributários continentais.

Sistemas distributários em áreas continentais formam leques ou cones contendo canais distributários (BRIDGE; DEMICCO, 2008). Estes ocorrem marginalmente a relevos altos, de onde os sedimentos são erodidos e transportados encosta abaixo. Ao atingir áreas relativamente mais planas, ocorre desconfinamento do fluxo e espreadimento dos sedimentos sob forma de leque, por onde se desenvolvem canais distributários, gerando um depósito de perfil côncavo longitudinalmente e convexo transversalmente (BULL, 1964, HARVEY, 2002; ASSINE, 2008), conforme Figura 5.2. Estes sistemas podem apresentar maiores dimensões espaciais quando formados em áreas continentais amplas e de baixo gradiente topográfico (GIBLING, 2006).

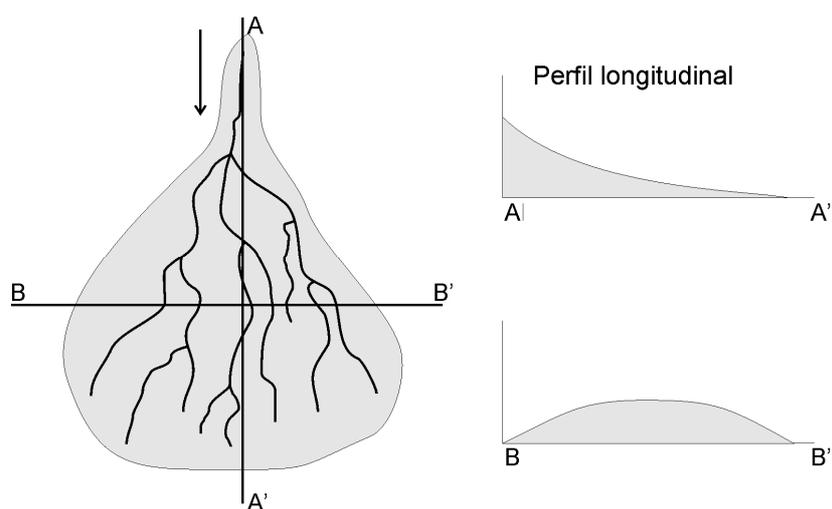


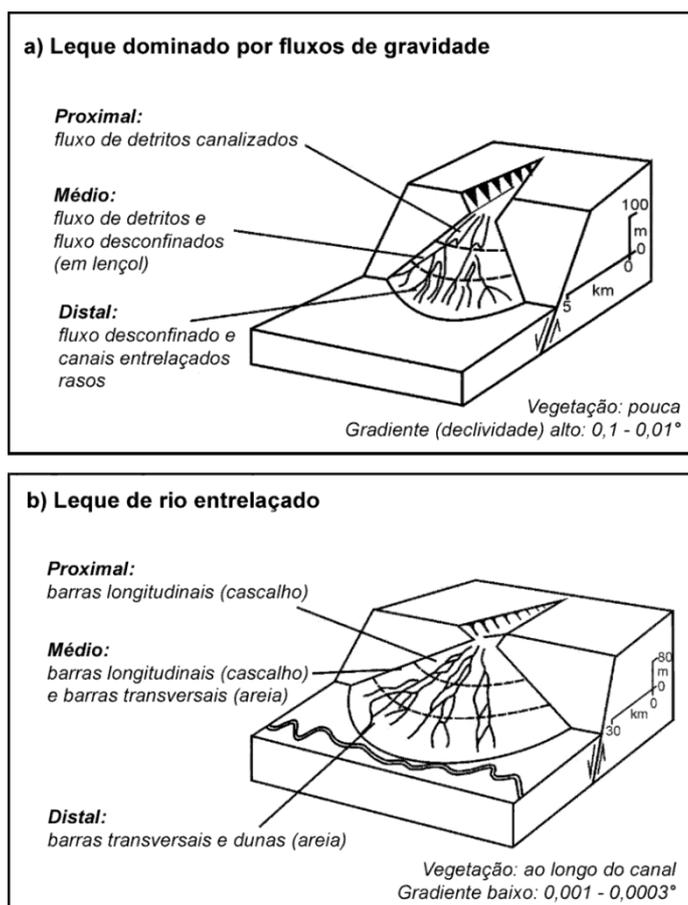
Figura 5.2 - Características morfológicas, em planta, de leque aluvial, com seus perfis altimétricos longitudinal (A-A') e transversal (B-B') .

Baseado em: Bull (1964) e Assine (2008)

Dependendo do contexto geológico e geomorfológico, leques aluviais podem ser variados, o que tem resultado em sua classificação. A classificação mais utilizada foi proposta por Stanistreet e McCarthy (1993) que a partir de estudos pré-existentes e de estudos no megaleque Okavango, propuseram

classificação genética de sistemas deposicionais em leques. Para eles, esses sistemas deposicionais podem ser classificados em: a) leques dominados por fluxo de detritos; b) leques dominados por rios entrelaçados; e c) leques dominados por rios de baixa sinuosidade/meandranes (Figura 5.3).

Corroborando os conceitos de Stanistreet e McCarthy (1993), Assine (2008) agrupa as classes de leques dominados por rios entrelaçados e de baixa sinuosidade/meandrante em leques dominados por rios (fluviais). O referido autor também acrescenta que leques dominados por fluxos de detritos podem ser classificados como leques dominados por fluxos de gravidade, já que o fluxo de detritos é só um dos processos que envolvem os fluxos sedimentares de gravidade.



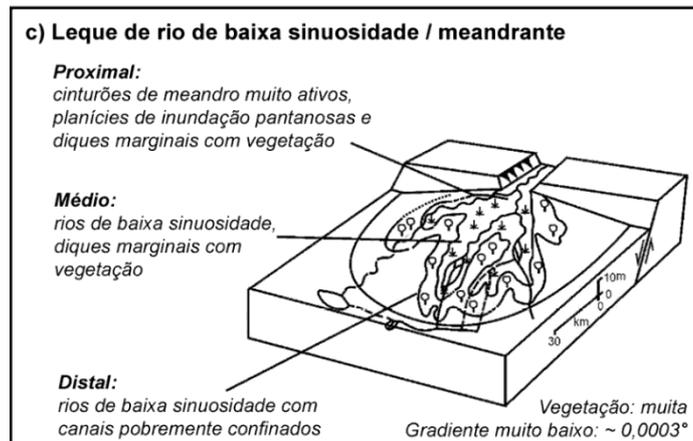


Figura 5.3 - Classificação de leques aluviais.

Fonte: Stanistreet e McCarthy (1993) com adaptação de Assine (2008).

Estudo comparativo com exemplos diversificados de várias partes do globo levou Hartley et al. (2010) a afirmar que padrões de drenagem em sistemas fluviais distributários podem variar de entrelaçado a sinuoso, de acordo com suprimento sedimentar, gradiente topográfico e vazão. Rios de grandes vazões e variabilidade e alto suprimento sedimentar, aliados a gradientes topográficos de maior declive, tendem a formar canais entrelaçados com bifurcações (Figura 5.4).

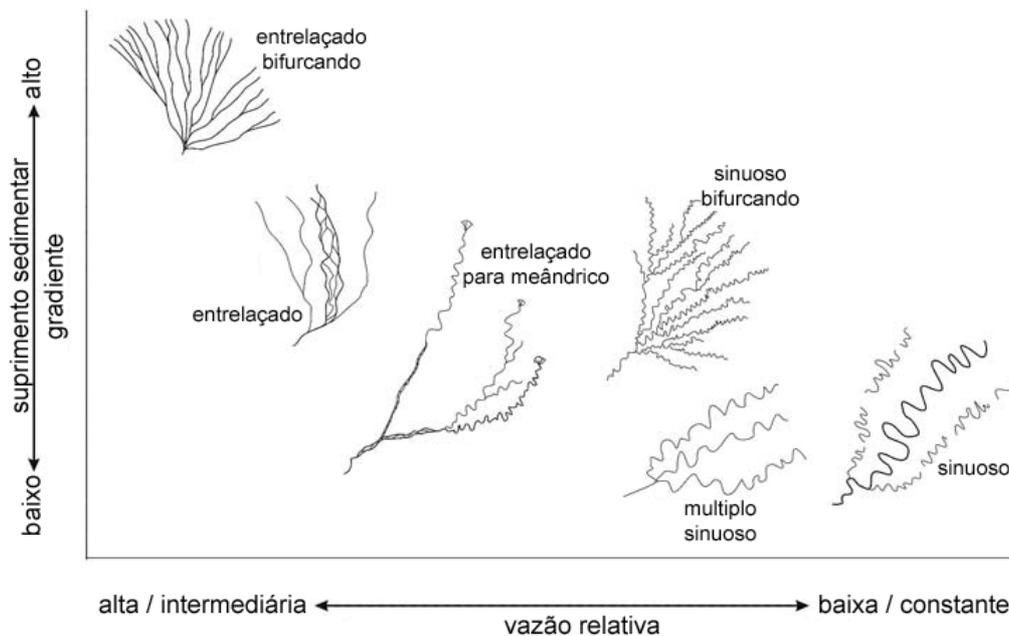


Figura 5.4 - Relação entre suprimimento sedimentar, gradiente e vazão na determinação de padrões de drenagem de sistemas fluviais distributários.

Fonte: Hartley et al. (2010).

Harvey (2002) apresenta outro modelo abrangente para a classificação de leques aluviais em função de sua forma e relação com o poder de inundação e suprimimento sedimentar (Figura 5.5), com aplicação mais voltada para leques de clima seco. Segundo o autor, leques podem ser considerados em quatro grandes grupos em função dos ambientes recentes, sendo eles: a) leques inativos/passivos; b) leques agradacionais; c) leques progradacionais; e d) leques dissecados.

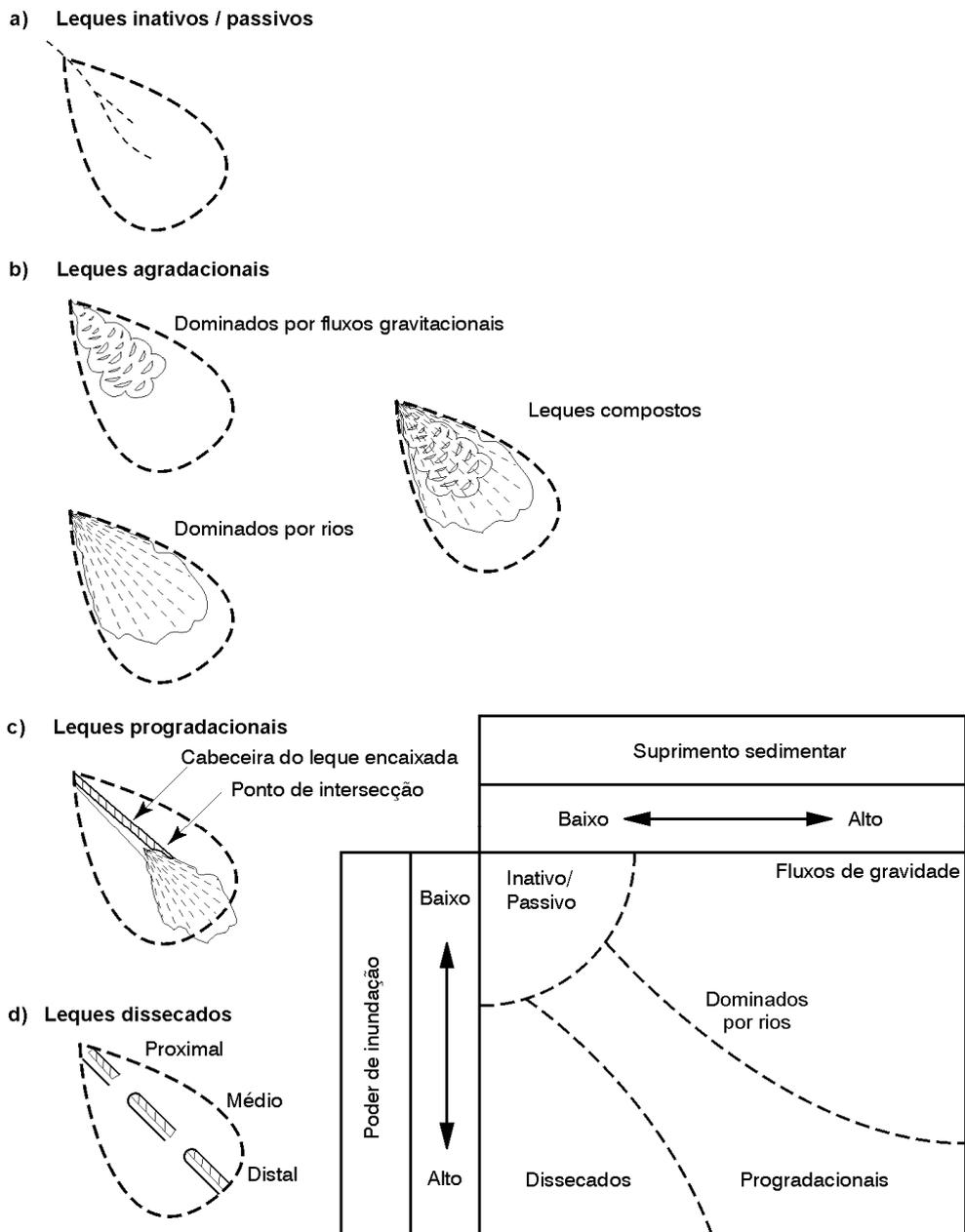


Figura 5.5 - Classificação de leques adaptada de Harvey (2002).

As classificações de Stanistreet e McCarthy (1993) e Assine (2008) correspondem a leques agradacionais na classificação de Harvey (2002), que englobam leques dominados por fluxos gravitacionais, leques dominados por

rios e ainda outra classe que seria a combinação de ambos (compostos) num mesmo sistema deposicional.

Para o desenvolvimento de leques aluviais, o curso fluvial passa da área de bacia de drenagem com maior amplitude de relevo e adentra área plana, onde existe espaço de acomodação (Figura 5.6) para o acúmulo de sedimento. Nessa área ocorre deposição de sedimento pela redução da potência do canal (*stream power*), o que possibilita que o curso fluvial se espraie com o desconfinamento do fluxo e/ou com a mobilidade lateral do canal por processos avulsivos, formando o leque.

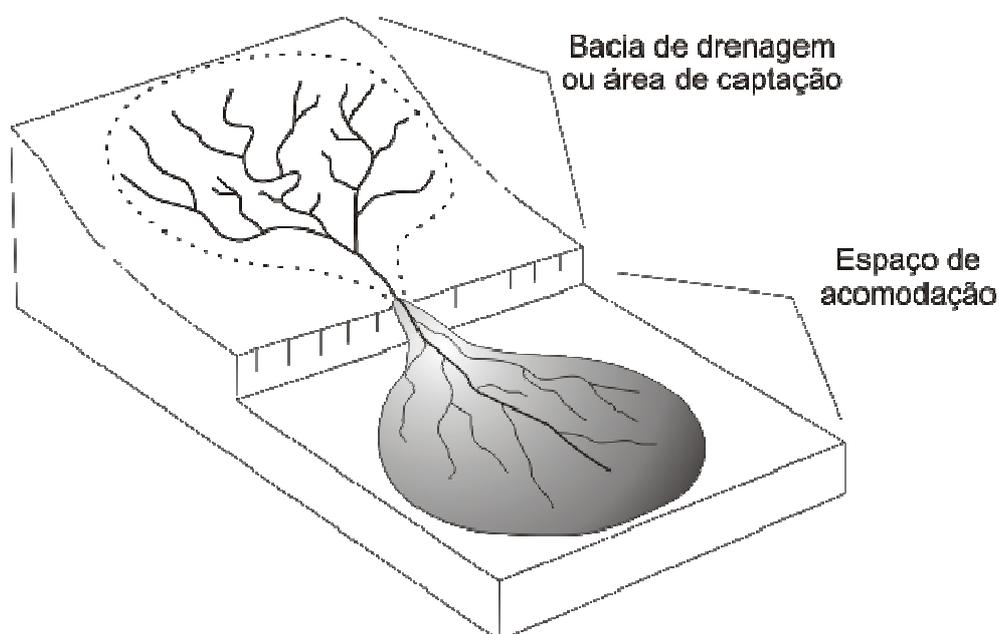


Figura 5.6 - Representação da bacia de drenagem e espaço de acomodação que condicionam o desenvolvimento de leques aluviais.

Os primeiros estudos (e mesmo estudos atuais) em leques aluviais buscavam entender a relação da bacia de drenagem com o leque com base em parâmetros morfométricos (p.e. BULL, 1964).

Para Bull (1977), os principais fatores que controlam o desenvolvimento de leques incluem clima, geologia e nível de base. Processos sedimentares e intemperismo estão associados diretamente à temperatura e à precipitação, principalmente na intensidade de frequência dessa última, que pode promover maior suprimento sedimentar. A geologia da bacia de drenagem de um leque, em conjunto com fator climático, influencia diretamente no tipo de sedimento que será depositado na área de acomodação, influenciando também nos processos de escoamento superficial e, conseqüentemente, na produção de sedimentos. Os principais fatores que controlam o desenvolvimento de leques aluviais estão sintetizados na Tabela 5.1:

Tabela 5.1 - Condicionantes necessários para a formação de leques aluviais.

Condicionante	Descrição
Dimensão do espaço de acomodação	Corresponde à área de deposição do leque.
Nível de base	Mudanças no nível de base condicionam a erosão e a deposição em leques aluviais.
Dimensão da bacia de drenagem	É a bacia de drenagem a montante da cabeceira do leque que fornece o suprimento sedimentar e variações hidrológicas.
Clima (precipitação)	A intensidade e frequência da precipitação regem os processos sedimentares dos sistemas fluviais distributários.
Geologia	O substrato, em conjunto com a precipitação, determina o suprimento sedimentar e a permeabilidade da área de contribuição para a de acomodação.
Topografia	Terrenos íngremes a montante facilitam o escoamento superficial, podendo aumentar os picos de vazão e a produção de sedimentos.
Cobertura vegetal	Depende do clima e da geologia, mas é uma variável importante no ciclo hidrológico, influenciando na produção de sedimentos.
Suprimento sedimentar	A quantidade (taxa) de sedimentos intrínseca para os processos sedimentares dos leques aluviais.
Vazão	É totalmente dependente da área de contribuição, precipitação e, em menor proporção, a cobertura vegetal. Sua variabilidade aumenta ou diminui a intensidade dos processos sedimentares aluviais.
Processos avulsivos	É dependente das outras variáveis acima. Sendo facilitada principalmente por áreas de acomodação, suprimento sedimentar e vazão.

Num leque aluvial, a mudança do nível de base, seja por processos autogênicos (sedimentares), seja por processos alogênicos (por exemplo, tectônicos), condicionam o desenvolvimento sedimentar. Harvey (2002) postula diferentes modelos de como o nível de base pode influenciar no desenvolvimento de leques (Figura 5.7).

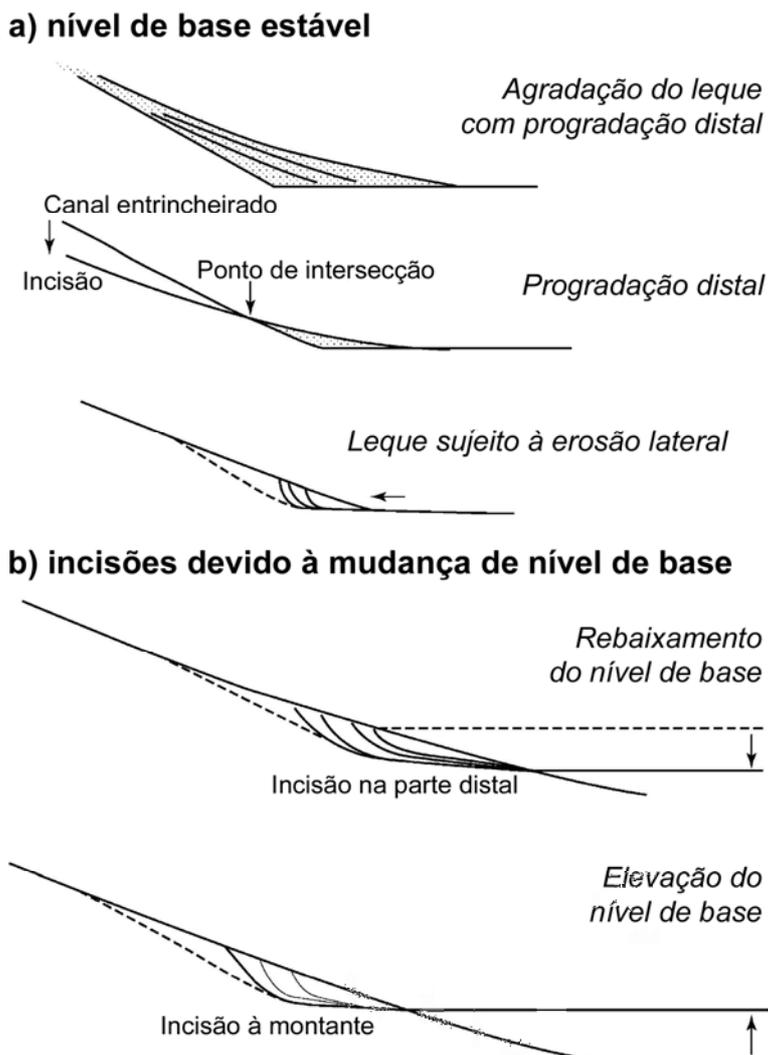


Figura 5.7 - Modelo esquemático de como o nível de base pode influenciar nos processos sedimentares e erosivos em leques aluviais
Fonte: Harvey (2002).

As diferentes posições de canais e paleocanais na paisagem são geralmente resultantes de processos avulsivos. Em áreas de baixo gradiente topográfico, essa dinâmica faz com que a sedimentação fluvial promova agradação, até que determinado trecho do canal esteja topograficamente mais elevado em relação à sua planície (GIBLING, 2006). Em cheias de margens plenas, ou mesmo por erosão marginal, o dique do rio é rompido. A diferença de gradiente topográfico entre o canal e sua planície de inundação propicia energia potencial para que o fluxo d'água passe a correr em outro local, com isto formam-se em um primeiro momento leques de transbordamento (crevasse) sobre a planície, e em um segundo momento, um novo canal se desenvolve, levando ao abandono do canal antigo (Figura 5.8). Com a repetição desses processos, o rio passa por diferentes mobilidades laterais, o que pode resultar em depósitos com geometria radial cônica ou triangular.

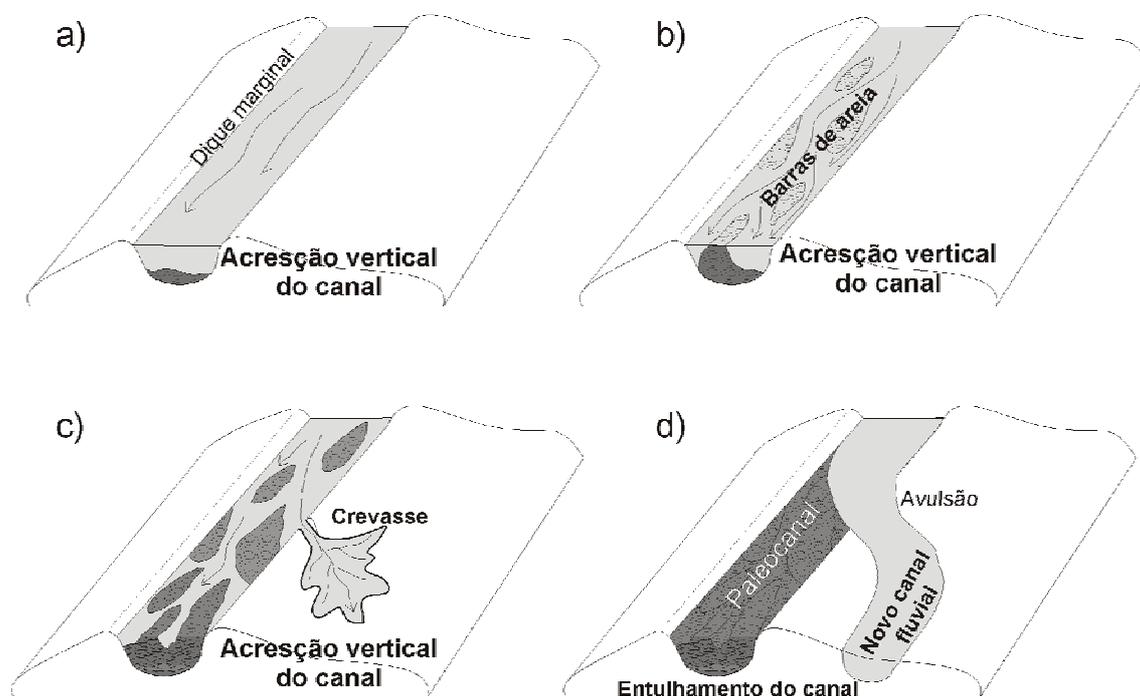


Figura 5.8 - Processo de avulsão em um curso fluvial.

Sendo assim, leques aluviais têm, como registro sedimentar, fluxos canalizados e fluxos desconfiados (*sheetflood*) (c.f. NORTH; DAVIDSON, no prelo), no geral produto de processos avulsivos.

A sucessão da sedimentação e erosão por processos avulsivos leva à formação de lobos deposicionais. Denny (1967), Bull (1977) e Schumm (1977) apresentaram modelos teóricos hipotéticos de desenvolvimento, no qual Zani et al. (2009) se embasaram para a adaptação do modelo da Figura 5.9.

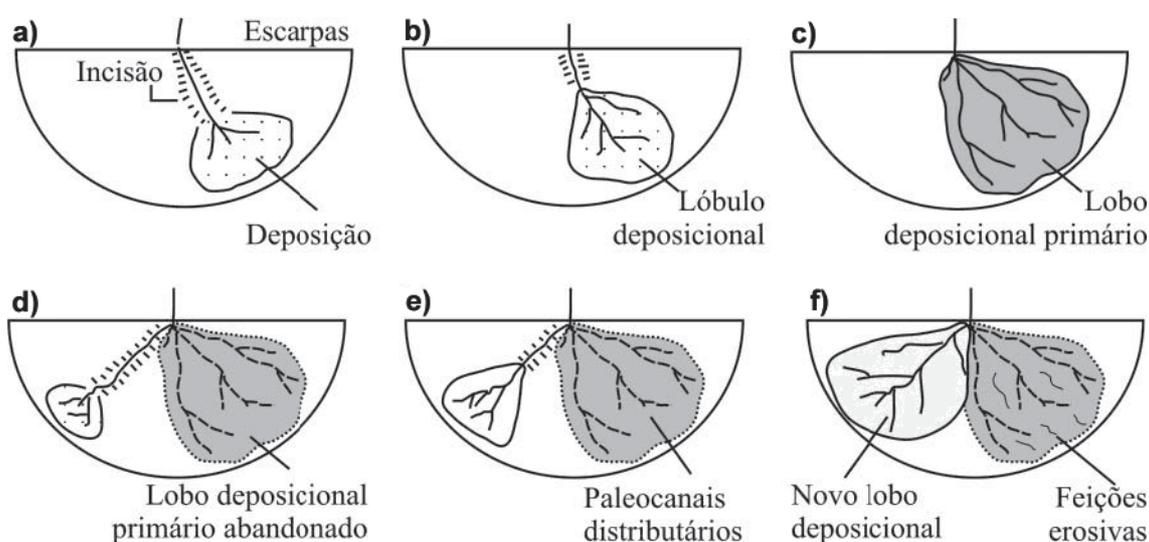


Figura 5.9 - Modelo de sedimentação em leques aluviais. a) incisão e entrincheiramento da zona proximal e início da deposição na zona distal; b) preenchimento sedimentar do canal à montante e progradação sedimentar para jusante; c) preenchimento do canal e aumento da rede distributária; d) abandono do lobo primário com incisão à montante do novo canal e deposição na zona distal; e-f) progradação sedimentar, aumento da rede distributária e formação de novo lobo deposicional.

Fonte: Zani et al. (2009), baseado em Denny (1967), Bull (1977) e Schumm (1977).

5.1.1. Megaleques

Leques dominados por fluxos gravitacionais dificilmente abrangem grandes extensões, sendo, no geral, inferiores a 100 km². Por outro lado, leques dominados por rios possuem potencial para abranger vastas áreas. Feições de leques com centenas de quilômetros quadrados têm despertado interesse científico e vem sendo denominados genericamente de megaleques (GOHAIN; PARKASH, 1990). Para DeCelles e Cavazza (1999) e Leier et al. (2005), megaleques possuem feições maiores do que 10³ km², sendo formados por depósitos de fluxo de gravidade nas bordas das escarpas, e por vários lobos deposicionais distais ao longo do tempo (LEEDER, 1999).

Estudos têm demonstrado que sistemas deposicionais de megaleques estão associados a áreas tectonicamente instáveis e possuem importante papel na sedimentação de bacias sedimentares continentais (c.f. DeCELLES; CAVAZZA, 1999; WEISSMANN et al., 2010). Na América do Sul, por exemplo, importantes bacias sedimentares cenozóicas, como a do Chaco (HORTON; DeCELLES, 2001; LATRUBESSE, 2003; WILKINSON et al., 2006; LATRUBESSE et al., no prelo) e a do Pantanal Mato-grossense, possuem trato deposicional formado por megaleques (ASSINE; SOARES, 2004).

Leier et al. (2005) mostraram que regimes climáticos sazonais, principalmente monções, são importantes para a formação de megaleques, já que os rios que os originam devem ter variações significantes na vazão (mínima de ~20 m/s³).

Os dois exemplos modernos de megaleques melhor conhecidos são encontrados em associação com os rios Kosi, Gandak e Tista na bacia sedimentar do Himalaia (WELLS; DORR, 1987; DeCELLES; CAVAZZA, 1999; SHUKLA et al., 2001; SINHA et al. 2005, CHAKRABORTY et al., 2010; CHAKRABORTY; GHOSH, 2010) e Okavango em Botswana (STANISTREET; McCARTHY, 1993; GUMBRICHT et al., 2005). No Brasil, o rio Taquari, no

Pantanal Mato-grossense (BRAUN, 1977; ASSINE; SOARES, 2004; ASSINE, 2005), representa um exemplo clássico de megaleque desenvolvido em área úmida. Megaleques atuais ocorrem em áreas tectonicamente instáveis, por exemplo em bacias de frente de arco (HORTON; DeCELLES, 2001), onde subsidência gera espaço para acomodar grandes volumes de sedimentos.

Dada a complexidade dos processos sedimentares envolvidos, um grande esforço recente vem sendo desenvolvido na comunidade científica ligada à área das geociências visando o reconhecimento de megaleques no registro geológico (c.f. DeCELLES; CAVAZZA, 1999; GIBLING, 2006; NICHOLS; FISHER, 2007; WEISSMANN et al., 2010; HARVEY, 2011; NORTH; DAVIDSON, no prelo). Esse interesse, e principalmente a grande extensão espacial desses sistemas deposicionais, tem motivado o uso de sensores remotos, como será apresentado em mais detalhes na seção 5.4.5.

5.2. O registro Quaternário no norte da Amazônia

O Quaternário (2,58 milhões de anos ao recente) foi um período caracterizado por vários ciclos glaciais (Figura 5.10), com avanços e recuos de geleiras, principalmente no hemisfério Norte. No continente Sul-Americano, geleiras somente ocorreram em altitudes elevadas, sendo seu registro em áreas de cotas rebaixadas marcado por mudanças climáticas e variações do nível do mar.

A ampla maioria dos registros de depósitos quaternários sul-americanos em terras baixas (excluindo os Andes) deve-se ao último glacial (LIMA-RIBEIRO, 2006). Este período corresponde ao glacial Würm/Wisconsin, iniciado em torno de 90.000 anos AP (antes do presente) (LIMA-RIBEIRO, *op. cit.*). Na região Andina, este período glacial foi dividido em Glacial Inferior (90.000 a ~75.000 anos AP) e Pleniglacial (~75.000 a ~13.000 AP). O último foi, ainda, subdividido em Pleniglacial Inferior (~75.000 a ~60.000 AP), Pleniglacial Médio (~60.000 a

~28.000 AP) e Pleniglacial Superior (~28.000 a ~13.000 AP) (LIMA-RIBEIRO, 2006).

No Pleniglacial Superior, houve o Último Máximo Glacial (UMG), que se refere ao último pico glacial global, que se estendeu de ~23.000 a ~18.000 anos AP e é tido como um marco de importantes mudanças na paisagem devido ao resfriamento da temperatura nas altas latitudes. Nas áreas tropicais, o UMG tem sido referido como um período de aridez maior relativa à situação climática atual. A fase Glacial Tardia ou Tardiglacial ocorreu entre 13.000 a 10.000 AP (VAN DER HAMMEN, 1974), demarcando a transição Pleistoceno-Holoceno.

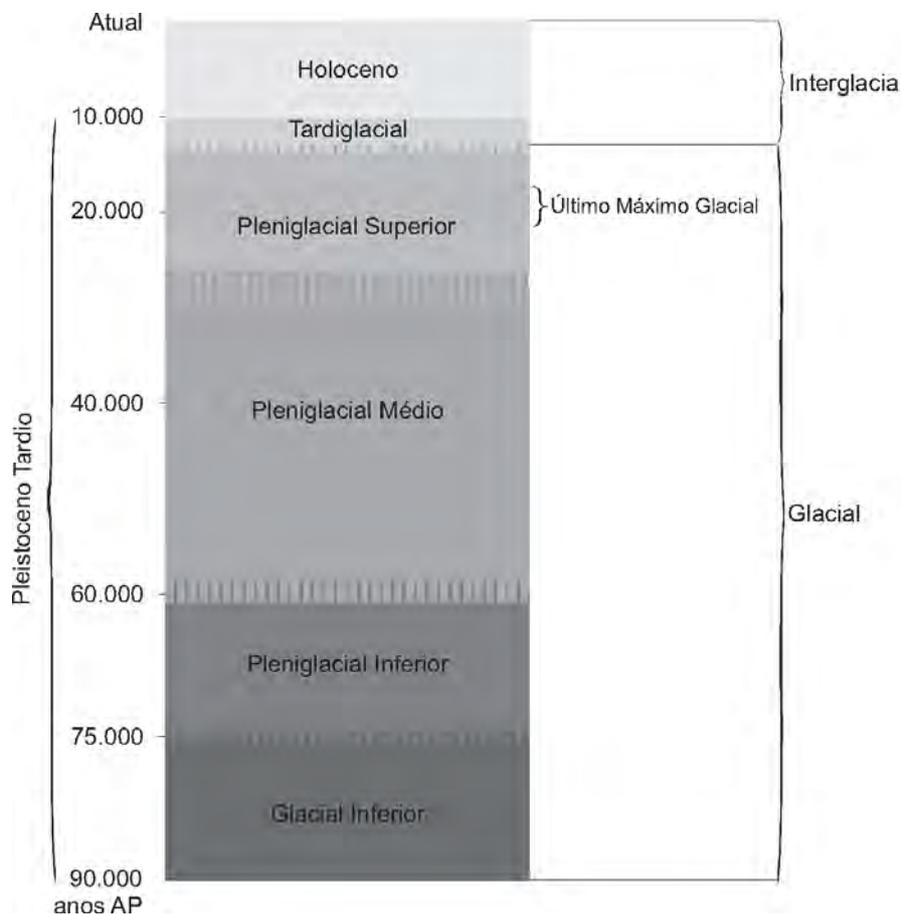


Figura 5.10 - Fases glaciais/interglaciais a partir do Pleistoceno Tardio. Baseado em Lima-Ribeiro (2006) e Van der Hammen (1974).

Por ser o período mais recente da história geológica, o Quaternário possui registros geológicos melhor preservados, possibilitando maior precisão cronológica e reconstituições paleoambientais mais precisas que em outros períodos. Em geral, terrenos quaternários da Amazônia brasileira apresentam paleomorfologias representativas de sistemas deposicionais que foram abandonados, mas que são ainda passíveis de reconhecimento, principalmente utilizando-se sensores remotos (LATRUBESSE, 2002; ROSSETTI; VALERIANO, 2007; MANTELLI et al., 2009; HAYAKAWA et al., 2010; ROSSETTI, 2010; ZANI et al., no prelo).

De acordo com mapa geológico de (SCHOBENHAUS et al., 2004), a Amazônia Brasileira é constituída por 27,20% de terrenos quaternários correspondentes, em grande parte, às chamadas terras baixas amazônicas. Desse total, a maioria é constituída por depósitos originados de processos fluviais, e, secundariamente, eólicos e coluviais. Como a área de estudo está localizada no norte da Amazônia, neste capítulo será dado maior enfoque à caracterização de depósitos quaternários dessa região.

A ocorrência geográfica de depósitos quaternários em áreas amazônicas possibilita oportunidade ímpar para se estudar o seu passado recente. Apesar da ampla distribuição superficial, são poucos os afloramentos que permitem analisar tais estratos, sendo as observações geralmente restritas a exposições ao longo das margens de rios. No restante da área, a densa cobertura vegetal, topografia suave e vias de acesso terrestre restritas têm limitado os estudos.

A extensão de terrenos quaternários na Amazônia Central apresentada na Figura 5.11 é atribuída, em maior parte, à Formação Içá, cuja ocorrência foi descrita pela primeira vez por Maia et al. (1977). Essa unidade foi referenciada em outras publicações (p.e. ROSSETTI et al., 2005; HIGGINS et al., 2011),

tendo sido incorporada em mapas geológicos regionais recentes (SCHOBENHAUS et al., 2004; IBGE, 2005; 2010). A Formação Içá é tida como produto de sedimentação continental fluvial de alta energia e sob condições oxidantes, com deposição de sedimentos arenosos médios a grossos, com estratificação cruzada acanalada e intercalações de pelitos. Trabalhos recentes admitem idade plio-pleistocênica para essa formação (BEZERRA, 2003; ROSSETTI et al., 2005). Maiores detalhes sobre a Formação Içá pode ser encontrada em revisão detalhada feita por Bezerra (2003).

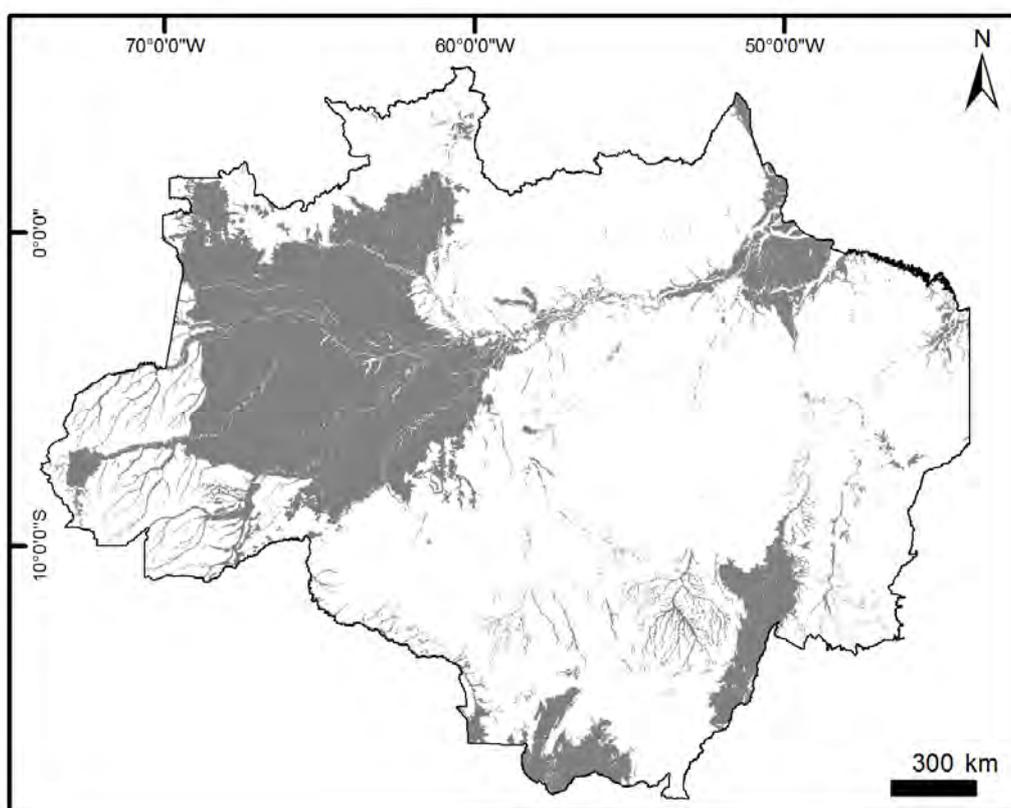


Figura 5.11 - Distribuição de depósitos quaternários (cor cinza) na Amazônia Legal brasileira.

Fonte: Schobbenhaus et al. (2004)

Os demais depósitos quaternários presentes em áreas amazônicas consistem em depósitos aluviais representados em terraços, planícies, ilhas e barras fluviais. Registros eólicos e coluviais também são descritos em menor frequência (LATRUBESSE, 2003).

Depósitos quaternários do norte da Amazônia, principalmente na região de abrangência da bacia de drenagem do rio Negro, localizada nos estados de Roraima e no norte do Amazonas, têm sido os menos estudados até o momento.

5.2.1. Evidências paleoambientais

Os estudos de depósitos quaternários disponíveis para o norte da Amazônia registram depósitos conglomeráticos e arenosos em terraços aluviais elevados do rio Negro, formados entre 27.000 anos AP e idades superiores a 40.000 (Pleniglacial Médio) (FRANZINELLI; LATRUBESSE, 1998; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). De acordo com esses autores, esses depósitos registram fases em que o rio Negro apresentava maior vazão e potencial de inundação, tendo em vista a baixa carga sedimentar que o rio transporta atualmente. Para esse período, os autores também interpretam que o rio Negro foi dominado por transporte de carga de fundo, transportando sedimentos areno-quartzozos, o que registrou condições climáticas provavelmente de maior sazonalidade que no presente. Já em terraços aluviais mais rebaixados do rio Negro, registra-se menor quantidade de areia e predominância de finos do Tardiglacial ao Holoceno (13.500 a 4.000 AP), o que é atribuído a um período em que o rio transportava mais sedimento suspenso do que o atual. O setor do rio Negro mais próximo da área de estudo, contém planície de inundação e ilhas do arquipélago Mariuá, que registram idades inferiores a 4.000 AP.

Depósitos coluviais foram melhor caracterizados na região de Presidente Figueiredo, nordeste do Estado do Amazonas. Datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) indicaram duas sucessões sedimentares entre 57.000 ± 5.00 e 22.100 ± 2.600 anos AP, que foram relacionadas a duas fases climáticas secas do final do Pleistoceno (SARGES et al., 2009).

Depósitos de origem eólica tem sido relatados em várias localidades do norte da Amazônia. Na bacia sedimentar de Boa Vista ocorrem campos de dunas com orientação NE-SW (Carneiro Filho; Zinck, 1994; Latrubesse; Nelson, 2001). Dunas fósseis de direções ENE-WSW e NE-SW foram registradas no interflúvio rio Branco-rio Negro (SANTOS et al., 1993; CARNEIRO FILHO et al., 2002). Carneiro Filho et al. (2002) realizaram datações por termoluminescência em campo de paleodunas próximo ao médio rio Negro e constataram que atividades eólicas ocorreram entre 32.600 e 7.800 anos AP. Esses autores identificaram quatro períodos de maior atividade eólica: em torno de 32.600, de 22.800 a 22.000, 17.200 a 12.700 e 10.400 a 7.800 anos AP. Os autores concluíram que o UMG não foi o principal período para a formação de dunas nessa região do país. Adicionalmente, Teeuw e Rhodes (2004) efetuaram datações com base em LOE em outro campo de dunas a norte da cidade de Boa Vista (Roraima), e constaram período de atividade eólica de 15.100 até 1.320 anos AP. Com base nesses dados, os autores elaboraram uma extrapolação temporal e concluíram que houve dois períodos de maior atividade eólica, um entre 17.000 e 15.000 e outro em torno de 6.000 anos AP, portanto também posterior ao UMG, esses períodos foram relacionados a clima mais seco que o atual e/ou de maior sazonalidade. Um horizonte de paleossolo datado em 4.000 anos AP nessa mesma região foi atribuído a fase de aumento de umidade.

Trabalhos prévios de Servant et al. (1993), Latrubesse e Ramonell (1994) e, posteriormente, Carneiro Filho et al. (2002), Bush et al. (2002), Bush e Silman

(2004) e Teeuw e Rhodes (2004) apontam para o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno, evento que teria tido, segundo eles, grande influência sobre o clima nesse intervalo de tempo.

Além dos depósitos fluviais e eólicos, depósitos lacustres são utilizados como importantes fontes de dados em reconstituições climáticas quaternárias. Para o norte da Amazônia, os melhores registros de depósitos lacustres provêm do Morro dos Seis Lagos, principalmente na lagoa da Pata (0° 16' N e 66° 41' W), cujas idades atingem o UMG (COLINVAUX et al., 1996). Esses depósitos vem sendo sistematicamente estudados nas últimas duas décadas com base em dados palinológicos, isotópicos e geoquímicos (COLINVAUX et al., 2000; SANTOS et al., 2001; BUSH et al., 2002; BARBOSA et al., 2004; BUSH; SILMAN, 2004; D'APOLITO JÚNIOR, 2010; CORDEIRO et al., 2011). Estudo preliminar de Colinvaux et al. (1996) baseado em dados palinológicos mostrou que a vegetação de floresta foi dominante nessa área durante os últimos 40.000 AP, mesmo com redução de temperatura estimada em 5 a 6°C durante o UMG. Dados adicionais de Bush e Silman (2004) sugeriram redução na sazonalidade da precipitação e no nível da lagoa da Pata durante o UMG.

Em revisão dos dados palinológicos, D'Apolito Júnior (2010) analisou o mesmo testemunho utilizado por Colinvaux et al. (1996) e, baseado em trabalhos anteriores, interpretaram que, do ponto de vista fitofisionômico, a vegetação de floresta foi apenas levemente alterada, mas não a ponto de ser substituída por outros tipos florestais representativos de climas áridos. Mais recentemente, dados biogeoquímicos de Cordeiro et al. (2011) e compilação dos trabalhos anteriores citados levaram os autores a concluir que condições mais frias e úmidas que as atuais predominaram entre ~60.000 e 32.500 AP. De 32.500 a 15.300, o clima continuou frio, porém com tendência à maior aridez

relativamente ao intervalo de tempo anterior. Aumento da temperatura e pluviosidade teria ocorrido entre 11.500 e 5.290 AP.

5.2.2. Evidências neotectônicas

Há ainda poucos dados enfocando a neotectônica no norte da Amazônia, os dados disponíveis são condizentes com padrões registrados em várias outras localidades da região, onde tem sido crescente o número de trabalhos evidenciando reativações de falhas afetando a sedimentação quaternária e o desenvolvimento dos rios atuais (p.e. SOUZA-FILHO et al., 1999; FOSBERG et al., 2000; LATRUBESSE; RANCY, 2000; FRANZINELLI; IGREJA, 2002; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002, 2005; BEZERRA, 2003; SILVA, 2005; ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007; MERTES; DUNNE, 2007; ROSSETTI; VALERIANO, 2007; SOARES, 2007).

Em geral, o arranjo espacial da rede de drenagem, a morfologia e o tamanho das planícies, bem como a formação e abandono de terraços em vários rios amazônicos tem sido interpretados como resultantes de atividade tectônica durante o Quaternário (STERNBERG, 1950, PIMIENTA, 1958; IRIONDO; SUGUIO, 1981; SAADI, 1993; SOUZA-FILHO et al., 1999; LATRUBESSE; RANCY, 2000; BEZERRA, 2003; SILVA, 2005; HAYAKAWA et al, 2010).

Para o caso mais específico do norte da Amazônia, estudos têm apontado diversas feições de falhas e lineamentos ao longo do rio Negro (ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007; BEZERRA, 2003; FRANZINELLI; IGREJA, 2002; FOSBERG et al., 2000; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). Para o trecho do rio Negro mais próximo da área de estudo, lineamentos tectônicos de direção NW-SE foram descritos, os quais controlam a calha do rio nesse setor num modelo de meio-graben localizado em sua margem direita (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). Para a margem esquerda, esses autores sugeriram que houve extenso desenvolvimento de terraços e planícies aluviais devido à

atuação de falhas antitéticas, conforme Figura 5.12. Além disto, lineamentos secundários N-S foram descritos junto à foz do rio Demini.

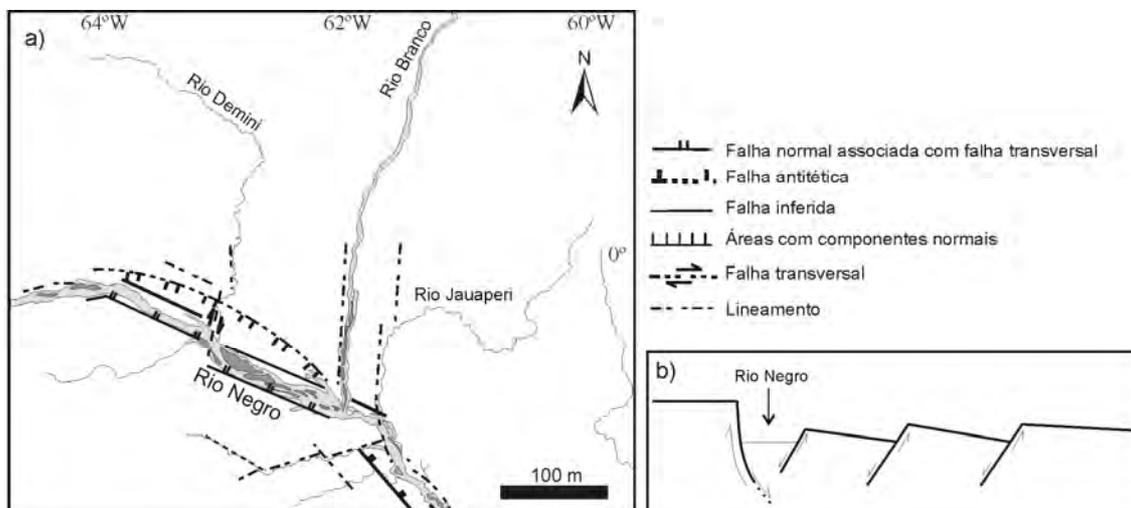


Figura 5.12 - Principais estruturas tectônicas (a) e modelo tectônico meio-graben associado a falhas antitéticas ao longo do médio rio Negro (b).

a) Adaptado de: Latrubesse e Franzinelli (2005).

b) Baseado em: Bezerra (2003); Latrubesse e Franzinelli (2005).

5.3. Sensoriamento Remoto

Dada a importância de combinação de múltiplos produtos de sensoriamento remoto em análises morfológicas visando caracterização de sistemas deposicionais, os tópicos a seguir visam contextualizar produtos orbitais com boa aplicabilidade e potencialidade nesse tipo de estudo.

5.3.1. Landsat

O Landsat é um dos programas mais importantes na história do sensoriamento remoto, desenvolvido pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e dedicado à observação dos recursos naturais da Terra. Em 1972 começou a operar o primeiro satélite da série e o último em 1999, com o

lançamento do Landsat-7 (JENSEN, 2009), com imageamentos ininterruptos até o final de 2011.

No total foram sete satélites lançados, dos quais foram desenvolvidas cinco gerações de sensores: RBV (*Return Beam Vidicon Camera*); MSS (*Multispectral Scanner*); TM (*Thematic Mapper*); ETM (*Enhanced Thematic Mapper*) e ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*). As principais características das gerações dos satélites Landsat são resumidas na Tabela 5.2:

Tabela 5.2. Características dos satélites Landsat.

Landsat	1	2	3	4	5	7
Lançamento	27/07/1972	22/01/1975	05/03/1978	16/07/1984	01/03/1984	15/04/1999
Situação atual	Inativo (06/01/1978)	Inativo (27/07/1982)	Inativo (07/09/1983)	Inativo (1993)	Ativo (com problemas)	Ativo (com problemas)
Órbita	Pólar	Pólar	Pólar	Pólar	Pólar	Pólar
Altitude	800 km	800 km	800 km	705 km	705 km	705 km
Inclinação	99°	99°	99°	98,20°	98,20°	98,30°
Período de revisita	18 dias	18 dias	18 dias	16 dias	16 dias	16 dias
Instrumento sensores	RBV e MSS	RBV e MSS	RBV e MSS	MSS e TM	MSS e TM	ETM+
Níveis de quantização	6 bits	6 bits	6 bits	8 bits	8 bits	8 bits

Adaptado: Jensen (2009)

Os sensores mais importantes da série Landsat são os mapeadores temáticos (TM e ETM+). O sensor TM é composto por sete bandas multiespectrais com 30 m de resolução espacial, sendo as bandas 1, 2 e 3 no espectro do visível, a banda 4 no infravermelho próximo, as bandas 5 e 7 no infravermelho médio e,

por fim, a banda 6 no termal, esta com 120 m de resolução espacial e 60 m no ETM+. A principal diferença do sensor ETM+ para o TM é a inclusão da banda 8, pancromática e de 15 m de resolução. As faixas espectrais de cada uma dessas bandas podem ser constatadas na Tabela 5.3.

Tabela 5.3 - Faixas espectrais dos sensores TM e ETM+ e respectivas resoluções espaciais de suas bandas no espectro óptico.

Banda	TM	ETM+	Resolução espacial
	Intervalo espectral (µm)	Intervalo espectral (µm)	
1	0,452 – 0,518	0,452 – 0,514	30 m
2	0,528 – 0,609	0,519 – 0,601	30 m
3	0,626 – 0,693	0,631 – 0,692	30 m
4	0,776 – 0,904	0,772 – 0,898	30 m
5	1,576 – 1,784	1,547 – 1,748	30 m
7	2,097 – 2,349	2,065 – 2,346	30 m
8	---	0,515 – 0,896	15 m

Fonte: Chander et al. (2009)

Com base no ETM+/Landsat, a NASA ortoretificou imagens para grande parte do mundo, elaborando, assim, o mosaico GeoCover2000. Em projeção UTM e datum horizontal WGS84, as bandas 7, 4 e 2 foram fusionadas com a banda 8, interpolando-se os pixels para 14,25m por convolução cúbica em imagens obtidas em torno do ano 2000 +/- 3 (EARTHSAT, 2004).

A principal vantagem de se usar satélites da série Landsat consiste no amplo acervo de dados disponíveis gratuitamente de 1984 até os dias atuais para os sensores de mapeamento temático o que permite uma análise multitemporal da dinâmica da cobertura da superfície terrestre.

5.3.2. SRTM

A missão SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) foi um projeto cooperativo entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), a NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*) e o Departamento de Defesas (DOD) dos Estados Unidos, com a Agência Espacial Alemã (DLR - *Deustches Zentrum fr kluft und Raumfahrt*) e italiana (ASI – *Agenzia Spaziale Italiana*). O objetivo dessa missão foi mapear o relevo da porção continental da Terra por interferometria de radar de abertura sintética (InSAR). Os dados altimétricos SRTM disponíveis gratuitamente na rede (<http://srtm.usgs.gov/>) foram processados em forma de modelo digital de elevação (MDE) pela NASA-JPL com base na banda C, e se referem ao sobrevôo que ocorreu no período de 11 a 22 de fevereiro de 2000 (VAN ZYL, 2001; RABUS et al., 2003).

Para Valeriano (2004), o MDE-SRTM representa uma alternativa de grande interesse para suprir a carência de mapeamentos, sobretudo na África, Oceania e América do Sul. Além disso, esses dados constituem as melhores informações topográficas gratuitas e de fácil acesso para muitas regiões desses continentes.

Distribuídas desde 2003, os dados SRTM (banda C) já passaram por quatro versões que visam melhorar possíveis defeitos intrínsecos. A primeira versão dos dados pode ser adquirida no servidor do Serviço Geológico Americano (USGS). Para os Estados Unidos, os dados são distribuídos com resolução espacial de 1 arco de segundo (aproximadamente 30 m na região da linha do Equador), enquanto para o resto do mundo o produto é de 3 arcos de segundo (aproximadamente 90 metros). A Tabela 5.4 sintetiza as principais modificações nas versões SRTM.

Tabela 5.4. Comparação entre versões de MDE-SRTM

Versão 2	<ul style="list-style-type: none"> • Versão 2 inclui dados MDE para Austrália e pequenas ilhas nos oceanos Atlântico, Índico e Pacífico; • Limites de orlas marítimas são recortadas; • Versão não tem nenhum “penhasco” nas quadrículas dos MDEs distribuídos, causado pela insuficiente sobreposição na interpolação na versão 1.
Versão 3	<ul style="list-style-type: none"> • Inclui grade finalizada dos dados SRTM; • Usa MDEs auxiliares para preencher áreas sem informações, geralmente corpos d’água ou encostas de montanhas muito íngremes.
Versão 4	<ul style="list-style-type: none"> • Usa diferentes técnicas de interpolação para extrapolar valores nas áreas sem informação, descrito por Reuter et al. (2007); • Usa MDEs extras para auxiliar no preenchimento de áreas sem informação.

Adaptado: CGIAR-CSI (In: <http://srtm.csi.cgiar.org/>)

Em todas as versões, os MDEs apresentam projeção cartográfica geográfica, com *datum* horizontal e vertical WGS84 e resolução espacial de 3” (arco de segundos) ou 0,000833° (arco de graus) para a América do Sul (Rabus et al., 2003).

Por ser derivado da banda C (~5,6 cm de comprimento de onda), o MDE-SRTM apresenta sensibilidade a variações não topográficas da superfície de alvos maiores que 5,6 cm, podendo representar componentes da vegetação como folhas, galhos e troncos maiores, além de edificações (WALKER et al., 2007). Em áreas densamente florestadas, o MDE pode ter ligeira penetração no dossel arbóreo, não precisamente da topografia (VALERIANO et al., 2006). Estudo efetuado por Hofton et al. (2006) comparando o MDE-SRTM com altímetro laser, mostra que a elevação do MDE-SRTM para áreas de solo

exposto e baixa densidade de vegetação, a precisão altimétrica dos produtos são similares. Entretanto para áreas mais vegetadas, não necessariamente o MDE-SRTM corresponde a altura do dossel da vegetação, evidenciando a penetrabilidade do modelo sobre a cobertura vegetal.

No Brasil, foi criado o projeto “TOPODATA-Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil”, no qual o MDE-SRTM da versão 1 foi refinado de 3” para 1” baseado na interpolação dos dados por krigagem (VALERIANO et al., 2006; VALERIANO; ROSSETTI, 2010). Além disto, algoritmos foram aplicados para derivar variáveis geomorfométricas de declividade, orientação de vertente, curvatura vertical e horizontal, forma de relevo, identificação de talwegues/divisores de água e iluminação/sombreamento (VALERIANO; ALBUQUERQUE, 2010). Tanto o MDE-SRTM refinado, quanto as variáveis geomorfométricas são de livre acesso na rede (<http://www.dsr.inpe.br/topodata/>).

Estudo efetuado por Rodríguez et al. (2006) para avaliar a precisão altimétrica dos dados SRTM mostrou erro absoluto de 6,2 m para a América do Sul. Numa escala maior, Oliveira e Paradella (2008) avaliaram que a exatidão altimétrica em áreas de solo exposto para a Amazônia está dentro do Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC) classe A vigente no Brasil, sendo possível utilizar os dados em escala de até 1:100.000. Em trabalho mais recente, Miceli et al. (2011) testaram vários MDE gratuitos, como as várias versões do SRTM e o GDEM-ASTER, outro modelo gratuito de distribuição global. Esses autores constataram que todos os MDEs são compatíveis de serem utilizados na escala 1:100.000 na PEC classe A, com destaque para o SRTM-TOPODATA, que atingiu qualidade para ser utilizado na PEC classe B na escala 1:50.000.

Por possuir maior densidade de informação altimétrica em relação às eventuais cartas topográficas disponíveis na maioria da região amazônica, o uso do

MDE-SRTM é fundamental na caracterização morfológica e no reconhecimento de paleomorfologias.

5.3.3. PALSAR/ALOS

O sensor PALSAR (*Phased Array L-band SAR*) do satélite ALOS foi concebido para ser o substituto do SAR/JERS-1 da JAXA (*Japanese Space Exploration Agency's*). Com os avanços tecnológicos, o ALOS é uma versão melhorada do seu precursor, sendo um instrumento de polarização total (*fully polarimetric*) operante em banda L, com frequência de 1270 MHz ($\lambda = 23,6$ cm).

Este sensor apresenta quatro modos possíveis de observação: FBS (*Fine Beam Single polarization*), FBD (*Fine Beam Dual polarization*), POL (*Polarimetric mode*) e ScanSAR. Rosenqvist et al. (2007a) destacaram como principal aspecto inovador deste sensor, a sua estratégia operacional de aquisição de imagens. Anualmente, são obtidas mais de 200.000 cenas do sensor PALSAR em seus quatro modos, fornecendo aos usuários novas opções de dados de alta resolução livres de cobertura de nuvens, o que favorece seu uso particularmente em zonas equatoriais. A aquisição nos modos FBD e FBS foi projetada para atender requisitos de dados relativos a florestas e mudanças da cobertura terrestre.

No modo FBS os dados PALSAR podem ser adquiridos na polarização HH ou VV. O modo FBS pode operar gerando dados nas polarizações HH e HV ou VV e VH, no qual o ângulo de visada é variável (i.e., $9,9^\circ$ a $50,8^\circ$) em 18 módulos de observação. No total, são 72 alternativas de imageamento para os modos FB, dos quais duas foram escolhidas pela JAXA para funcionar operacionalmente: i) polarização HH e ângulo *off-nadir* de $34,3^\circ$ para o modo FBS; e ii) polarizações HH e HV e ângulo *off-nadir* de $34,3^\circ$ para o modo FBD (ROSENQVIST et al., 2007a). Em ambos os modos, a faixa de imageamento é

de 70 km e o ângulo de incidência em amplitude (*range*) corresponde a 36,6° e 40,9° do *near* para o *far range* (Rosenqvist et al., 2007a).

Além da independência de aquisição dos dados em relação às condições atmosféricas, o uso de dados SAR, principalmente em banda L como o PALSAR complementa o reconhecimento de feições não perceptíveis em dados ópticos em decorrência da interação do comprimento de onda com os alvos da superfície terrestre.

5.3.4. Integração de dados em Sensoriamento Remoto

Atualmente, com a maioria dos produtos de sensoriamento remoto são disponíveis em formato digital, a integração de diferentes dados é um método comum usado na interpretação e análise de sistemas naturais terrestres. Essa integração baseia-se na combinação (sobreposição de camadas/*layers*) ou fusão de dados de múltiplas fontes, com objetivo de extrair mais e melhores informações (ZHANG, 2010). Para isso, são usados dados multivariados, sejam multitemporais, multirresoluções, multissensores, multi-espectrais e multi-polarizações (DONG et al. 2009).

A partir do desenvolvimento de diversos sensores em plataformas aéreas e orbitais, a integração de diferentes produtos em fusão multissensores é um tema que vem ganhando destaque no meio acadêmico em sensoriamento remoto. No ano de 2010 foi, inclusive, criada a revista *International Journal of Image and Data Fusion*, que trata especificamente desse tema.

As interações da energia eletromagnética de sensores passivos e ativos com os alvos da superfície terrestre têm levado a um número crescente de trabalhos de fusão de dados ópticos e SAR. A fusão entre esses tipos de produtos tem como principais aplicações a identificação de objetos, bem como a classificação e a detecção de mudanças ambientais (DONG et al. 2009).

Os métodos mais comuns no processo de fusão baseiam-se em transformações no espaço de cores, estes incluem IHS (intensidade, matiz e saturação) e HSV (matiz, saturação e valor); transformada por componentes principais (CP); combinação aritmética (p. e. transformada de Brovey) e análise multirresolução com a transformada de *wavelet*. Todos têm vantagens e desvantagens, dependendo de cada aplicação (c.f. DONG et al., 2009; LEONARDI et al., 2009; SILVA, 2009).

Fusões entre multissensores possuem grande potencial de aplicação na caracterização do meio físico. Estudos efetuados por Souza Filho e Paradella (2002; 2005), Gonçalves et al. (2009) e Souza Filho et al. (2009) em regiões tropicais usaram diferentes dados SAR fusionados com imagens ópticas TM/Landsat para mapeamento geomorfológico e reconhecimento de feições geobotânicas. Para isso, os referidos autores realizaram análise seletiva por componentes principais das bandas do visível (1, 2 e 3) e do infravermelho médio (5 e 7). Com a CP-1 do visível e do infravermelho médio, mais a banda 4 do infravermelho próximo, foi feita uma composição RGB que passou pela transformada IHS. Substituindo o canal de intensidade (I) pela imagem SAR reamostrada, fez-se a transformada inversa e obteve-se o produto fusionado. Em abordagem semelhante, Hayakawa et al. (2010b), com base em imagens TM/Landsat e PALSAR, identificaram paleocanais no vale do rio Madeira no centro-oeste da Amazônia.

Desse modo, a integração de imagens ópticas e SAR, com destaque para a banda L devido à maior interação em dosséis da vegetação (c.f. HESS et al., 2003), pode representar uma alternativa no mapeamento que visem caracterização da paisagem em áreas tropicais.

5.3.5. Sensoriamento Remoto aplicado a megaleques

Imagens orbitais são uma das principais ferramentas na análise de megaleques (LEIER et al., 2005). Feições de paleocanais são facilmente identificadas nestes produtos, e seu mapeamento e caracterização morfológica podem auxiliar no reconhecimento de megaleques.

Análises morfométricas dos sistemas continentais distributários, sejam leques ou megaleques, foram inicialmente feitas com base em dados de fotografias aéreas, combinadas com imagens orbitais (p.e. BULL, 1964).

Imagens MSS/Landsat levaram ao reconhecimento inicial da morfologia radial do megaleque do rio Taquari no Pantanal Mato-grossense (BRAUN, 1977). Com base em composições coloridas do sensor TM/Landsat e bandas multi-espectrais isoladas, Assine e Soares (2004) ilustraram diferentes formas deposicionais desse megaleque. Esses autores detectaram ainda modificações multitemporais em sua morfologia. Assine e Silva (2009), apoiando-se também no MDE-SRTM, delimitaram paleocanais, canais atuais e lagoas, dentre outras formas deposicionais, no megaleque da planície do rio Paraguai no Pantanal Mato-grossense.

Utilizando imagens TM/Landsat, MDE-SRTM, além de dados auxiliares como cartas topográficas, Leier et al. (2005) examinaram 220 rios do globo no intuito de verificar as causas que levam à formação de um megaleque. Os principais critérios para a identificação dessas feições foram: morfologia dos depósitos sedimentares triangular/cônica dos depósitos sedimentares; dimensões superiores a 30 km da cabeceira até a parte distal; bifurcação dos canais de drenagem; e presença de paleocanais e sua disposição radial.

Em estudo do megaleque Napo-Pastaza, localizado no Equador e noroeste do Peru, Bernal et al. (2010) realizaram o mapeamento de seus canais atuais e

paleocanais baseados em multissensores. Para isto, utilizaram GeoCover/Landsat para realçar a tipologia da cobertura vegetal. Imagens ASTER/Terra também foram utilizadas, principalmente na identificação de umidade do solo e de mudanças da vegetação usando todas as bandas do sensor. A mudança de padrão vegetacional em feições alongadas, sinuosas e estreitas verificadas nas diferentes bandas em função do maior ou menor brilho, foi relacionada com diferentes estágios de desenvolvimento de paleocanais. Ainda, imagens SAR do sensor JERS (banda L) revelaram paleocanais abaixo da densa cobertura vegetal. Por fim, os autores também usaram análises morfométricas simples a partir de MDE-SRTM visando a identificação de paleocanais.

Outro autor a utilizar imagens SAR foi Latrubesse (2002) que, a partir do sensor JERS, delimitou paleocanais no vale do rio Madeira, na Amazônia, na definição de um megaleque.

Recentemente, tem-se observado incremento de trabalhos aplicando MDEs na caracterização de megaleques. Chakraborty et al. (2010), com base em MDE-SRTM, traçou perfis transversais e longitudinais sobre o megaleque Kosi e pode destacar a morfologia típica de megaleques, i.e., côncava transversalmente e convexa longitudinalmente. Os autores realizaram ainda uma comparação com outros dois megaleques: o Tista, também na bacia sedimentar do Himalaia, e o Taquari, no Pantanal brasileiro. Hartley et al. (2010) fizeram análise morfométrica dos grandes sistemas fluviais distributários do mundo, incluindo vários megaleques, a partir de imagens ópticas variadas do aplicativo GoogleEarth®, imagens Landsat, fotografias aéreas e MDE-SRTM. Esses autores verificaram relações entre a distância da cabeceira desses sistemas até sua parte distal, declividade média, tipo de plataforma em que se desenvolvem, clima e contexto tectônico.

Outros trabalhos com megaleques feitos com base em MDEs vão além de perfis topográficos e estão partindo para a modelagem dos dados de elevação. Gumbricht et al. (2005), em estudo no megaleque Okavango, na África, utilizaram uma janela móvel (filtro) de média e, subtraindo pelos dados originais do MDE utilizado, obtiveram a micro-topografia do megaleque analisado, sendo útil na avaliação dos processos de sedimentação.

Alternativa similar foi feita por Volker et al. (2007) no Vale da Morte, Califórnia (EUA), com base na técnica de análise de superfície de tendência, onde as áreas de leques tiveram seus valores de elevação processados por regressão polinomial. Este produto, subtraído dos dados topográficos originais, forneceu dados altimétricos da micro-topografia (sem tendência), também útil na avaliação de processos sedimentares.

Zani et al. (2009a) e Zani et al. (2009b) também aplicaram regressões polinomiais para o megaleque do Taquari e os demais megaleques que compõem a bacia sedimentar do Pantanal, no Brasil. Tal método permitiu a identificação de diferentes conjuntos de lobos deposicionais e a inferência da sequência cronológica da formação desses, bem como de possíveis espaços de acomodação de futuros lobos.

Ainda com base no MDE-SRTM, Wilkinson et al. (2010) aplicaram um algoritmo de rugosidade que foi útil na identificação de megaleques na América do Sul. Entretanto, os autores não dão maiores especificações sobre o algoritmo, alegando que em breve será publicado um trabalho específico sobre o assunto.

Barnes e Heins (2009) usaram dados topográficos do MDE-SRTM na delimitação dos megaleques Grande, Parapeti e Pilcomayo no Chaco boliviano e paraguaio aliado a imagens Landsat. Esses dados contribuíram no balanço de massa da deposição dos megaleques decorrentes de ciclos de erosão durante o Plio-Quaternário.

A Tabela 5.5 sintetiza os trabalhos que utilizaram produtos de sensoriamento remoto em estudos de megaleques, especificando os produtos utilizados.

Tabela 5.5 – Trabalhos com aplicações de sensores remotos em megaleques.

Trabalho	Sensor(es)/Produto(s) utilizado(s)
Braun (1977)	MSS/Landsat
Assine e Soares (2004)	TM/Landsat
Leier et al. (2005)	TM/Landsat; MDE-SRTM
Assine e Silva (2009)	ETM+/Landsat; MDE-SRTM
Kuerten (2010)	TM/ e ETM+/Landsat; MDE-SRTM
Bernal et al. (2010)	TM e ETM+/Landsat; ASTER/Terra; MDE-SRTM; JERS
Latrubesse (2002)	JERS
Latrubesse et al. (no prelo)	TM/ e ETM+/Landsat; MDE-SRTM
Chakraborty et al. (2010)	MDE-SRTM
Hartley et al. (2010)	TM/Landsat; fotografias aéreas; GoogleEarth®; MDE-SRTM
May (2006)	MSS, TM, ETM+/Landsat; ASTER; MODIS; CORONA; fotografias aéreas; MDE-SRTM
Gumbricht et al. (2005)	MDE (modelagem topográfica)
Volker et al. (2007)	MDE (<i>Lidar</i> - modelagem topográfica)
Zani (2009a)	MDE-SRTM (modelagem topográfica)
Zani (2009b)	MDE-SRTM (modelagem topográfica)
Wilkinson et al. (2010)	MDE-SRTM (modelagem topográfica)
Barnes e Heins (2009)	MDE-SRTM (modelagem topográfica, balanço de massa)

6 MATERIAIS E MÉTODOS

Para cumprir os objetivos propostos, a metodologia foi desenvolvida visando caracterizar os aspectos morfológicos e topográficos desse sistema deposicional. Para isso, foram utilizados os produtos de: padrão topográfico regional do relevo dado pela análise de superfície de tendência; hidroperíodo (frequência de inundação) e variabilidade de áreas alagadas, sendo o primeiro com objetivo de análise quantitativo e outro qualitativo; e mapa de fitofisionomia. Imagens ópticas TM/Landsat foram interpretadas na averiguação de paleomorforlogias.

A discussão sobre a gênese do sistema deposicional na área de estudo foi embasada na análise morfoestrutural, que incluiu a extração de lineamentos morfoestruturais da rede de drenagem e da morfologia da paisagem. Padrões morfoestruturais obtidos para a área de estudo foram comparados com os do embasamento cristalino adjacente, derivados de base cartográfica do IBGE (2005, 2010), a fim de analisar a possibilidade de reativações de estruturas do embasamento durante o desenvolvimento do sistema deposicional sob análise. Os materiais e procedimentos utilizados para obtenção desses produtos são descritos em detalhe a seguir.

6.1. Materiais

Os sensores remotos utilizados incluíram: imagens ópticas do sensor TM/Landsat; imagens SAR do sensor PALSAR/ALOS; e o MDE-SRTM refinado do banco de dados TOPODATA. A localização das cenas utilizadas é indicada na Figura 6.1.

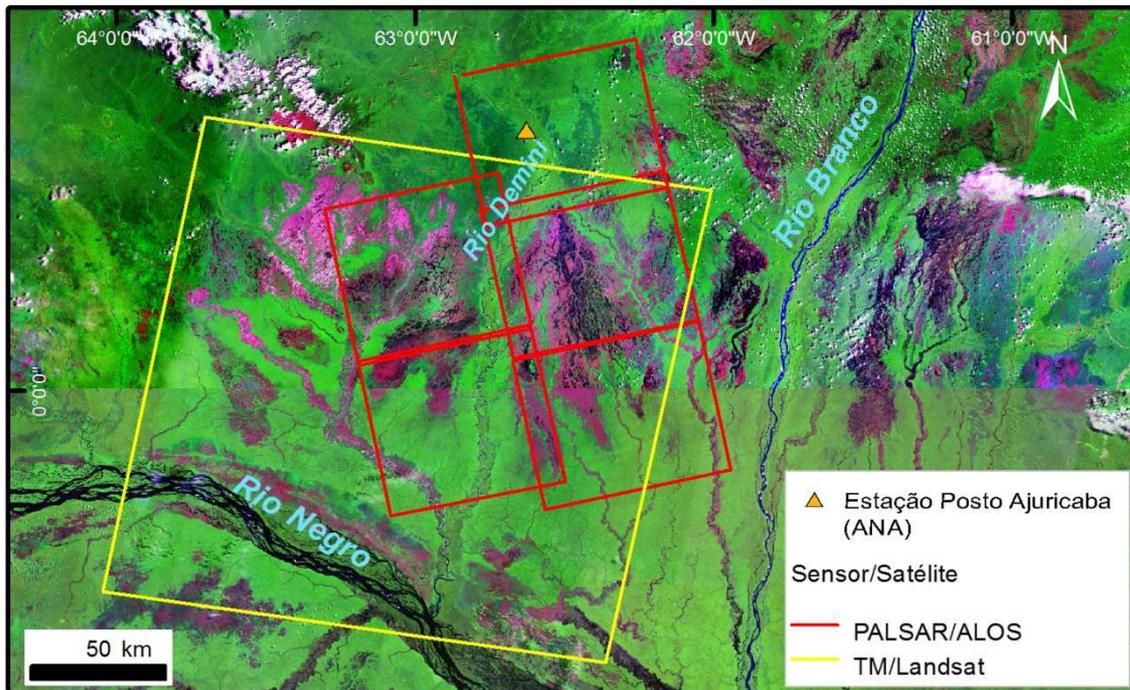


Figura 6.1 - Quadrantes correspondentes aos produtos orbitais utilizados na presente pesquisa. O MDE-SRTM, por ser um dado contínuo para a área de estudo, não está representado. A imagem de fundo é o Mosaico GeoCover (R7G4B2).

Imagens TM/Landsat foram obtidas do banco de dados da USGS/Glovis (<http://glovis.usgs.gov/>) e do INPE/DGI (<http://www.dgi.inpe.br/>). Imagens correspondentes à órbita/ponto 233/060, foram escolhidas conforme o regime hidrológico e menor cobertura de nuvens possível. As características das imagens ópticas utilizadas são apresentadas na Tabela 6.1.

As imagens PALSAR foram obtidas do IBGE (<ftp://geoftp.ibge.gov.br/imagens/Alos/>). Essas imagens estão em modo FBD, em órbitas ascendentes, tendo sido adquiridas em junho de 2008, correspondente ao período de cheia. Maior detalhe técnico das imagens PALSAR utilizadas para este estudo é apresentado na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 – Características das imagens TM e PALSAR selecionadas para o presente estudo.

Plataforma	Sensor	Banda	Data de aquisição	Angulo de incidência	Tamanho do pixel (m)	No. de looks	Formato da imagem
ALOS	PALSAR	L (HH e HV)	06/06/2008 23/06/2008	36,6°-40,9°	12,5	4	16 bits
Landsat-5	TM	1,2,3,4,5 e 7	Várias datas	nadir	30	-	8 bits

O MDE-SRTM foi obtido a partir do site <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>, correspondendo à segunda versão disponibilizada no banco de dados TOPODATA (VALERIANO; ROSSETTI, 2011).

Para a extração da rede de drenagem, utilizou-se mapas de drenagem na escala 1:100.000, disponibilizadas pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA) no endereço eletrônico <http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datadownload.htm>. Como dados auxiliares, também foram utilizados mapas geológicos oficiais (SCHOBENHAUS et al., 2004; IBGE, 2005, 2010). Para auxiliar na identificação do período de seca, vazante e cheia na área do estudo, foram utilizados dados hidrológicos de cota (régua) do rio Demini na estação de monitoramento Posto Ajuricaba, controlado pela Agência Nacional das Águas (ANA), cuja localização está na Figura 6.1. É importante salientar que todos os multissensores e dados utilizados aqui são de acesso gratuito.

6.2. Métodos

6.2.1. Pré-processamentos

O pré-processamento das imagens TM/Landsat consistiu apenas no georreferenciamento. Enquanto os produtos do USGS/Glovis já vêm devidamente georreferenciados, as imagens obtidas do INPE tiveram de ser georeferenciadas buscando-se erros médios quadráticos inferiores a 0,5 pixels. Imagens PALSAR, obtidas no modo FBD, já são georreferenciadas, ortorretificadas e processadas no nível 1.5. O único pré-processamento necessário para esses produtos consistiu na aplicação de filtros adaptativos para a redução do ruído *speckle*. Avaliações prévias qualitativas mostraram que o filtro *Enhanced-Lee* em janela 5x5 foi o que apresentou melhor resultado para ressaltar as características dessas imagens. O aplicativo utilizado na fase de pré-processamentos foi o Envi 4.7.

6.2.2. Análise de Superfície de Tendência

Esta técnica foi utilizada com o objetivo de analisar o padrão regional da distribuição das cotas topográficas sobre a área de estudo e, assim, permitir sua melhor caracterização morfológica. Esse método, amplamente utilizado na geologia, consiste em separar um conjunto de dados em dois componentes, um de natureza regional e outro representativo de gradientes locais (DAVIS, 1986; JONES et al., 1986; SWAN; SANDILANDS, 1995). Com base na aplicação de regressões polinomiais, cujas variáveis independentes foram as coordenadas geográficas (X e Y) e a topografia (Z) como variável dependente, é obtido o padrão topográfico regional. A diferença entre o MDE-SRTM e a superfície de tendência, na linguagem estatística denominada de resíduos, pode ser entendidos como a micro-topografia, ou seja, variações locais dentro do padrão topográfico regional. As equações de regressões polinomiais são

obtidas em diferentes graus polinomiais (Tabela 6.2), de acordo com o tipo de fenômeno que se pretende modelar. Como leques alvuais possuem características topográficas regionais simples, espera-se que uma superfície de tendência com baixo grau polinomial seja suficiente para ser representada.

Tabela 6.2 - Equações polinomiais utilizadas na análise de superfície de tendência de acordo com o grau do polinômio.

Grau do polinômio	Equações
1	$Z = \beta_0 + \beta_1 X + \beta_2 Y$
2	$Z = \beta_0 + \beta_1 X + \beta_2 Y + \beta_3 X^2 + \beta_4 XY + \beta_5 Y^2$
3	$Z = \beta_0 + \beta_1 X + \beta_2 Y + \beta_3 X^2 + \beta_4 XY + \beta_5 Y^2 + \beta_6 X^3 + \beta_7 X^2 Y + \beta_8 XY^2 + \beta_9 Y^3$
N	$Z = \sum_{i=0}^N \sum_{j=0}^N \beta_{ij} X^i Y^j$

Os dados topográficos do MDE-SRTM utilizados para a extração da superfície de tendência são afetados pelo efeito dossel, como já descritos anteriormente. A área de estudo apresenta contato brusco entre formações florestais e campinaranas, a amostragem das cotas de elevação foi orientada de forma a evitar incluir áreas com vegetação arbórea. Para isso, foi feita uma máscara apenas em locais de baixa densidade de vegetação, aplicando-se o Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME) (SHIMABUKURO; SMITH, 1991), extraindo-se imagens frações solo, vegetação e água/sombra da imagem TM/Landsat de 04/03/1987.

A partir da imagem fração solo, foi feita amostragem de áreas de solo exposto e baixa densidade de vegetação, preferencialmente rala. Com base na frequência dos valores dessa imagem-fração, foi definido um limiar para o fatiamento. Para isto, criou-se uma máscara para as áreas de solo exposto e de baixa densidade de vegetação. Dentro dessa máscara, foram sorteados

aleatoriamente 1200 pontos para amostrar valores altimétricos e garantir a independência espacial das amostras. Com base nas coordenadas XYZ (longitude, latitude e altimetria), foi realizada a análise de superfície de tendência, com equações polinomiais de primeiro ao quinto grau. A significância estatística das superfícies computadas e do incremento no grau da superfície polinomial foi feita por meio da análise de regressão (modelo ANOVA). O fluxograma da Figura 6.2 sintetiza os procedimentos descritos e os aplicativos utilizados nessa etapa.

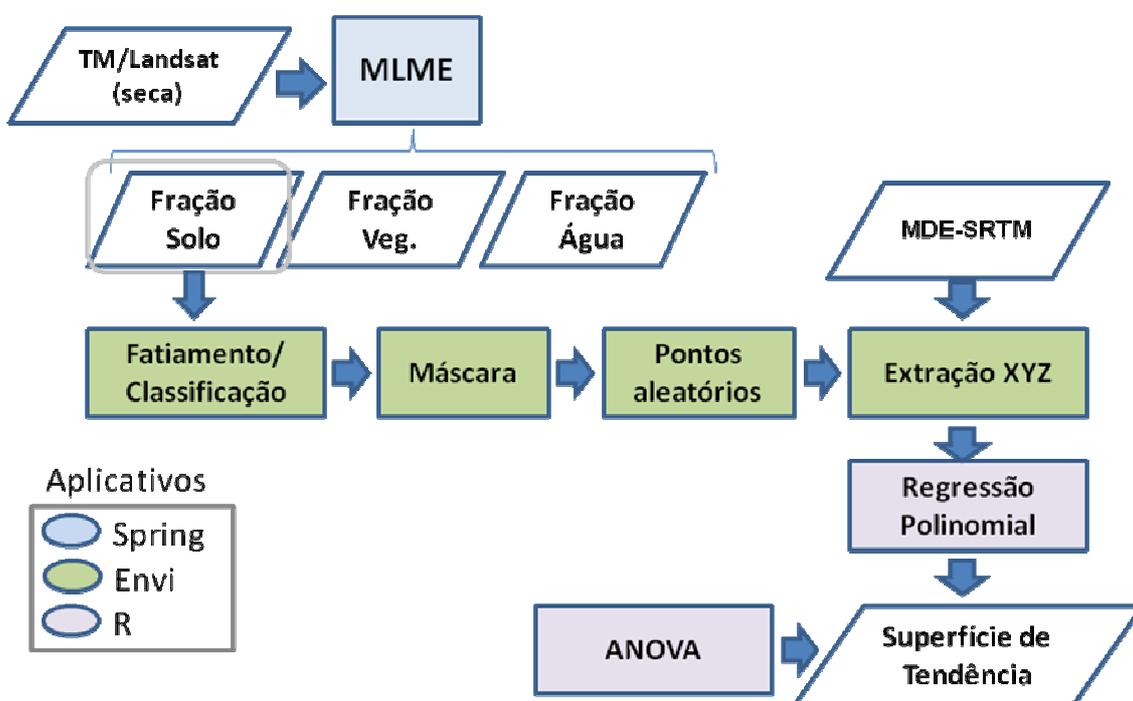


Figura 6.2 - Fluxograma dos procedimentos utilizados para a análise de superfície de tendência na área de estudo e os respectivos aplicativos em cada etapa.

Os resultados da análise de regressão e dos coeficientes de determinação ajustados (R^2 ajustado) das superfícies de tendência foram avaliados no intuito de verificar se houve aumento dos graus polinomiais.

6.2.3. Hidroperíodo

Para a determinação do hidroperíodo, também definida como frequência de inundação, a metodologia seguiu os procedimentos descritos por Zani e Rossetti (2012), que teve como dado principal a banda 5 dos sensores TM e ETM+/ Landsat.

Com base na série temporal de imagens TM/Landsat da órbita/ponto 233/060, as imagens foram agrupadas de acordo com o regime hidrológico em cheia, vazante e estiagem, com auxílio dos dados hidrométricos da estação do Posto Ajuricaba. Após esse agrupamento, realizou-se classificação booleana de corpos d'água (ND=1) e não-água (ND=0). Para isto, fez-se fatiamento da banda 5 (infravermelho-médio), por ser um método simples e eficaz para este tipo de mapeamento (FRAZIER; PAGE, 2000; ZANI; ROSSETTI, 2012).

Com as imagens classificadas, foram feitas as médias das imagens do período de cheia, vazante e estiagem. Com as médias de cada período, foi realizada uma soma, na qual os valores variam de 0 a 3. Esse intervalo pode ser fatiado, para representar gradiente entre ausência de corpos d'água (0) à presença de corpos d'água permanente (3) em toda a série temporal analisada. As Figuras 6.3 e 6.4 ilustram essa etapa do método.

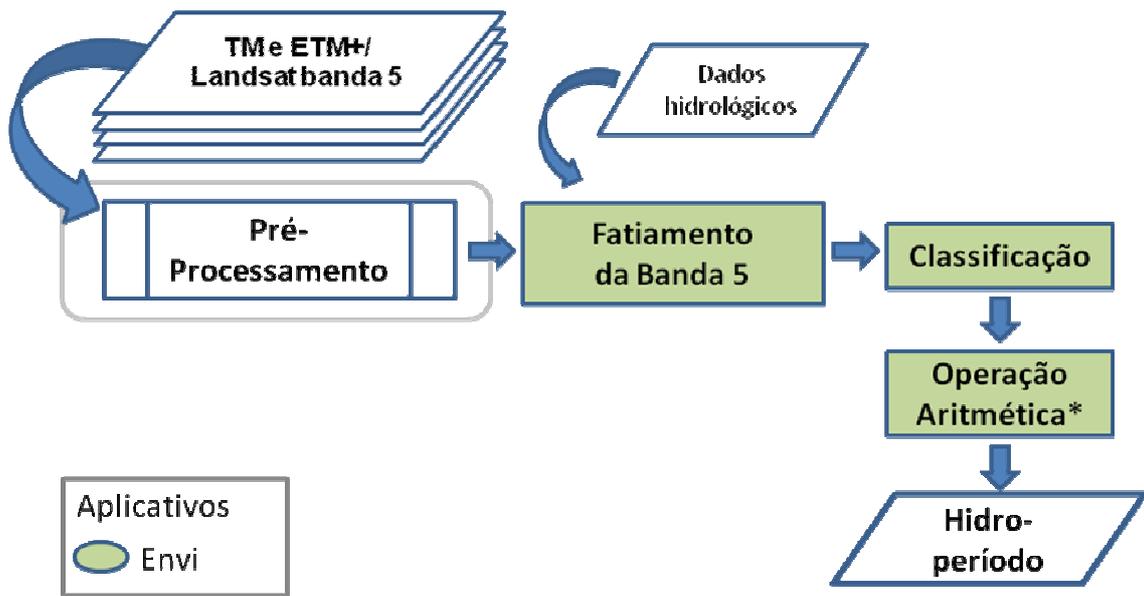


Figura 6.3 - Fluxograma dos procedimentos necessários para a obtenção do mapa de hidroperíodo.

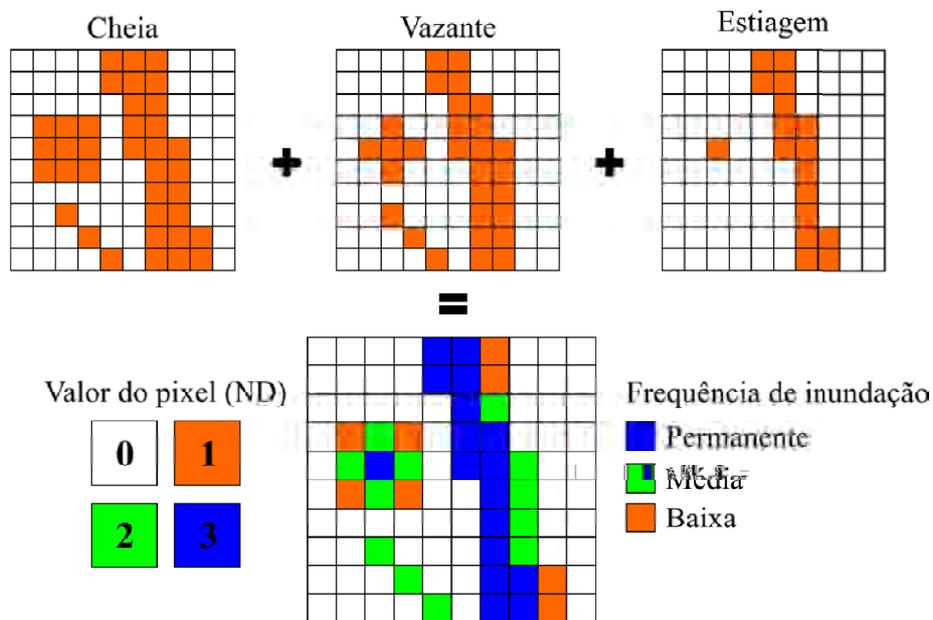


Figura 6.4 - Operações aritméticas sobre imagens classificadas visando obtenção do hidroperíodo.

Fonte: Zani e Rossetti (2012).

6.2.4. Variabilidade das áreas alagadas

A variabilidade espaço-temporal das áreas alagadas foi obtida por meio da análise de componentes principais (ACP) de uma mesma série de dados, que é um método convencional para detecção de mudanças em uma série temporal de imagens (p.e. JIAJU, 1988). A escolha de imagens com ausência de nuvens foi ainda mais rigorosa neste caso relativamente ao procedimento anterior, já que a presença de nuvens pode influenciar no cálculo da matriz de correlação e/ou na covariância na ACP.

Como o produto visa obter a variabilidade de áreas alagadas, foi aplicado o MLME (SHIMABUKURO; SMITH, 1991) sobre as imagens selecionadas, a fim de extrair imagens-fração água da série temporal.

Com a aplicação da ACP sobre um mesmo conjunto de dados numa série temporal, no caso as imagens-fração água, a informação contida na primeira componente principal (CP-1) possui informação comum a todos os dados de entrada. A segunda componente principal (CP-2) apresenta as feições mais variáveis do conjunto analisado e, assim, sucessivamente. Isso significa que a CP-1 contém a informação de não mudança, enquanto a CP-2 terá a informação de maior variação no tempo.

Com base na CP-2, foi realizado fatiamento dos valores em ND e aplicado um esquema de paleta de cores para atribuir áreas que variam em maior ou menor proporção seus corpos d'água. A Figura 6.5 ilustra os procedimentos do método de variabilidade de áreas alagadas aqui descritos.

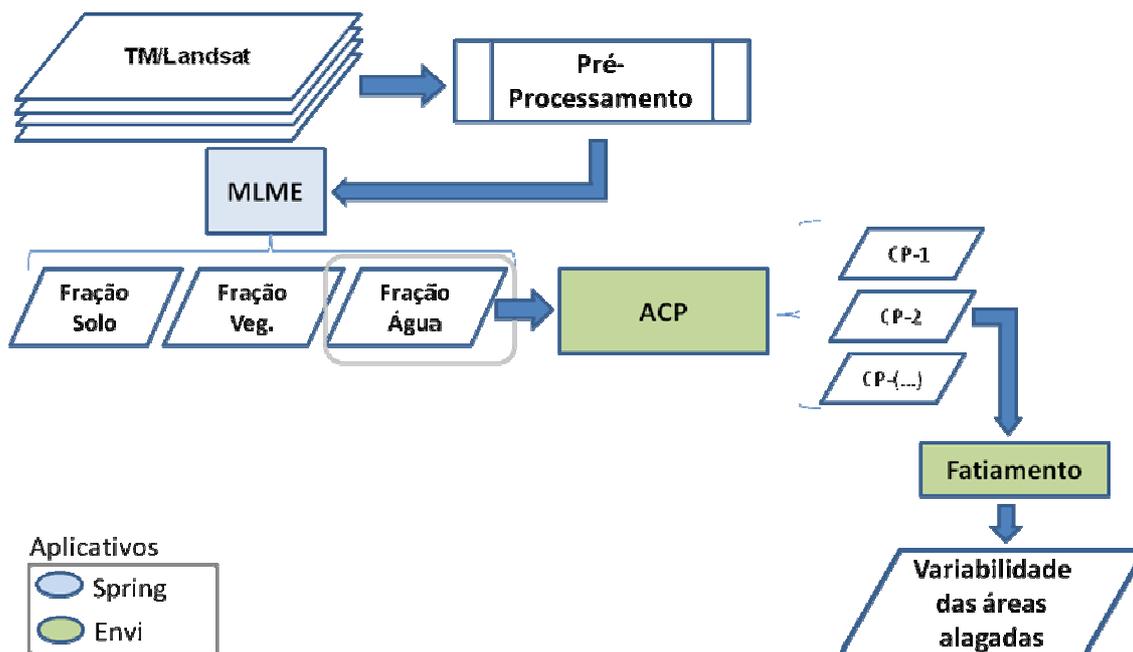


Figura 6.5 - Fluxograma dos procedimentos utilizados para a obtenção do produto de variabilidade de áreas alagadas.

6.2.5. Mapa de fitofisionomia

Outro produto importante obtido neste trabalho foi o mapa de fitofisionomia, que possibilitou verificar possíveis relações entre a morfologia do suposto megaleque com a vegetação. As classes fitofisionômicas foram mapeadas a partir de análise prévia, definindo-as em: floresta de terra firme; floresta alagada; campinarana gramíneo-lenhosa; campinarana arborizada; e corpos d'água (Figura 6.6).

A técnica escolhida nesse trabalho foi a classificação por árvore de decisão (AD). Este tipo de classificador baseia-se na elaboração de uma série de regras hierárquicas a partir de um conjunto de dados. As regras consistem em limiares utilizados para dividir um dado, denominado de nó, em dois grupos ou ramos (SIMARD et al., 2000).

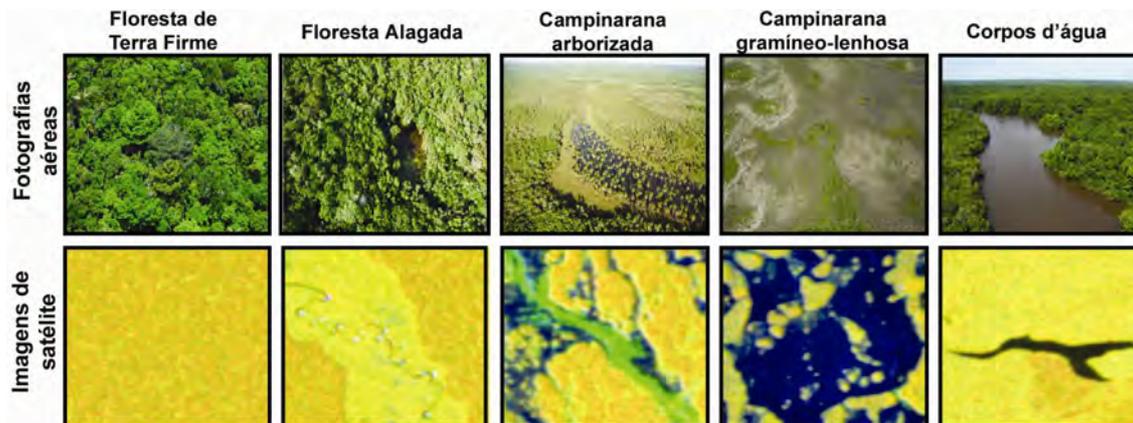


Figura 6.6 - Classes fitofisionômicas definidas para a área de estudo. Composição colorida das imagens de satélite RGB (HH, HV, B5).

Classificadores de AD possuem como vantagem em relação a outros métodos de classificação tradicional, trabalhar com conjunto de dados não homogêneos e de distribuição estatística desconhecida (HANSEN et al., 1996). Com isso, é possível a integração de diferentes tipos de dados para refinar a separabilidade de classes de interesse, como dados ópticos, SAR, MDEs, entre outros.

Os nós são escolhidos visando-se a obtenção de classes mais puras a partir de regras determinadas em seus ramos. Um exemplo hipotético de AD é dado na Figura 6.7. Um nó dado por um atributo é dividido em ramos a partir de regras, gerando uma nova classe ou um novo nó, até que as classes de interesse sejam identificadas. No caso exemplificado, três atributos (X,Y e V) distinguiram cinco classes (A,B, C, D e E).

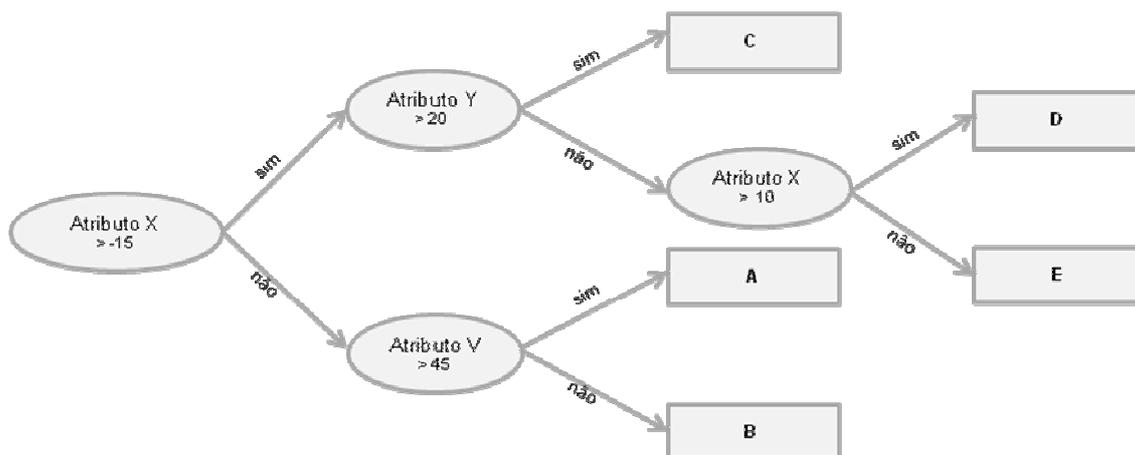


Figura 6.7 - Árvore de decisão hipotética mostrando como os nós, a partir de atributos, são definidos em classes através de um conjunto de regras hierárquicas.

A determinação dos atributos que melhor permitiram separar os diferentes tipos de vegetação da área de estudo foi feita com auxílio da técnica de mineração de dados. Essa é uma etapa importante no processo de descoberta de conhecimento em banco de dados (c.f. FAYYAD et al., 1996; SILVA, 2006; VIEIRA, 2010). O algoritmo de mineração de dados utilizado foi o C4.5, que permite o uso de atributos contínuos nos nós da árvore, ou seja, não categóricos. Esta técnica tem sido amplamente utilizada no meio científico, tendo como vantagem o fato do algoritmo manter a árvore menor possível, possibilitando sua melhor compreensão e desempenho preditivo (QUINLAN, 1993; KOHAVI; QUINLAN, 2002).

Na escolha dos atributos para a mineração de dados, optou-se por trabalhar com os valores físicos de reflectância de superfície das bandas do sensor TM/Landsat-5 e de retroespalhamento em σ^0 (sigma zero) do PALSAR. Essa escolha se deve ao fato desses atributos por serem preditivos, cujo conhecimento em comportamento espectral dos alvos auxilia na interpretação da árvore de decisão a ser gerada.

Os valores de reflectância foram obtidos a partir da conversão radiométrica dos valores em ND (nível digital) para reflectância aparente. Isto foi feito conforme coeficientes obtidos em Chander et al. (2009) e, após correção atmosférica das imagens, pelo método 6S (*Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum*) de Vermote et al. (1997).

Já a conversão dos valores de ND (em 16 bits) para σ^0 das imagens PALSAR no nível de processamento 1.5 foi feita com base em Shimada et al. (2009):

$$\sigma^0 = 10 \cdot \log_{10}(10^2) + CF \quad \text{Equação 1}$$

Onde, CF corresponde a um fator de calibração, cujos valores para as imagens obtidas antes do dia 6 de janeiro de 2009 variam conforme o modo de operação, ângulo de incidência, polarização e a data de obtenção das imagens. Após esse dia, o CF passou a ser único para todos os modos de operação. Para as imagens FBD, com ângulo de incidência de 34,3°, tem-se o histórico de CF apresentado na Tabela 6.3.

Tabela 6.3 - Valores do fator de calibração (CF) do sensor PALSAR, modo FBD (34,3°)

Imagem PALSAR	Antes de 06/01/2009	Após 07/01/2009
FBD(34,3°) - HH	-83,2	-83,0
FBD(34,3°) - HV	-80,2	-83,0

Fonte: Shimada et al. (2009)

A amostragem das instâncias de treinamento deu-se por meio da coleta de pequenos polígonos ao longo das cenas que cobriam a área de estudo, de modo que ficasse o mais distribuído possível baseada em interpretação visual.

A coleta desses polígonos foi feita visando amostrar cerca de 10 mil pixels para cada classe.

O aplicativo utilizado para a mineração de dados foi o Weka (*Waikato Environment for Knowledge Analysis*) (HALL et al., 2009), cujo custo computacional não permite um número muito grande de instâncias de treinamento. Desse modo, das ~10 mil amostras por classe, foi feita amostragem aleatória para mil pixels por classe, também objetivando-se garantir a independência espacial entre elas. O algoritmo C4.5 (QUINLAN, 1993; KOHAVI; QUINLAN, 2002) no aplicativo Weka foi reprogramado em linguagem de programação Java e renomeado para J48.

Após a classificação por AD, foi aplicado um filtro 5x5 de pós-classificação na imagem com base na análise de maioria sobre a imagem classificada. Este procedimento visou atenuar possíveis efeitos “sal e pimenta”, que pode acontecer com esse tipo de classificador num processo pixel-a-pixel, principalmente envolvendo dados SAR. Nesse filtro, o pixel central é alterado para a classe mais abundante dentro da janela móvel definida, 5x5 no caso.

A validação dessa classificação foi realizada com base na amostragem aleatória estratificada de cem pontos por classe também por interpretação visual, para se obter a respectiva matriz de confusão, com exatidão global e estatística kappa. Testes de hipótese foram realizados para verificar a significância desses valores (CONGALTON; GREEN, 2009). Os procedimentos descritos aqui estão sintetizados na Figura 6.8.

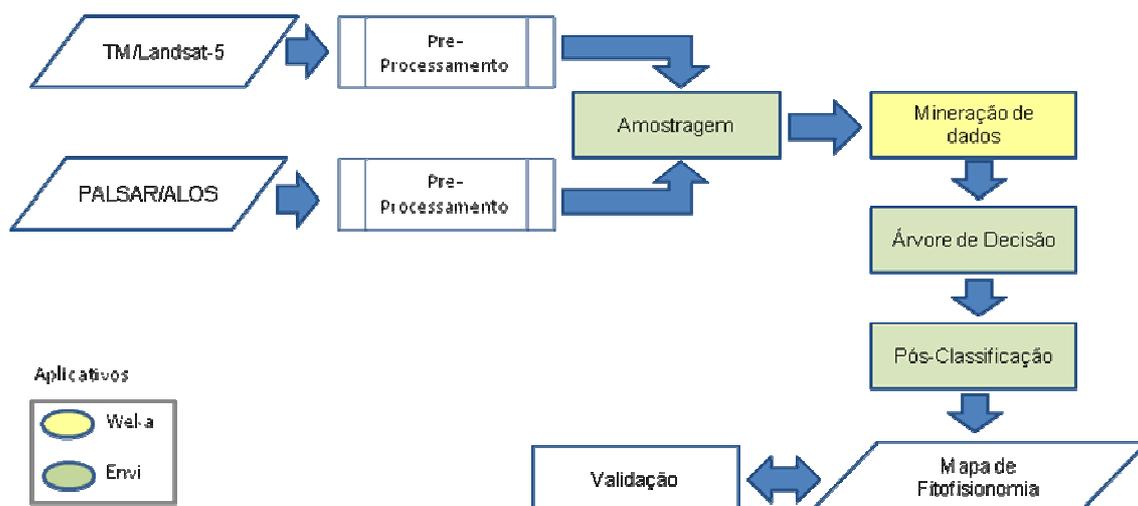


Figura 6.8 – Procedimentos utilizados na elaboração do mapa de fitofisionomia.

6.2.6. Interpretação visual de imagens ópticas TM/Landsat

Em complementação aos produtos obtidos anteriormente descritos, também foram utilizadas imagens ópticas TM/Landsat da área de estudo para interpretação visual. Este procedimento visou ajudar na caracterização morfológica da área de estudo, tendo como critérios, elementos básicos de interpretação como a diferença de tonalidades e a geometria em composições coloridas das imagens multi-espectrais (JENSEN, 2009).

6.2.7. Extração da rede de drenagem

A análise preliminar da base de dados vetoriais de drenagem disponibilizadas pelo MMA revelou inconsistências no mapeamento de algumas drenagens. Por isso, esse arquivo vetorial foi re-editado para prevalecer uma melhor coerência dos dados. Para isto foram comparados os vetores com drenagens visualizadas em produtos derivados de processamentos das imagens ópticas e PALSAR. Pelo fato da área de estudo ser muito plana e ter efeito da vegetação sobre o MDE-SRTM, a extração automática da drenagem não se mostrou um

método eficaz. Por isso, foi elaborado um produto híbrido oriundo da fusão do sensor PALSAR com o TM/Landsat para integrar diferentes respostas espectrais desses sensores em um único produto e, assim, realçar melhor a rede de drenagem antes de sua vetorização.

A metodologia de fusão de dados ópticos e SAR foi adaptada de Souza Filho e Paradella (2002; 2005). As imagens foram trabalhadas em valores de ND com o objetivo de obter apenas um produto estético, que permitiu identificar melhor a rede de drenagem. Esse método de fusão foi baseado na transformada seletiva por componentes principais das bandas do TM/Landsat das regiões espectrais ópticas abrangidas pelo sensor. Sendo assim, foi feita a análise das bandas do visível (1, 2 e 3) e das bandas da infravermelho médio (5 e 7) por componentes principais (ACP). Em seguida, foi feita composição colorida RGB da primeira componente das bandas do visível (CP-1 visível), do infravermelho médio (CP-1 IV-médio) e, por fim, da banda 4 (infravermelho próximo). A partir da imagem RGB, foi feita a transformada HSV (*hue*, *saturation* e *value* - matiz, saturação e valor, respectivamente).

A imagem V (*value*) foi substituída pela imagem PALSAR na polarização HH, tendo em vista que essa polarização realça melhor a drenagem nesse tipo de fusão (Hayakawa et al., 2010b). Em seguida, foi realizada a transformada inversa de HSV para RGB com reamostragem por convolução cúbica em 12,5 m (tamanho do pixel da imagem PALSAR), gerando, assim, a imagem fusionada. Os procedimentos são detalhados no fluxograma da Figura 6.9. A escolha pela transformada HSV deu-se por este apresentar resultados visuais que melhor auxiliaram na distinção da drenagem em testes preliminares.

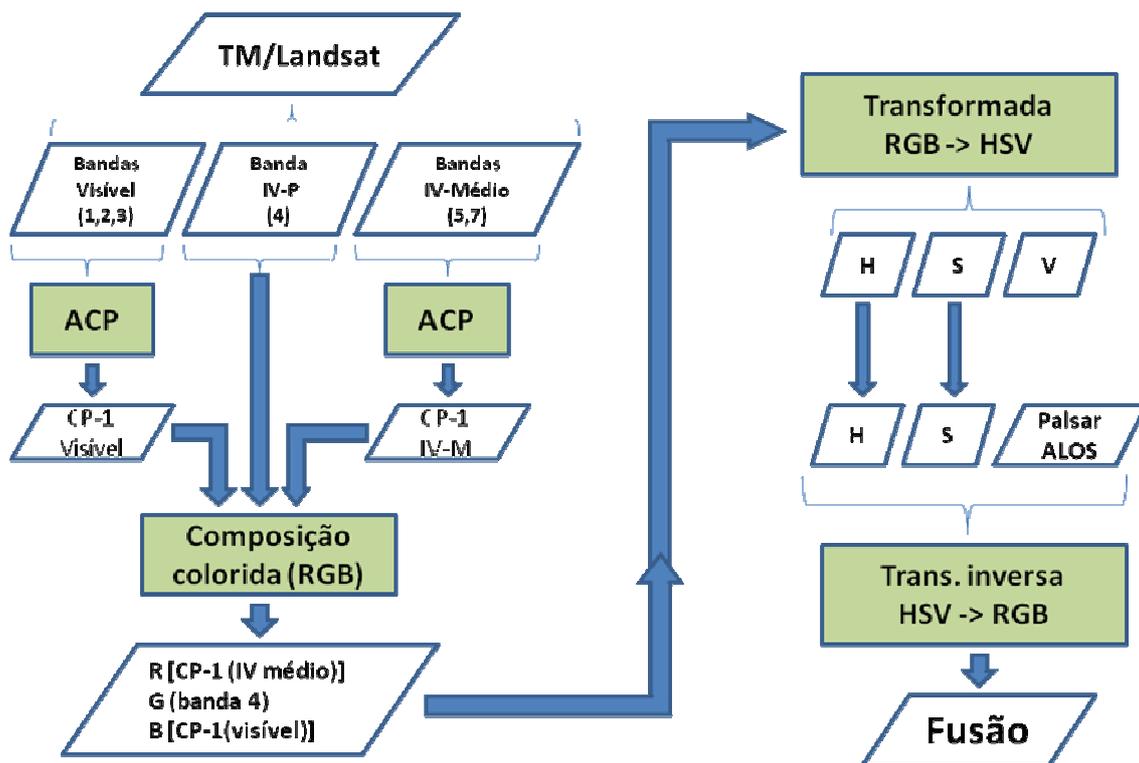


Figura 6.9 - Fluxograma dos procedimentos utilizados para a fusão da imagem óptica com a SAR.

A partir de interpretação visual em escala 1:100.000, respeitando a escala original do mapeamento, os seguimentos da drenagem que divergiam da base cartográfica do MMA, foram vetorizados. Com base na drenagem vetorizada também foi elaborado o produto de densidade de drenagem.

6.2.8. Extração de lineamentos morfoestruturais

Dado o interesse na análise regional, o traçado de lineamentos morfoestruturais foi estendido além dos limites da área de estudo, tendo-se utilizado imagens vizinhas a essa órbita/ponto.

A área de estudo conta com mapeamento geológico efetuado por Schobbenhaus et al. (2004) e o IBGE (2005, 2010), ambos em escala 1:250.000. Esse último apresenta maior detalhe em relação aos lineamentos

morfoestruturais, tanto no embasamento cristalino do Escudo das Guianas, quanto na bacia sedimentar. Entretanto, os dados para a área da bacia sedimentar foram considerados inadequados para o tipo de análise pretendida. Sendo assim, optou-se nesse trabalho, por efetuar extração completa dos lineamentos na área de estudo. Isto foi feito com base na rede de drenagem e na morfologia da paisagem. O produto para essa caracterização foi o resultante da fusão entre os dados TM/Landsat e PALSAR anteriormente descrito, adicionada à análise do MDE-SRTM, com esquema de paleta de cores (c.f. HAYAKAWA et al., 2010a).

A imagem fusão foi utilizada por facilitar a visualização de lineamentos em áreas com amplas planícies de inundação, além de salientar contrastes entre tipos vegetacionais. Sendo assim, a área de estudo contou com dois produtos de lineamentos: um oriundo exclusivamente da rede de drenagem; e outro da morfologia da paisagem (imagem fusionada em combinação com o MDE-SRTM em esquema de paleta de cores), tendo em vista que lineamentos podem ser melhor visualizados ora em um produto, ora em outro.

Mesmo com a rede de drenagem editada para a escala 1:100.000, os lineamentos morfoestruturais foram extraídos na escala 1:250.000, por se apresentarem mais notáveis nessa escala de trabalho. Os mesmos foram extraídos numa área de abrangência maior, desde os terraços do rio Branco a leste, os terraços do rio Negro a sul e no rumo da direção N-S do rio Araçá a oeste, a fim de favorecer uma análise regional.

Os lineamentos extraídos passaram por análise direcional, sendo representados em diagramas de roseta, com intervalos de 10°, de acordo com a frequência e comprimento absoluto. Mesma análise foi aplicada nos lineamentos efetuados pelo IBGE (2005, 2010), que estão sob a bacia de drenagem do rio Demini no embasamento cristalino, para comparar com os lineamentos da bacia sedimentar onde está localizado o possível megaleque.

Com os lineamentos extraídos da rede de drenagem em conjunto com os da morfologia da paisagem, foi obtido, também, o produto de densidade de lineamentos.

Nesse trabalho, buscou-se, ainda, compartimentar a área de estudo em áreas com características morfológicas homogêneas. Isso foi feito com base nos produtos anteriormente descritos principalmente comparando áreas com predomínio de formações florestais com as de campinaranas. Com isto, lineamentos morfoestruturais desses compartimentos puderam ser comparados entre si.

7 RESULTADOS

No intuito de simplificar a apresentação dos resultados obtidos neste trabalho, este capítulo foi organizado em subitens de acordo com os métodos propostos.

Estes itens estão organizados na seguinte sequência de descrição: topografia regional, dada pela análise de superfície de tendência; morfologia das áreas susceptíveis à inundação, dado pelos produtos de hidroperíodo e variabilidade de áreas alagadas, bem como da fitofisionomia e interpretação visual de imagens ópticas. Além disso, é caracterizada a rede de drenagem e feita a descrição dos elementos da análise morfoestrutural.

7.1. Análise de Superfície de Tendência

A análise de superfície de tendência derivada, dos 1200 pontos aleatórios sobre o MDE-SRTM em áreas de solo exposto e baixa densidade de vegetação arbórea, revelou morfologia convexa com isolinhas distribuindo-se radialmente de montante para jusante, com orientação regional aproximada de norte para sul (Figura 7.1).

A regressão polinomial de primeiro e segundo graus gerou superfície plana com caimento na direção NNW-SSE e superfície parabolóide com caimento preferencial também nessa direção (Figura 7.1-b,c). As superfícies de terceiro a quinto graus apresentaram morfologias mais complexas. A regressão de terceiro (Figura 7.1-d) e quarto (Figura 7.1-e) graus mostraram caimento NNW-SSE na porção leste da área analisada. A regressão de a de quinto (Figura 7.1-f) grau revelou dois altos topográficos, um a montante e outro a oeste da paleomorfologia de interesse, ambos com caimentos multidirecionais.

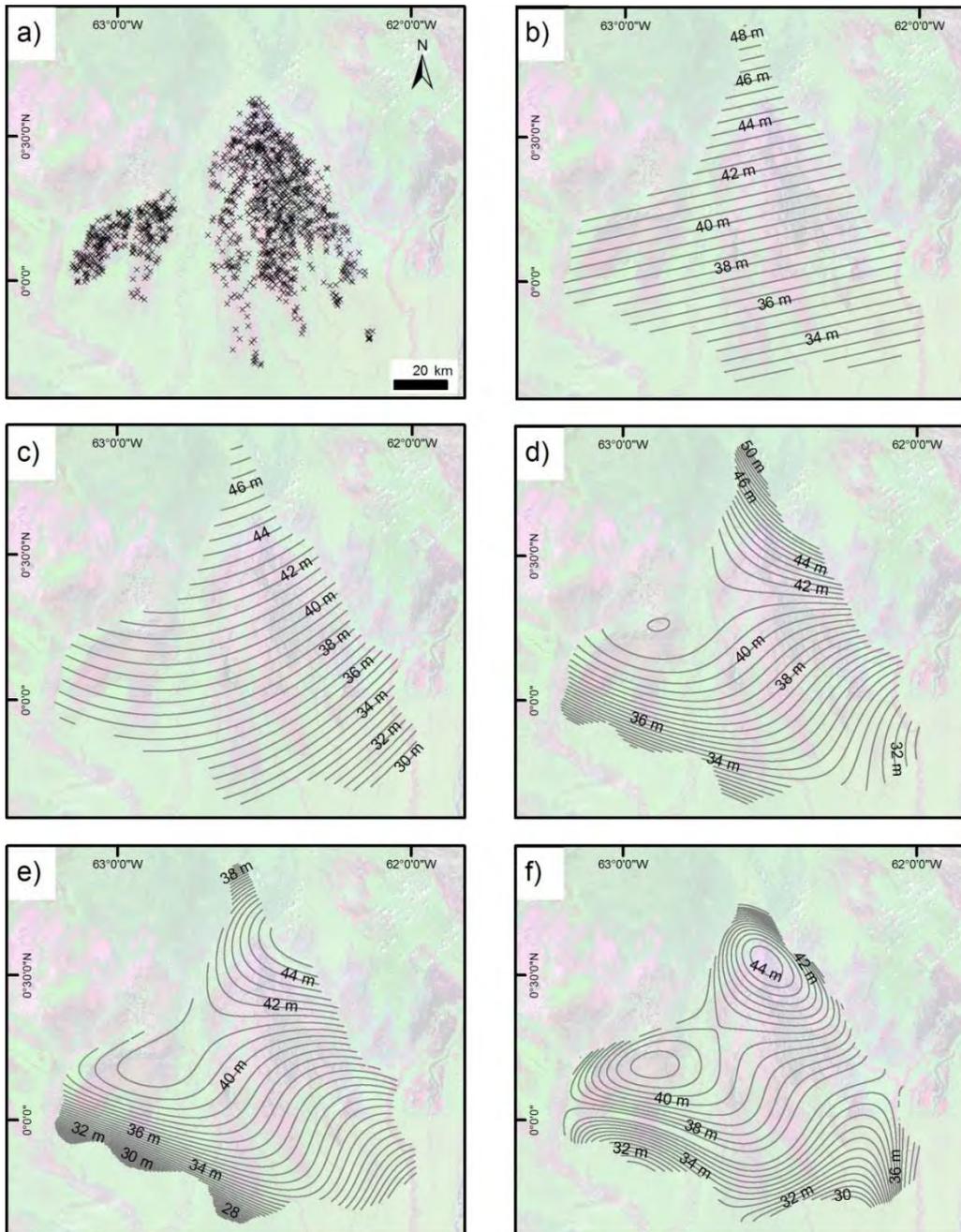


Figura 7.1 – Modelos gerados com a análise de superfície de tendência. a) Distribuição dos 1200 pontos aleatórios; b a f) superfícies de tendência obtidas por regressões polinomiais de primeiro (b), segundo (c), terceiro (d), quarto (e) e quinto (f) grau. As isolinhas correspondem a curvas de nível topográficas modeladas pelas regressões, com espaçamento de 0,5 m. A imagem de fundo é o mosaico GeoCover (R7G4B2) com transparência de 50%.

Testes estatísticos mostraram que as superfícies de tendência de primeiro ao quinto grau são estatisticamente significantes, bem como o incremento até o quinto grau polinomial (Tabela 7.1).

Tabela 7.1 - Tabela ANOVA da análise de regressão para a significância das superfícies de tendência e o incremento do grau polinomial.

Tendência	Soma dos quadrados	Graus de liberdade	Média quadrática	F _{calculado}	p-valor	R ² _{ajustado}
1°	4896,584	2	2448,292	1206,70	<0,001	0,6679
Resíduos (1°)	2428,622	1197	2,028924			
2°	5154,561	5	1030,912	567,07	<0,001	0,7024
Resíduos (2°)	2170,645	1194	1,81796			
Incremento do 2° para o 1°	257,977	3		85,99	<0,001	
3°	5529,265	9	614,3628	407,08	<0,001	0,753
Resíduos (3°)	1795,94	1190	1,509194			
Incremento do 3° para o 2°	374,704	4		93,68	<0,001	
4°	5617,322	14	401,2373	278,39	<0,001	0,7641
Resíduos (4°)	1707,884	1185	1,441252			
Incremento do 4° para o 3°	88,057	5		17,61	<0,001	
5°	5734,534	20	286,7267	212,52	<0,001	0,7792
Resíduos (5°)	1590,671	1179	1,34917			
Incremento do 5° para o 4°	117,212	6		19,54	<0,001	
Total	7325,206	1199				

Todas as superfícies de tendência, assim como os incrementos polinomiais efetuados, foram estatisticamente significantes. Nota-se pelo coeficiente de determinação ajustado (R²_{ajustado}), que os maiores ganhos vão do primeiro ao terceiro grau. Os ajustes de quarto e quinto graus tendem a se estabilizar com ganhos baixos, em torno de 0,01, em relação ao grau polinomial anterior, possivelmente devido a ajustes à micro-topografia, conforme Figura 7.2. Desse modo, elegeu-se a superfície de terceiro grau é a mais representativa do padrão topográfico regional.

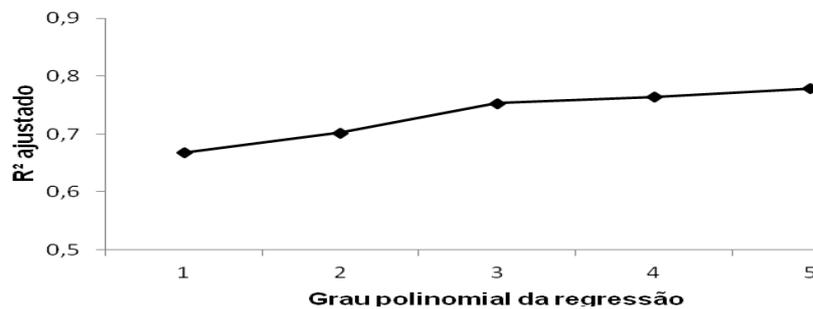


Figura 7.2 - Ajuste da superfície de tendência conforme aumento do grau da regressão polinomial.

A superfície de tendência de terceiro grau revelou que a área de estudo representa morfologia caracterizada por variação de 31 a 50 m de altitude ao longo de sua extensão, com declividade média de $0,008^\circ$ e caimento acentuado de NNW para SSE.

Devido à topografia essencialmente plana, a representação dos resíduos da área de estudo como um todo não foi feita, já que o efeito do dossel da vegetação sobre o MDE-SRTM interfere a micro-topografia.

7.2. Frequência de Inundação

Para essa análise, foram selecionadas 17 imagens TM/Landsat com cobertura de nuvens reduzida, fato que para a região amazônica consiste em grande obstáculo. Imagens ETM+/Landsat, tanto do catálogo do Glovis/USGS, como da DGI/INPE, apresentaram cobertura de nuvens significativa, tendo sido descartadas dessa análise.

As imagens selecionadas foram analisadas em conjunto com a régua hidrográfica do rio Demini na estação de Porto Ajuricaba (latitude $0,8842^\circ$ N; longitude $62,6219^\circ$ W). Com base na estatística descritiva dos dados hidrométricos do rio Demini, foram classificadas imagens em períodos de cheia, vazante e estiagem (Figura 7.3).

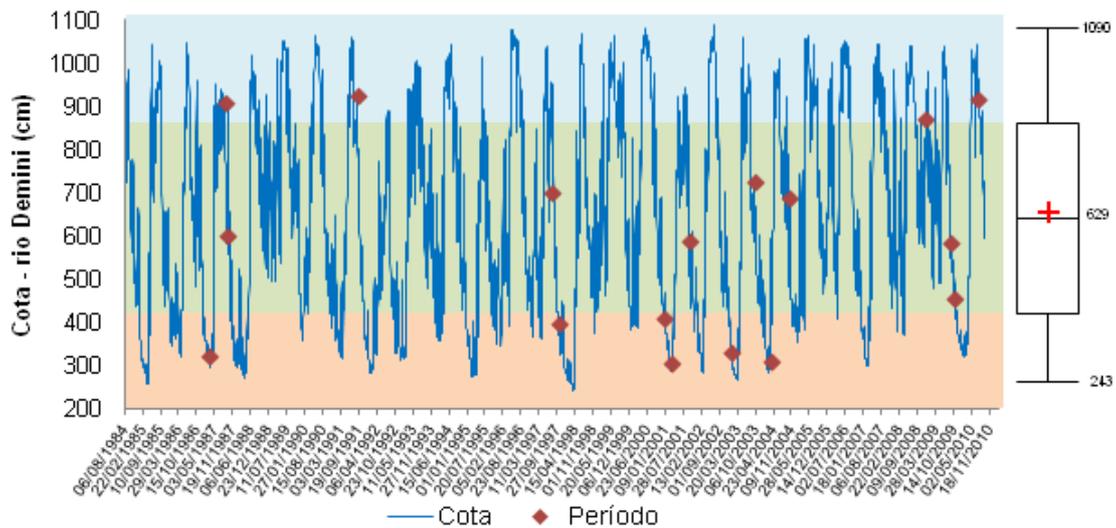


Figura 7.3 - Gráfico das imagens TM/Landsat utilizadas de acordo com o nível hidrométrico do rio Demini na estação Posto Ajuricaba. As cores de fundo (laranja, verde e azul) representam períodos de seca, vazante e cheia, respectivamente.

Classificando os corpos d'água com base no fatiamento da banda 5 de cada cena, foi calculada a área dessa classe, onde foi constatada boa correlação entre a área alagada com o nível hidrométrico do rio Demini (Figura 7.4).

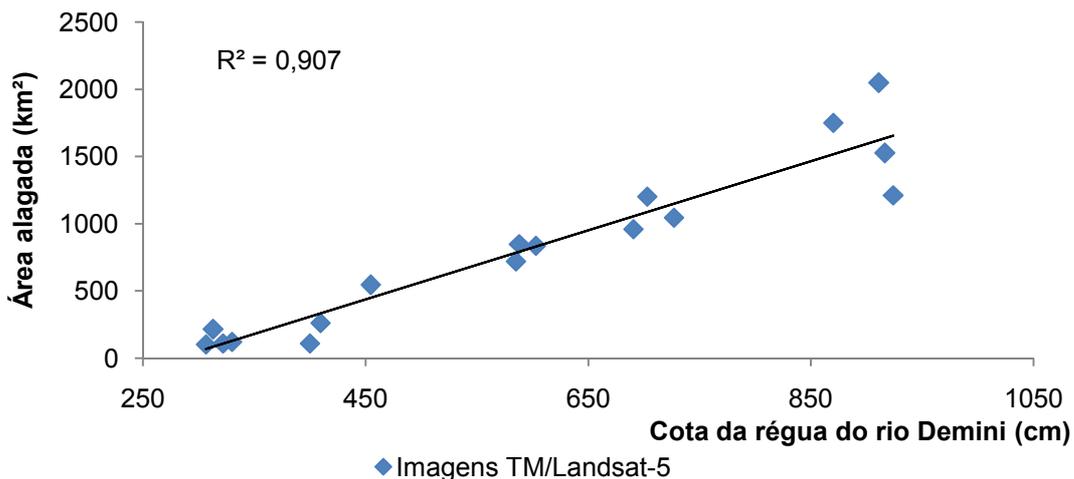


Figura 7.4 – Relação entre área alagada e o nível hidrométrico do rio Demini.

Com base na alta correlação entre as áreas alagadas e o nível hidrométrico, foram realizadas as operações aritméticas anteriormente descritas, obtendo-se o produto de hidroperíodo (Figura 7.5).

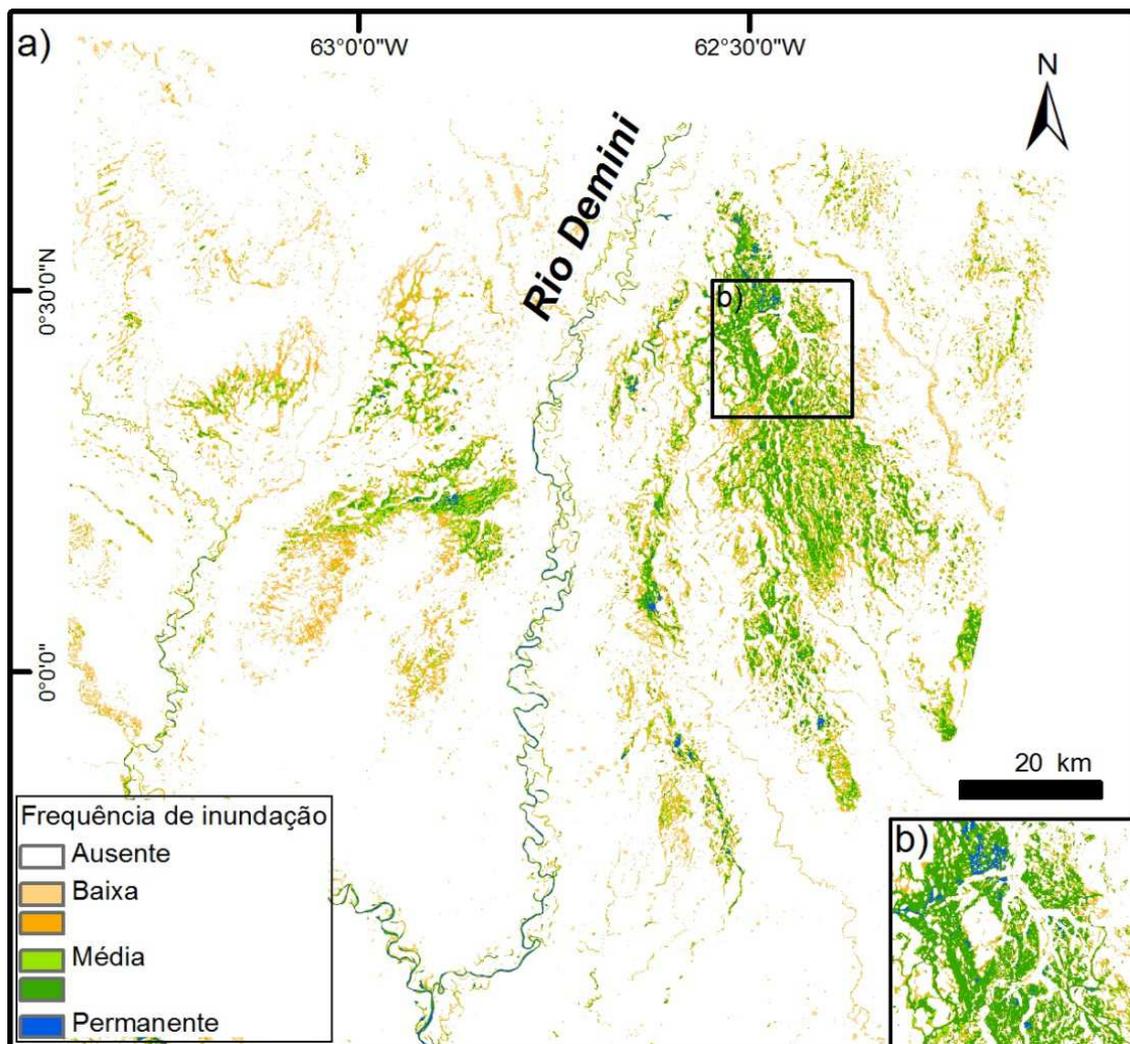


Figura 7.5 - Mapa de hidroperíodo mostrando a frequência de inundação na área de estudo; a) visão geral da área de estudo; b) detalhe de áreas não inundadas alongadas que se bifurcam de norte para sul.

O hidroperíodo revelou áreas que são mais e menos susceptíveis à inundação. Duas grandes feições de áreas inundáveis são presentes nas margens esquerda e direita do rio Demini (Figura 7.5a). A feição da porção oeste da Figura 7.5a (margem direita do rio Demini) é menos inundada, com maiores inundações em sua parte ao norte. Já a grande feição da margem esquerda do rio Demini possui extensas áreas identificadas como inundáveis, que possuem geometria regional triangular/cônica de N-S/NNW-SSE. A frequência de inundação dessa feição, de modo geral, é maior de W-E.

Observações mais detalhadas revelam uma série de cinturões alongados, alguns sinuosos, que se bifurcam correspondente a terrenos não alagados em meio a áreas inundáveis (Figura 7.5-b).

A análise do produto de hidroperíodo permitiu delimitar setores homogêneos na área de estudo. Desconsiderando o cinturão meândrico atual do rio Demini e seu canal, cinco setores foram delimitados, com geometria triangular e alongada, numerados de 1 a 5 de acordo com a frequência de inundação dos mesmos (Figura 7.6). O setor 1 desenvolveu-se na direção NE-SW, estendendo-se das proximidades do Escudo das Guianas até a grande área de campinarana na margem direita do rio Demini atual. Este rio intercepta esse setor transversalmente em sua porção mediana. O terreno que compõe este setor possui cerca de 95,2 % de sua área caracterizada por inundação baixa a ausente e apenas 4,8 % com inundação média a permanente. Os setores 2, 3 e 4 compõem três terrenos alongados na direção geral NNW-SSE, sendo restritos à margem esquerda do rio Demini. O hidroperíodo aumenta progressivamente do setor 2 ao 4, sendo que este possui cerca de 44,7 % de sua área inundada. Além disto, o setor 3 é interceptado pelo setor quatro em sua porção proximal e mediana.

Por fim, existe um pequeno setor (i.e., setor 5) sobreposto ao setor 1 em parte de sua extensão. Esta porção apresenta dimensões consideravelmente

menores que os anteriores, sendo também de orientação distinta tendendo de NE para WS. É interessante observar o setor 5 é também interceptado pelo rio Demini em sua porção mediana a distal. O hidroperíodo deste é de 51 %, ou seja, um pouco superior ao índice relatado para o setor 4.

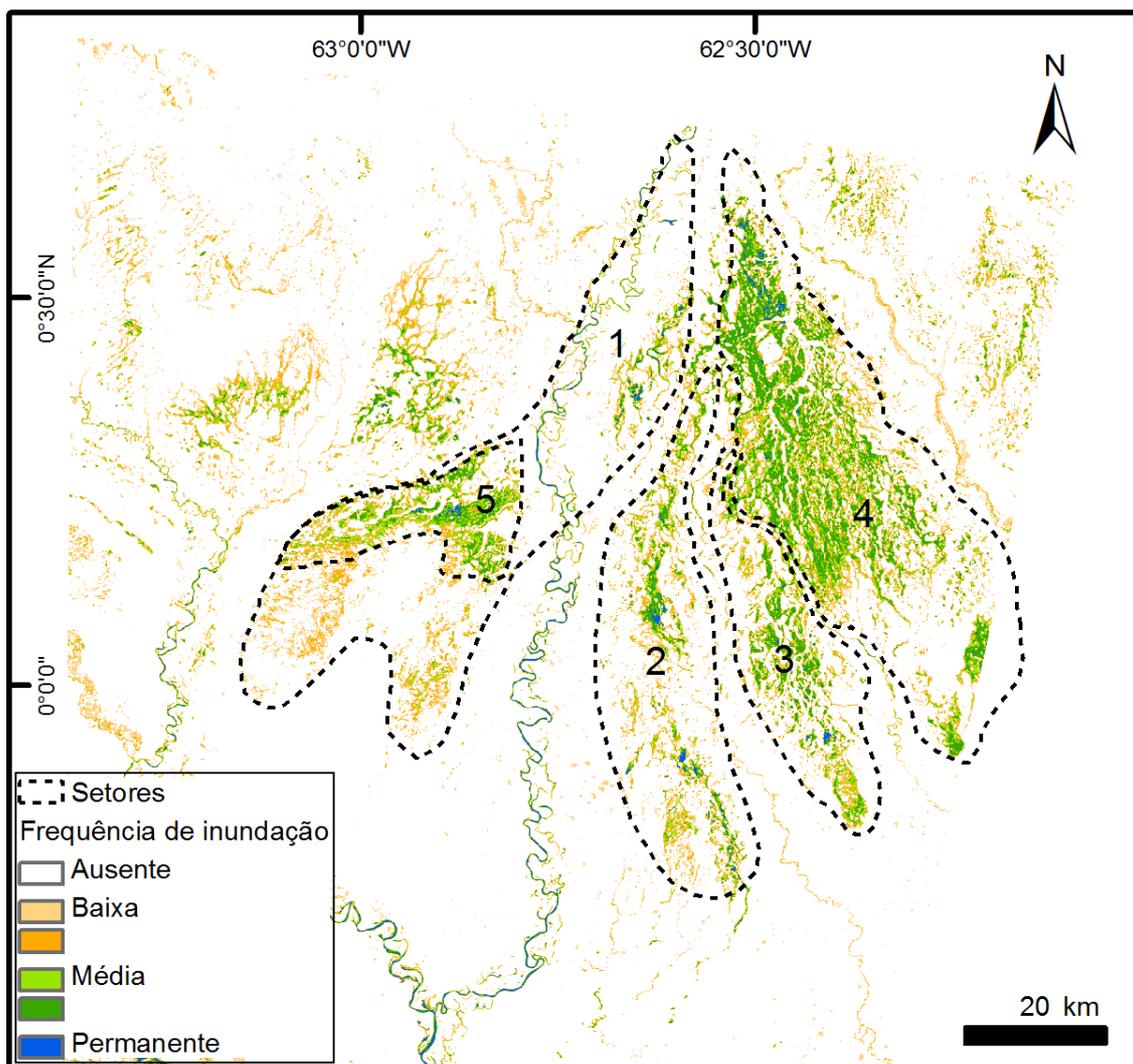


Figura 7.6 - Mapa de hidroperíodo com a delimitação dos setores homogêneos interpretados (1-5= setores que compõem a área de estudo de acordo com o aumento da frequência de inundação, sendo 1 o menos e 5 o mais inundado).

7.3. Variabilidade de Áreas Alagadas

Nesse procedimento, o número de imagens analisadas foi reduzido em relação ao produto de hidroperíodo, pelo fato de se utilizar imagens com presença de nuvens inferior a 5%. Sendo assim, foram utilizadas apenas seis imagens TM/Landsat, sendo duas para cada condição hidrológica (cheia, vazante e estiagem) (Figura 7.7).

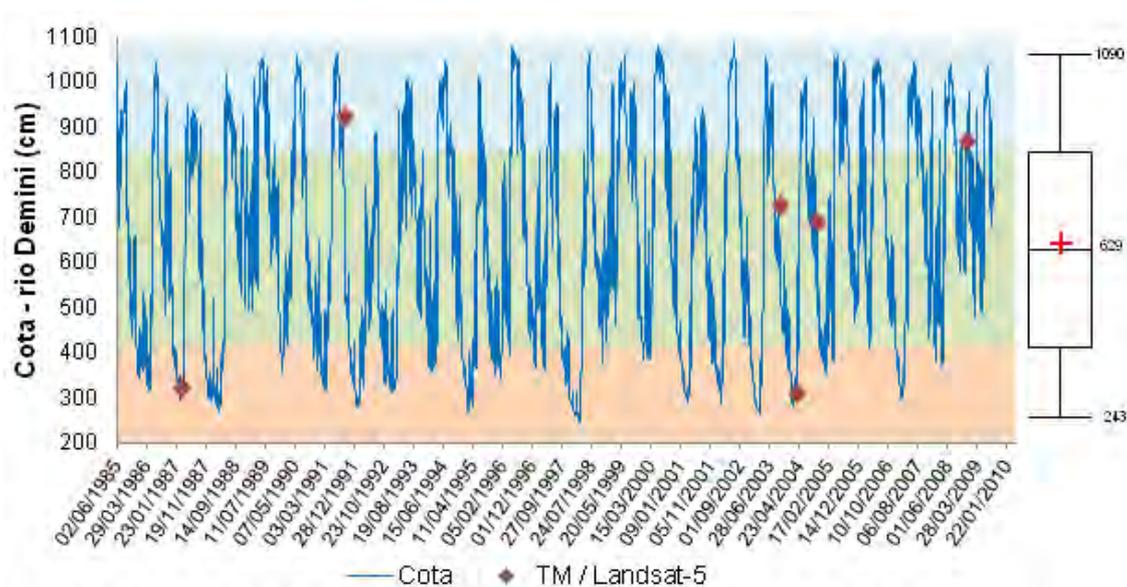


Figura 7.7 - Gráfico das imagens TM/Landsat de acordo com o nível hidrométrico do rio Demini na estação Posto Ajuricaba, utilizadas na caracterização da variabilidade de áreas alagadas. As cores de fundo (rosa, verde e azul) representam períodos de seca, vazante e cheia, respectivamente.

A aplicação do MLME (SHIMABUKURO; SMITH, 1991) sobre seis imagens selecionadas, em que foram escolhidos pixels-puros (*end-members*) para cada cena, resultou em imagens-fração água. A análise dos resultados produzidos pela ACP sobre essas imagens-fração revelou que a CP-2 foi a que melhor representa a variabilidade espaço-temporal dos corpos d'água na área de estudo, sendo sua representação em ND ilustrada na Figura 7.8.

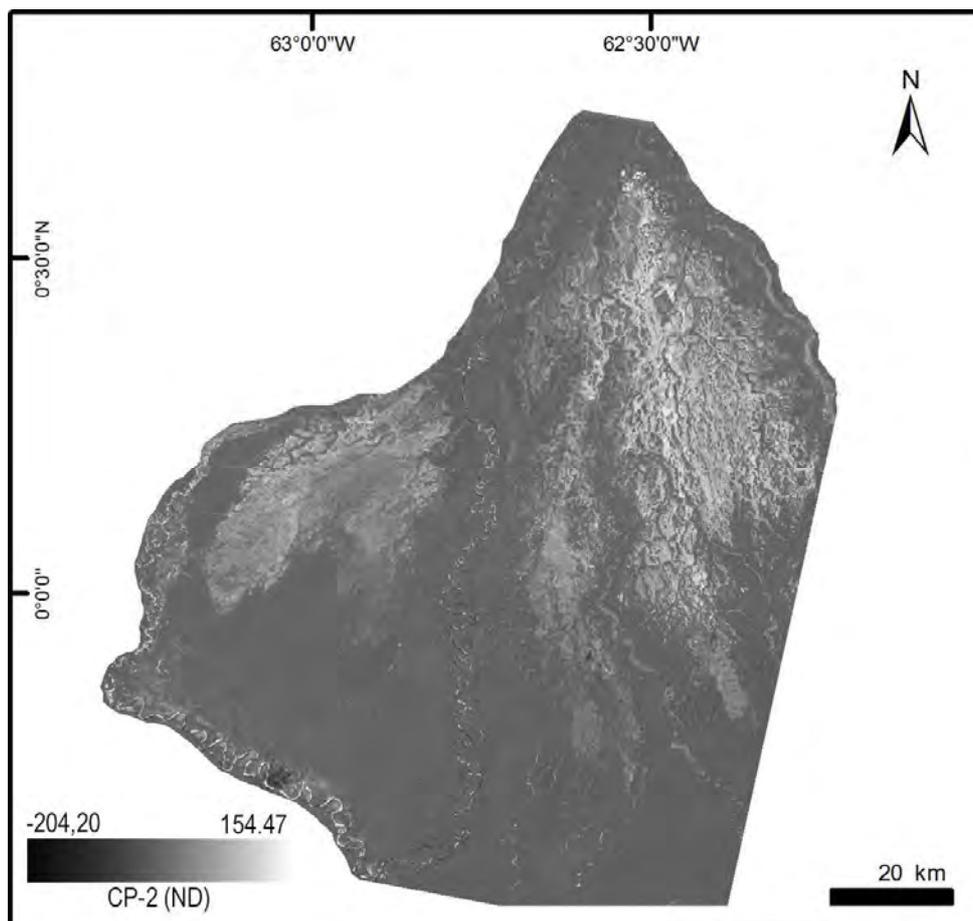


Figura 7.8 – Imagem CP-2 (adimensional) em ND extraída de imagens fração água.

O fatiamento qualitativo e empírico da imagem CP-2 e aplicação de esquema de paleta de cores resultaram na identificação de áreas de maior e menor variação que o pixel sofreu em relação à presença de água (Figura 7.9). Similarmente ao mapa de hidroperíodo (Figura 7.5), duas áreas apresentaram maior variabilidade de áreas alagadas. Uma ampla área de maior variabilidade ocorre na margem esquerda do rio Demini, onde valores mais variáveis distribuem-se de forma a configurar padrão alongado na direção NNW/SSE, ou seja, paralelamente à paleomorfologia revelada no modelo da superfície de tendência. Uma área menor, mas de distribuição também paralela à paleomorfologia, neste caso orientada de NE para SW, na margem direita do rio Demini. Nessas áreas, pode-se perceber que as distribuições dos valores

de maior variabilidade não são aleatórias, mas ocorrem de forma a configurar setores alongados, estreitos e ligeiramente sinuosos, localmente bifurcantes, tanto representada por altos valores de variabilidade, quanto por baixos valores de variabilidade (Figura 7.9-a,b).

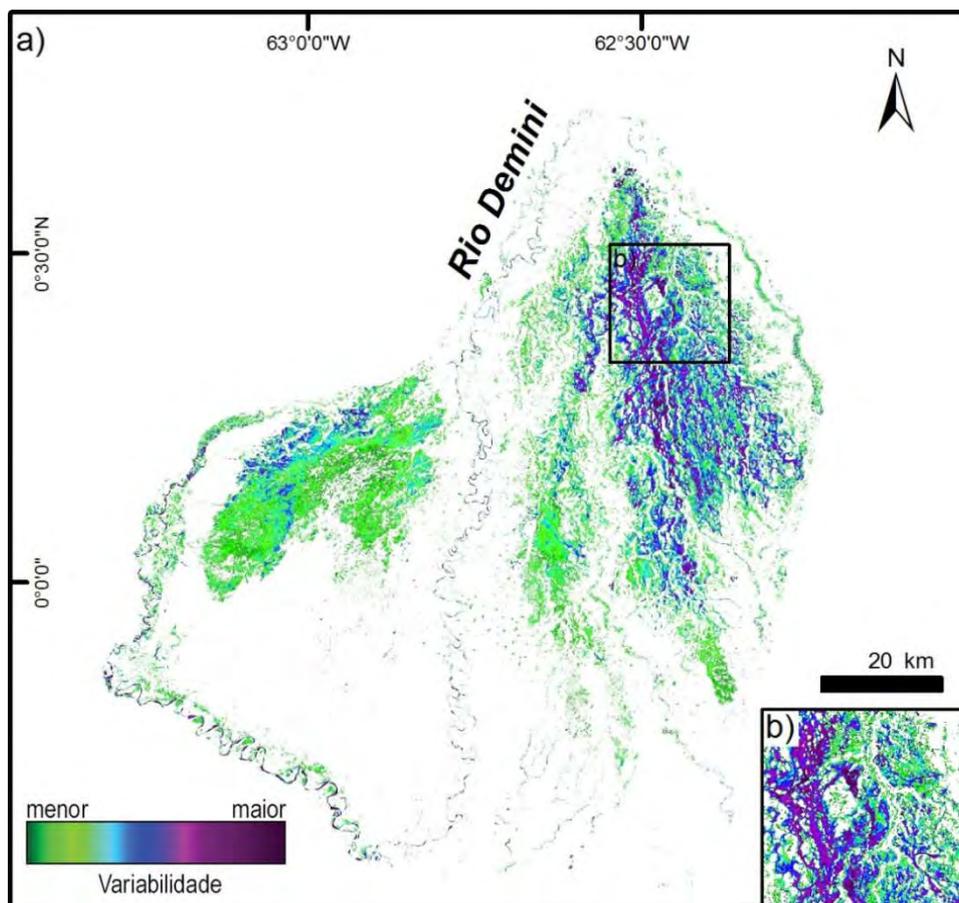


Figura 7.9 - Distribuição dos valores de variabilidade de áreas alagadas para toda a área de estudo (a) e em detalhe, mostrando valores de alta variabilidade na margem esquerda do rio Demini (b). (Cor branca=áreas sem variação). Notar distribuição não aleatória dos valores, que ocorrem de forma a delimitar setores alongados e estreitos, por vezes bifurcantes, representados tanto por valores de maior, quanto de menor variabilidade.

7.4. Mapa de fitofisionomia

As instâncias de treinamento das imagens TM/Landsat do período de seca e das imagens PALSAR da cheia foram escolhidas da forma mais distribuída possível, sendo a análise estatística descritiva das classes resultantes apresentada na Figura 7.10.

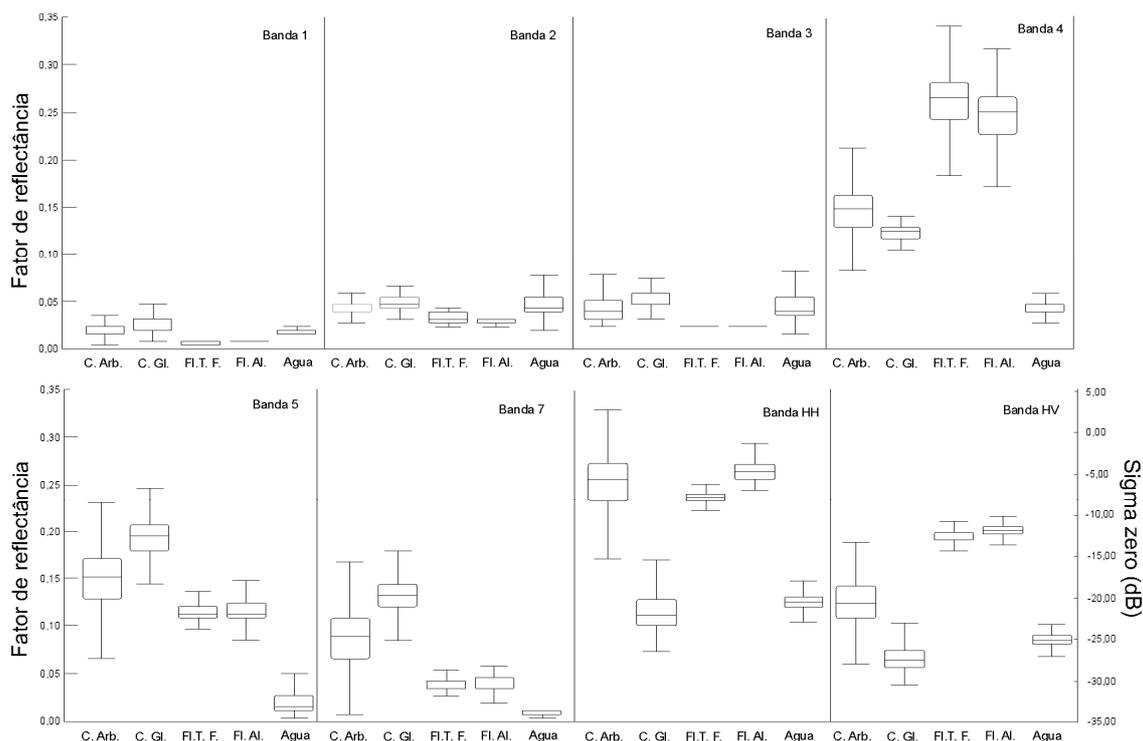


Figura 7.10 - Classes de vegetação derivadas das imagens TM/Landsat do período de seca e das imagens PALSAR . C. Arb.=Campinarana arbórea; C. Gl.=Campinarana gramíneo-lenhosa; Fl. T.F.=Floresta de Terra Firme; Fl. Al.=Floresta Alagada.

É possível observar que as bandas ópticas do espectro do visível (1,2 e 3) não apresentaram boa distinção entre a maioria das classes, enquanto as bandas do infravermelho próximo (banda 4) e médio (bandas 5 e 7), mais as polarizações HH e HV, possuem distribuição que permite melhor separabilidade das classes.

As classes de campinarana (arborizada e gramíneo-lenhosa) possuem o primeiro e terceiro quartis separáveis nas bandas 5 e 7 do sensor TM, e nas polarizações HV e HH, sendo melhor distinguíveis nessa última. Já as áreas florestadas (Floresta de Terra-Firme e Alagada), apresentam melhor separabilidade na polarização HH.

A mineração de dados utilizando o algoritmo C4.5 sobre as classes com as instâncias de treinamento resultou na árvore de decisão apresentada na Figura 7.11. Com base em testes preliminares, esta foi obtida, utilizando-se os parâmetros de 0,25 de fator de confiança e o número mínimo de instâncias por folha de 75.

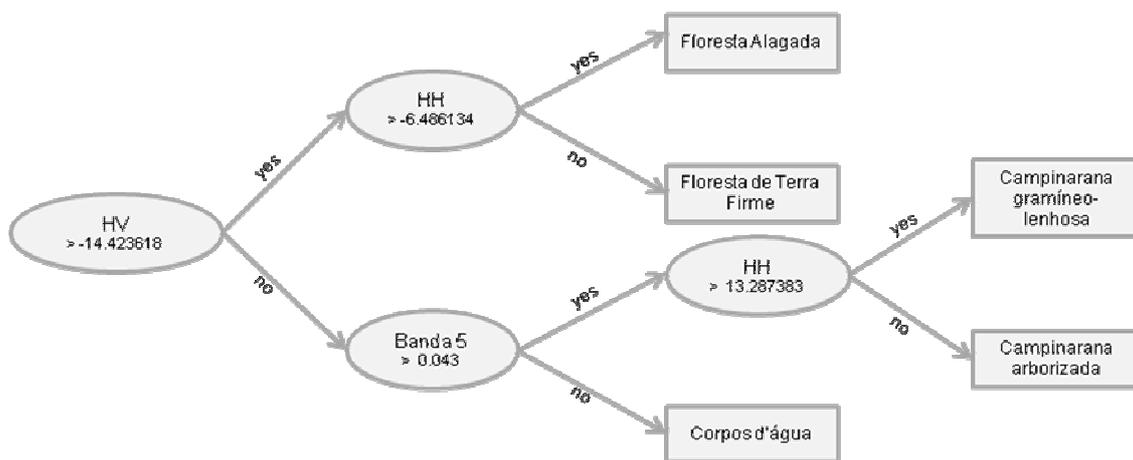


Figura 7.11 - Árvore de decisão geradas pelo algoritmo C4.5 a partir das instâncias de treinamento.

O principal nó da árvore foi a polarização HV, que basicamente separou a classe campinarana da classe formações florestais (Figura 7.11). A única banda óptica utilizada foi a banda 5, que separou corpos d'água. Já a polarização HH, a partir da partição do primeiro nó, separou as classes campinarana arborizada e gramíneo-lenhosa das classes de floresta de terra-firme e de floresta alagada.

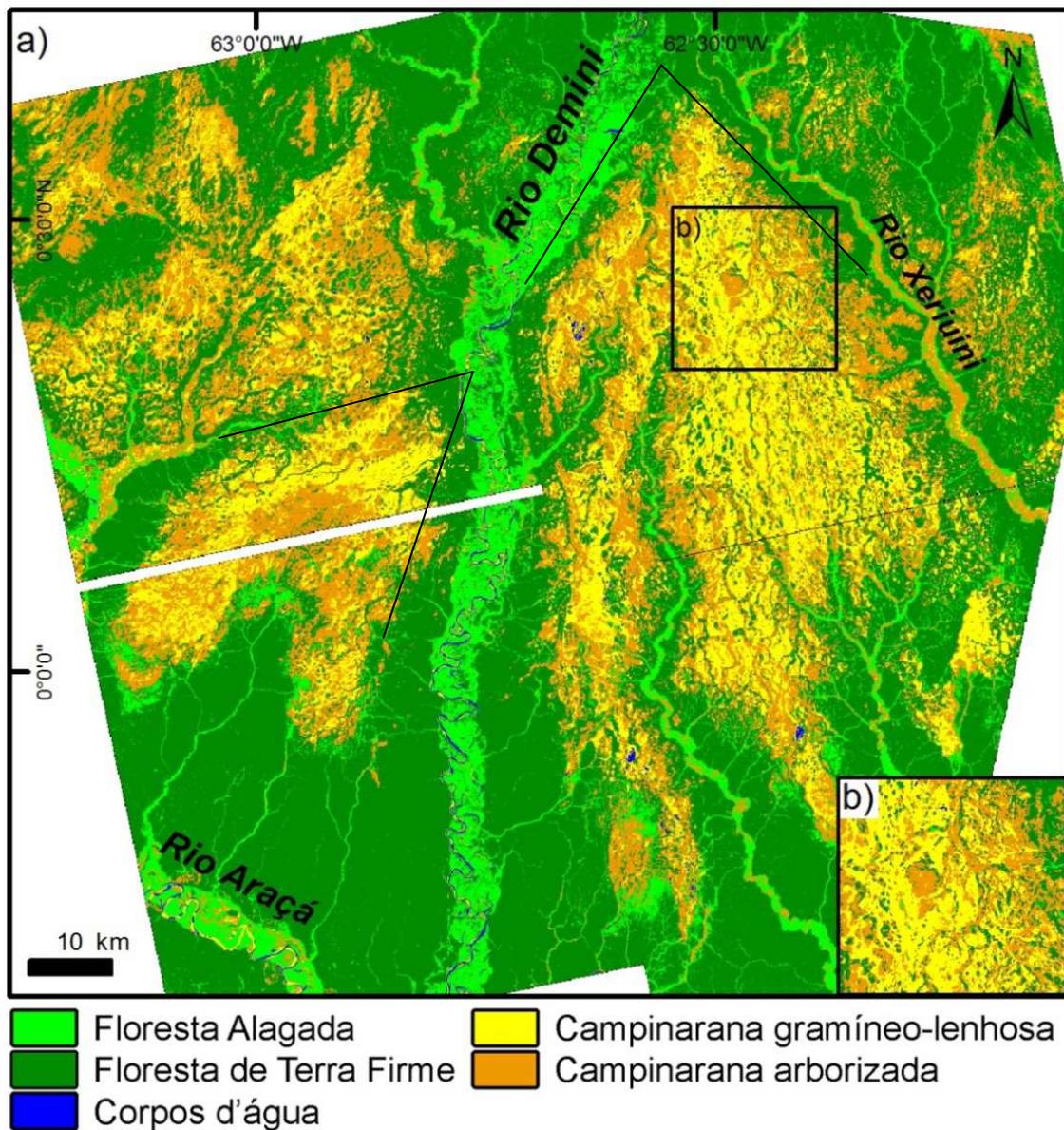


Figura 7.12 - Mapa de fitofisionomia para toda a área de estudo (a) e em detalhe (b) observar limites bruscos, retilíneos e, por vezes, ortogonais entre as classes de floresta de terra firme e de campinarana. Notar, em particular, que esses contrastes definem duas feições geométricas aproximadamente retangulares na margem direita e esquerda do rio Demini (linhas pretas=limites florísticos bruscos que definem feição triangular ou cônica para a áreas de maior ocorrência das classes de campinaranas.

Pelo mapa de fitofisionomia (Figura 7.12-a), verifica-se que as áreas de floresta de terra firme estão localizadas principalmente no extremo norte e sul da área de estudo, sendo mais extensivas no segundo caso. É interessante observar que os limites desta classe com as demais, principalmente com as classes de campinarana, é notadamente brusco, comumente retilíneos, e por vezes ortogonais. Na margem direita do rio Demini, esses contatos definem áreas aproximadamente retangulares para as classes de campinaranas. Além disto, cinturões estreitos de floresta alagada atravessam toda a extensão da área, principalmente seguindo cursos tributários principais.

A comparação da Figura 7.12-a com as Figura 7.5 (hidroperíodo) e 7.9 (variabilidade de áreas alagadas) revelou que as ocorrências das classes de campinarana estão associadas a áreas mais susceptíveis à inundação. Assim como naqueles produtos, áreas indicadas como campinarana no mapa fitofisionômico ocorrem na margem direita e esquerda do rio Demini, onde definem geometria regional triangular/cônica, com orientações NE-SW e NNW-SSE (Figura 7.12-a). Adicionalmente, observou-se que feições alongadas relativamente contínuas, que se bifurcam e são pouco e/ou não alagadas dos mapas de hidroperíodo e de variabilidade de áreas alagadas, correspondem a áreas de Floresta de Terra Firme e de campinarana arborizada, rodeadas por campinarana gramíneo-lenhosa (Figura 7.12-b). Vários pequenos segmentos de Floresta de Terra Firme e de campinarana arborizada ocorrem como ilhas em meio à campinarana. Esses segmentos, embora isolados, distribuem-se de forma a mostrar sua relação lateral, em geral paralela aos segmentos maiores.

A análise estatística da classificação fitofisionômica apresentou exatidão global de 94% e índice Kappa de 0,93, sendo esse último estatisticamente significativo ($p < 0,001$). Valores detalhados para cada classe podem ser vistos na Tabela 7.2. Os valores médios das classes para exatidão do produtor e do usuário

foram de 95% e 94,4%, respectivamente. O kappa condicional mais baixo foi para a classe de campinarana arborizada, com 0,88. Todas as classes apresentaram altos valores de exatidão de produtor, do usuário e de Kappa condicional, além dos valores globais.

Tabela 7.2 – Matriz de confusão da classificação do mapa de fitofisionomia.

Classes		Classificação					Total	Exatidão do produtor (%)	Exatidão do usuário (%)	Kappa cond.
		T.F.	Fl.Al.	Água	C.gl.	C.Arb.				
Referência	T.F.	96	4	0	0	0	100	89	96	0,95
	Fl.Al.	5	95	0	0	0	100	95	95	0,94
	Água	0	0	98	2	0	100	100	98	0,98
	C.gl.	7	1	0	90	2	100	91	90	0,88
	C.Arb.	0	0	0	7	93	100	98	93	0,91
Total		108	100	98	99	95	500			

7.5. Análise visual de imagens ópticas TM

Em complementação aos mapas de hidroperíodo, de variabilidade de áreas alagadas e de fitofisionomia, a interpretação visual de imagens ópticas TM também auxiliou na caracterização de uma ampla área com contraste de brilho e cor relativamente a seu entorno (Figura 7.13). Neste tipo de produto de sensoriamento remoto, essa área também mostra geometria regional triangular, que se estende de NNW para SSE. Além disto, outra área com cores e tons destacadamente similar ocorre na margem direita do rio Demini em NE-SW. Essas áreas correspondem às classes de campinarana e às classes de maior variabilidade de áreas alagadas apresentadas nos produtos das figuras 7.5 e 7.9.

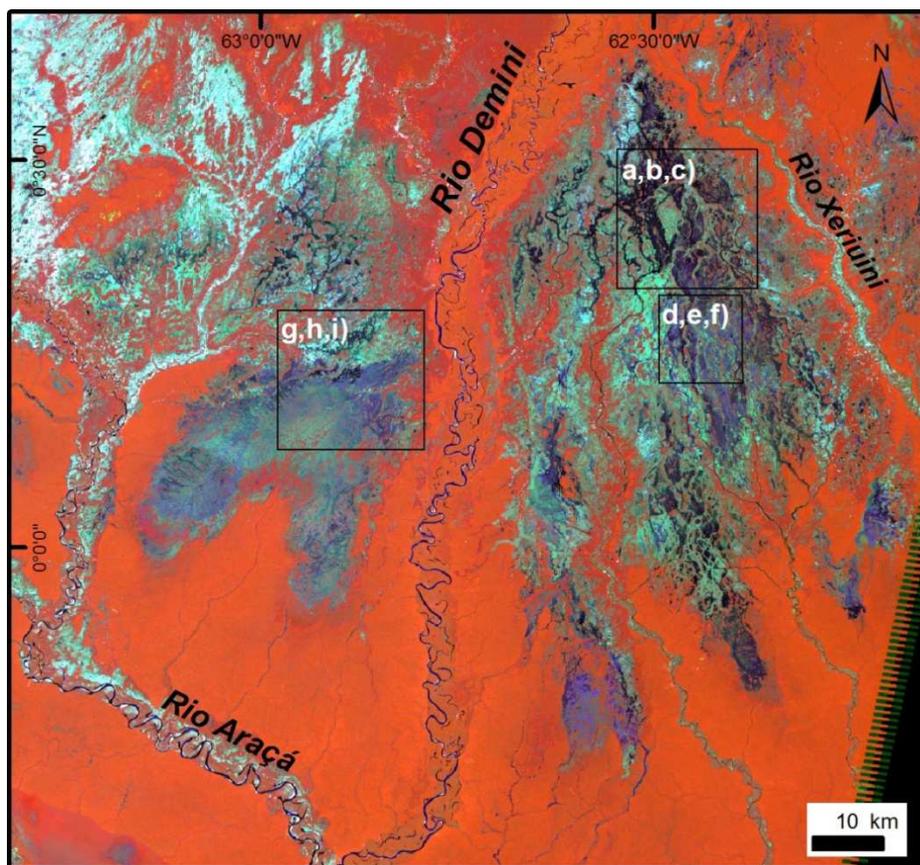


Figura 7.13 - Imagem TM/Landsat 5 de 26/10/2009, com composição colorida R4G7B3 (quadros=localizações das figuras 7.14a-i).

Outro ponto importante a ser extraído com base na interpretação das imagens TM foi a presença de cinturões alongados destacados também por tons distintos de seu entorno. A comparação deste produto com os demais previamente descritos levou à verificação de que essas áreas correspondem aos cordões de Floresta de Terra Firme e de Campinarana arborizada (Figura 7.14-b, e, h), que relacionam como áreas de baixos índices de inundação e/ou variabilidade de áreas alagadas.

Os cinturões alongados de tons contrastantes relativamente a seus entornos apresentam larguras variadas de 200 a 1200 m, podendo ser lateralmente contínuos por até 40 km. Estes podem ser lateralmente projetados para outros

segmentos, que se estendem sobre toda a superfície correspondente à geometria triangular reconhecida na área de estudo com base nos diferentes produtos aqui apresentados. Essas feições raramente ocorrem isoladas, sendo mais comumente vistas como conjuntos de cinturões conectados, geralmente bifurcados, que formam padrão dendrítico. Os cinturões estão orientados na direção N-S e NNW-SSW (Figura 7.14-a, d) e, localmente NE-SW. Isto pode ser melhor visualizado por exemplo, na grande mancha de vegetação aberta que ocorre na margem direita do rio Demini (Figura 7.14-g, h, i), onde ocorre bifurcações no sentido SSE ou SW. Esta orientação é condizente com o caimento da superfície de tendência de terceiro grau, tida como a mais representativa do relevo da área de estudo, sendo contrária à orientação dos tributários atuais, que convergem nos sentidos indicados.

É importante ressaltar que essas feições alongadas acham-se restritas à geometria triangular evidenciada em todos os produtos extraídos dos dados orbitais. Elas não ocorrem na porção sul da área de estudo, onde há predomínio de vegetação arbórea de Floresta de Terra Firme até a calha do rio Negro. Essas feições são, ainda, topograficamente mais elevadas que o entorno, tendo em vista que coincidem com áreas pouco ou não-alagadas.

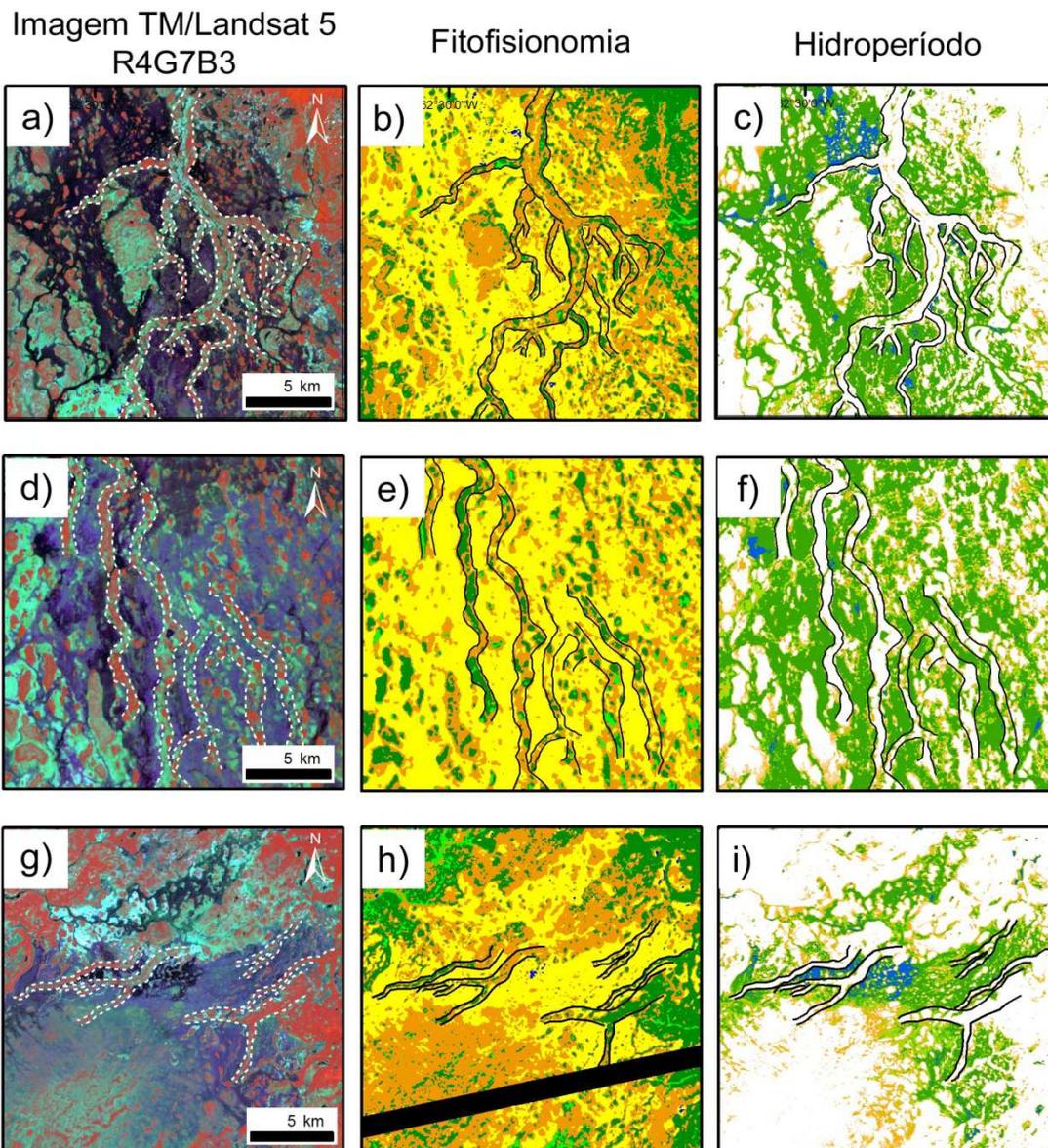


Figura 7.14 - Detalhes dos cinturões alongados observados sobre a geometria triangular em estudo comparado-se os diferentes produtos analisados. (ver localização na figura 7.13). Notar natureza ramificada, com bifurcações nos sentidos SSE ou SW (a-i).

7.6. Caracterização da rede de drenagem

O resultado comparativo do mapeamento da rede de drenagem atual, combinando dados derivados de imagens TM e PALSAR fusionadas pelo método HSV com o mapa de drenagem vetorizado fornecido pelo MMA, é apresentado na Figura 7.15.

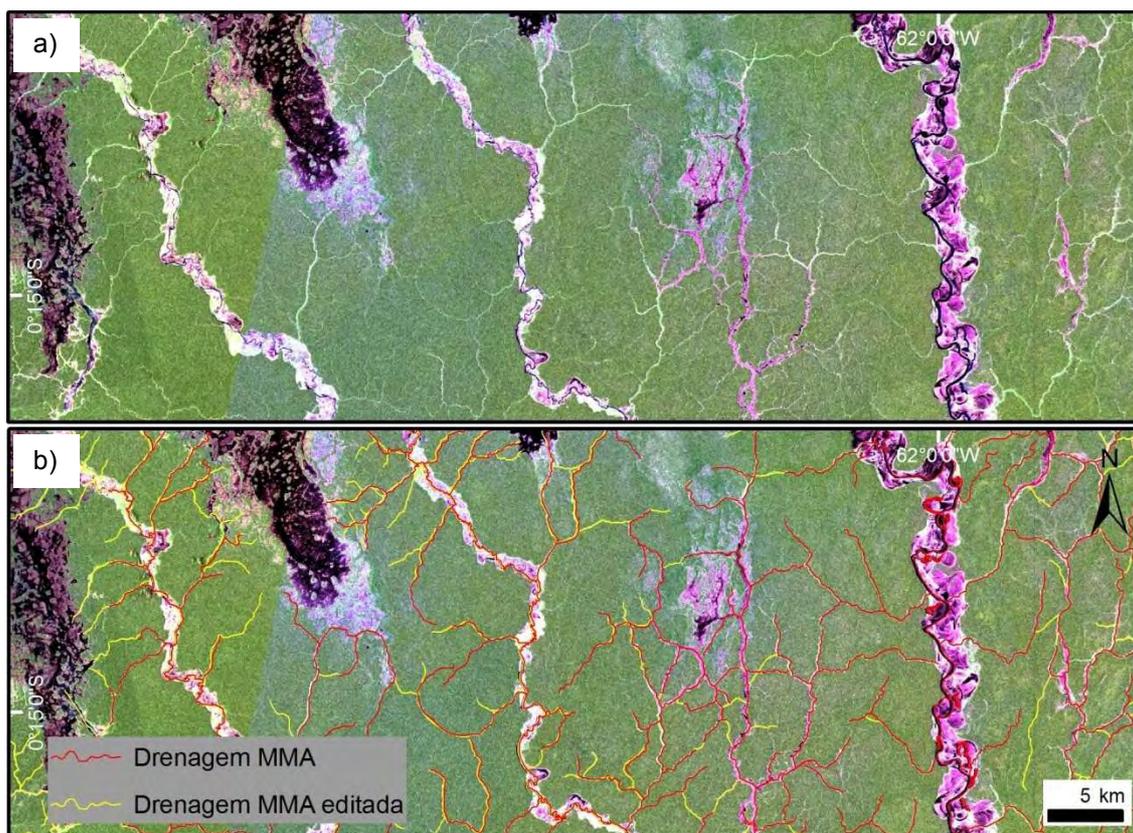


Figura 7.15 - Detalhe para imagem fusionada a partir dos dados TM e PALSAR em a). Em b) drenagem do MMA e a editada sobreposta a imagem. Notar em b) traços de drenagem em vermelho, correspondentes ao traçado original do MMA, e em amarelo, correspondentes aos novos segmentos incorporados à base cartográfica original.

O mapeamento foi efetuado numa área maior em relação aos produtos anteriormente descritos até aqui, a fim de se utilizar a rede de drenagem para

análise morfoestrutural que é discutida no próximo item (7.7). O mapeamento original na escala 1:100.000 foi mantido neste produto.

O produto final do mapeamento da rede de drenagem é representado na Figura 7.16. É possível constatar que, de modo geral, a drenagem apresenta padrão tributário, com cursos fluviais menores fluindo para as drenagens principais, representadas pelos rios Araçá, Demini, Xeriuini, Branco e Negro. Entretanto, são notórios alguns contrastes da drenagem na porção norte e sul da área estudada. Sendo assim, na porção norte, a drenagem é tipicamente tributária, com os rios de maior porte (Demini, Xeriuini e Araçá) apresentando padrão de canal meandrante (Figura 7.16-b). Na porção sul, a drenagem possui padrão amorfo a meadrante, onde os canais se interconectam, sem apresentar interflúvios claramente definidos, de modo a dificultar qualquer estabelecimento da bacia de drenagem nesse setor (Figura 7.16-c, d).

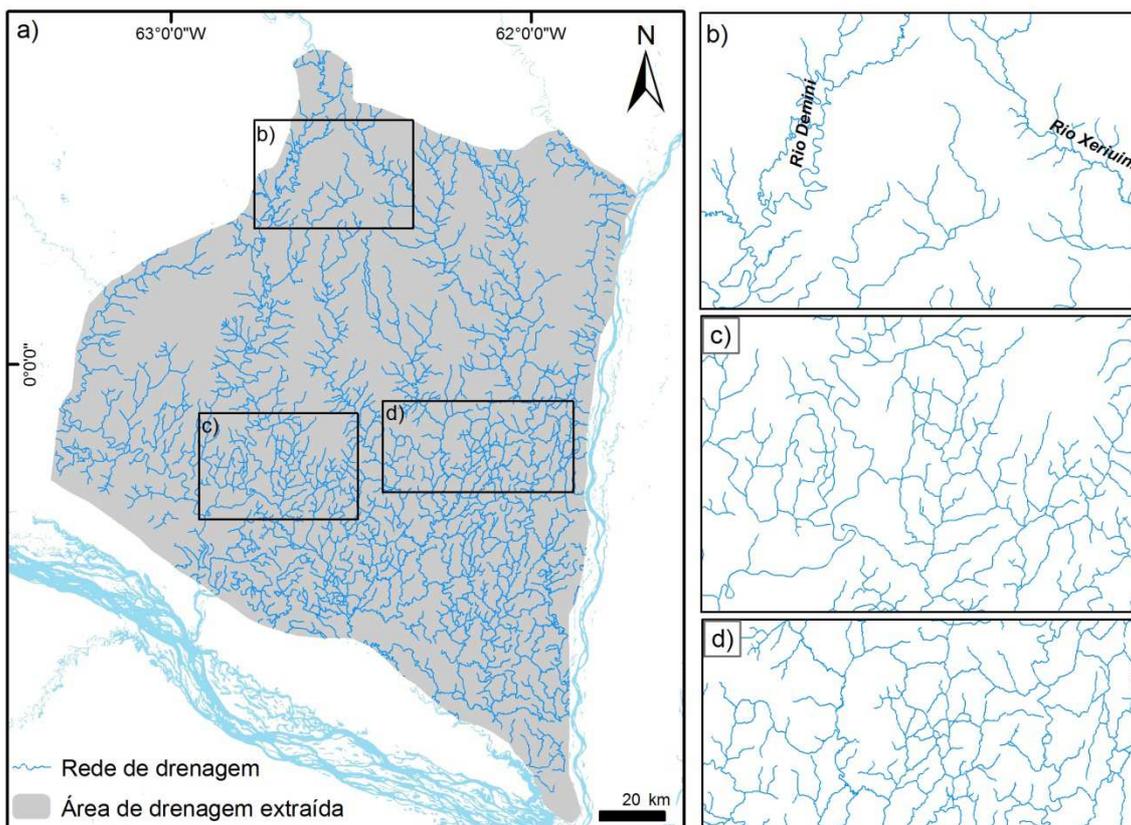


Figura 7.16 - Rede de drenagem. a) Rede de drenagem do polígono estudado com três representações detalhadas de: b) trecho do rio Demini com típico padrão de canal meandrante e presença de tributários; c) e d) padrão de drenagem amorfo na parte sul do polígono estudado, com canais se interconectando.

A densidade dos elementos de drenagem aumenta de norte para sul, com maior concentração também junto aos cursos fluviais principais, como os rios Demini, Xeriuini e Araçá (Figura 7.17). Outra característica é que a rede de drenagem é mais densa nas áreas com predomínio de formações florestais, com densidade de drenagem variando de 0,33 a 0,95 km/km². Em contrapartida, nas áreas de campinarana, a densidade é ausente ou atinge valores baixos, em geral de até 0,18 km/km².

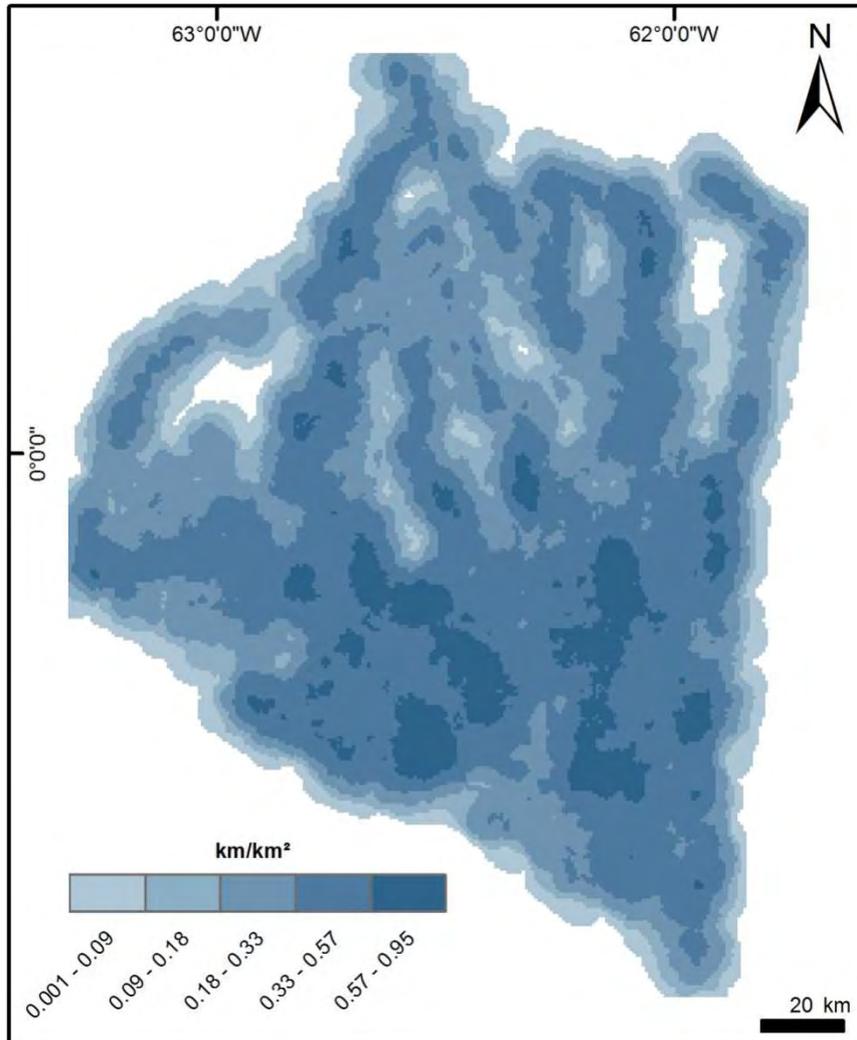


Figura 7.17 – Mapa de densidade de drenagem do polígono estudado.

7.7. Análise Morfoestrutural

O mapa de lineamentos morfoestruturais, derivados de elementos retilíneos de drenagem e da morfologia da paisagem para a área de estudo, é apresentado na Figura 7.18. Nesta figura, são também incluídos, a título de comparação, os lineamentos morfoestruturais extraídos da base cartográfica do IBGE para a área do embasamento cristalino correspondente ao Escudo das Guiana, que limita a área de estudo a noroeste, sobre a bacia de drenagem do rio Demini.

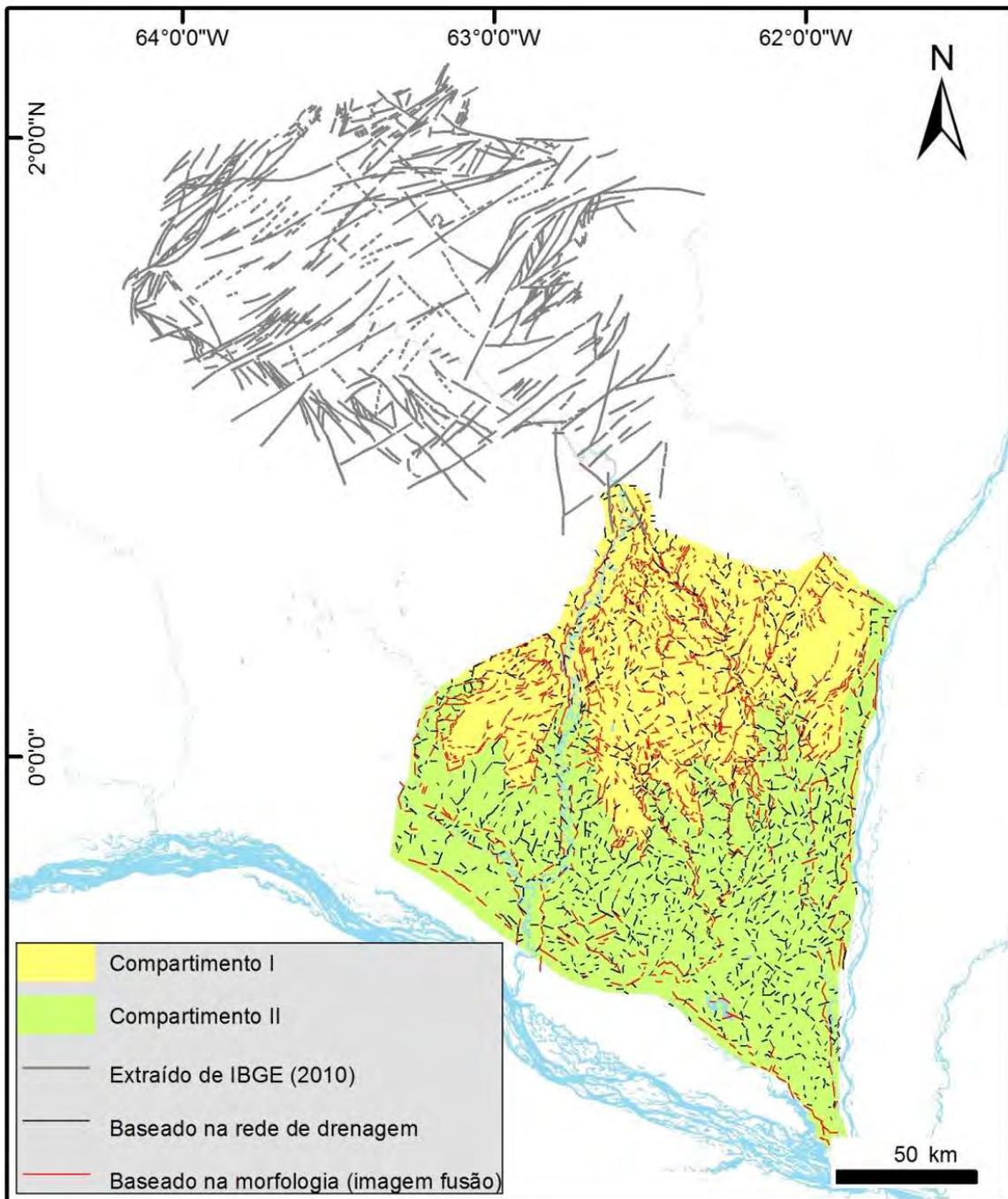


Figura 7.18 – Distribuição espacial dos lineamentos morfoestruturais, com indicação dos dois compartimentos discutidos no texto.

A análise estatística dos lineamentos do embasamento cristalino apresentadas em diagramas de roseta (Figura 7.19) revela que, tanto em frequência como em comprimento absoluto, as modas principais são de direções ENE-WSW e NE-SW, geralmente entre 40° e 70°. Uma moda secundária na direção NW-SE se faz presente, com menos da metade da expressão da moda principal, principalmente em relação ao comprimento absoluto.

Já para a área sedimentar aqui estudada, a distribuição das modas de frequência e de comprimento absolutos dos lineamentos morfoestruturais extraídos da rede de drenagem é mais homogênea, com moda principal na direção NNE-SSW, e moda secundária na direção NW-SE (Figura 7.19). As demais direções possuem mesma intensidade em praticamente todas as direções, principalmente em NE-SW e N-S. Ainda são notáveis os lineamentos de direção E-W, embora em menor frequência e comprimento absoluto. Em relação aos lineamentos derivados da morfologia, a moda principal tanto na frequência quanto no comprimento absoluto, tem direção N-S, com moda secundária para NNE-SSW. As demais direções apresentam frequências e comprimentos absolutos quase que homogeneamente. Ao analisar, em conjunto, os lineamentos derivados da rede drenagem com os da morfologia, a moda principal em frequência e comprimento absoluto corresponde à direção NNE-SSW, entre 20° e 30°. As demais direções apresentam-se mais homogêneas em relação aos produtos anteriores, sendo que a moda de menor intensidade está na direção E-W.

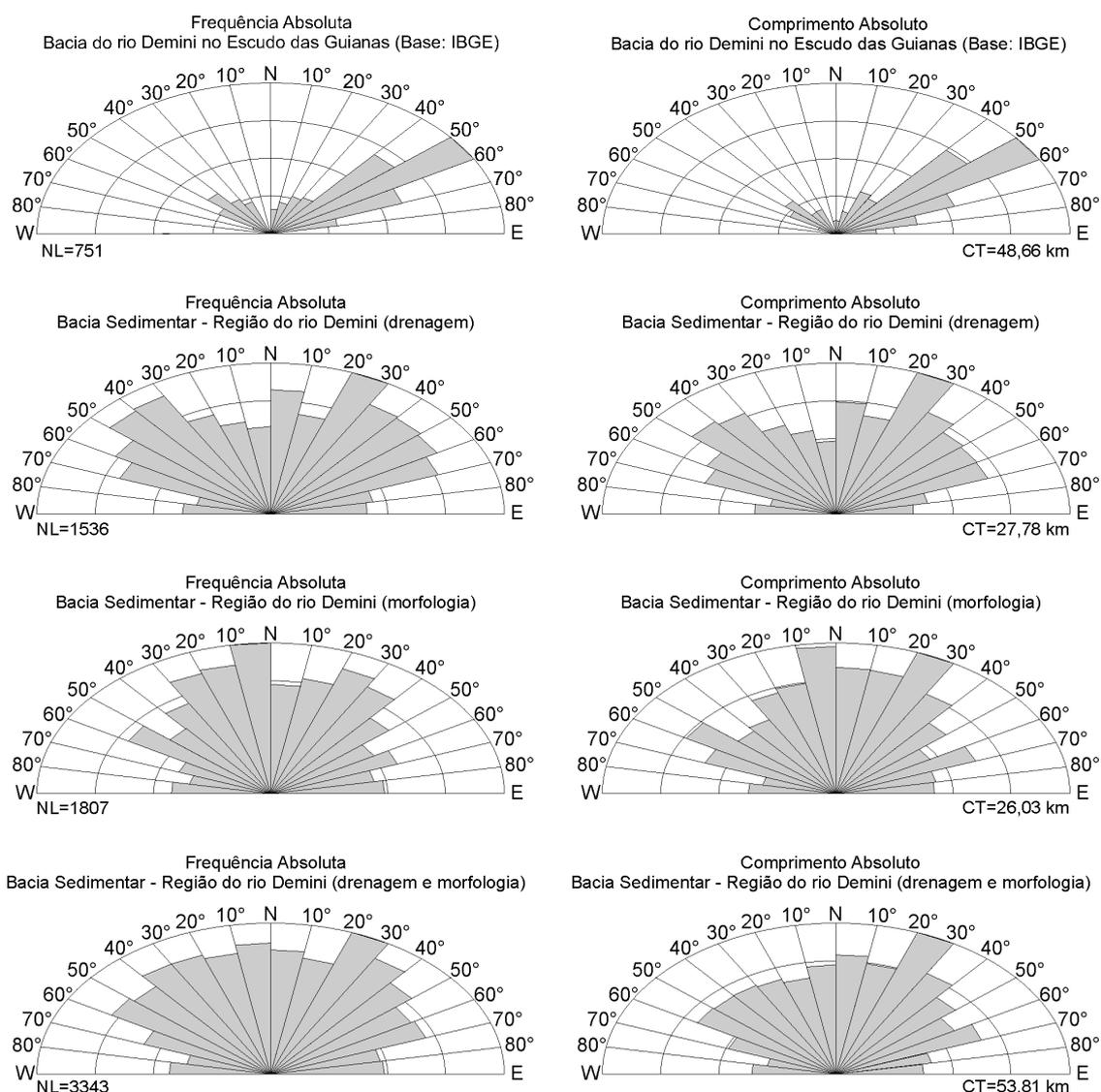


Figura 7.19 - Direcionamentos dos lineamentos morfoestruturais derivados da área de estudo e da área de ocorrência do embasamento cristalino adjacente, a noroeste, este extraída da base cartográfica do IBGE. Em todos os casos, os dados são apresentados em frequência e comprimento absoluto. Notar que os dados para a área de estudo são apresentados de forma diferenciada com base nos lineamentos morfoestruturais extraídos da rede de drenagem, dos elementos de relevo (morfologia), e com os dois produtos combinados (NL=número de lineamentos; CT=comprimento total).

Os lineamentos morfoestruturais para a área de estudo podem ser descritos em dois compartimentos: compartimento I, que corresponde às áreas com predomínio de campinarana; e compartimento II, que corresponde às áreas com predomínio de floresta localizadas na metade sul da área de estudo (Figura 7.18). Em uma análise compartimentada, é possível notar que o número de lineamentos derivados da morfologia da paisagem sobre o compartimento I é maior em relação ao compartimento II. No compartimento I ainda, os lineamentos, de modo geral, são esparsos, concentrando-se principalmente junto aos cursos d'água maiores, como os rios Demini e Xeriuni. Já o compartimento II possui maior número de lineamentos derivados da rede de drenagem, de distribuição mais uniforme. Lineamentos extraídos da morfologia nesse setor concentram-se mais próximos à divisão dos dois compartimentos e junto a trechos de planícies aluviais mais largas.

O mapa de densidade de lineamentos revela que valores maiores, entre 0,57 e 0,95 km/km², estão próximos às principais redes de drenagem, como os rios Demini, Xeriuni e Araçá. Estes valores estão próximos também às bordas entre as áreas de campinaranas (Compartimento I), onde formam formações florestais (Compartimento II) e formam geometria levemente triangular na porção central do polígono analisado. A menor densidade está centrada em áreas de campinarana e já próximos ao terraço do rio Negro, na porção sul (Figura 7.20).

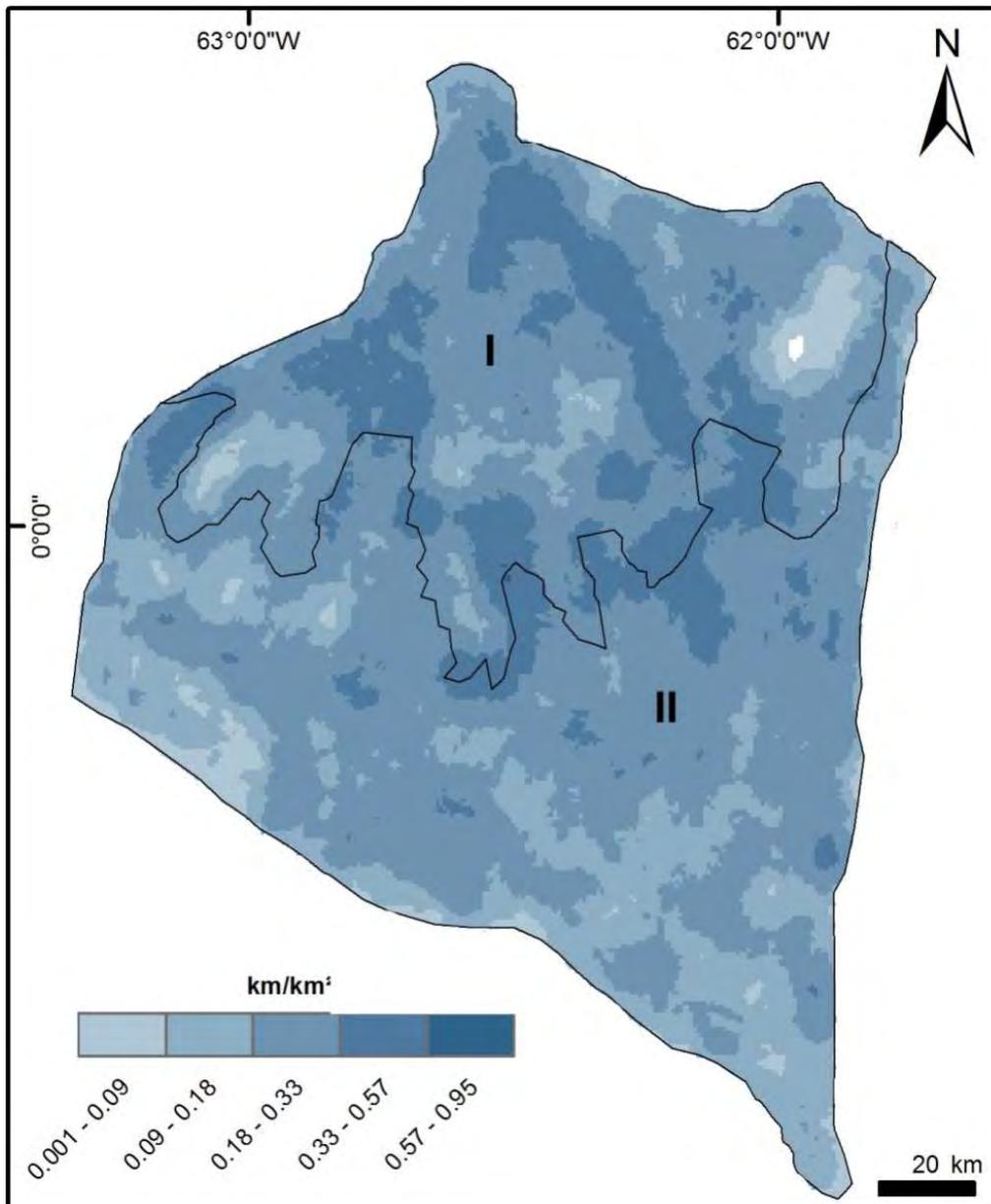


Figura 7.20 - Mapa de densidade de lineamentos.

Com relação ao direcionamento dos lineamentos morfoestruturais derivados da rede de drenagem e da morfologia, há correspondências e divergências entre os dois compartimentos (Figura 7.21). Para o compartimento I, os lineamentos da rede de drenagem, tanto em frequência, quanto em comprimento absoluto, indicam modas principais de direções NW-SE e NNW-SSE, com moda

secundária para NNE-SSW. Por outro lado, os lineamentos extraídos da morfologia possuem como moda principal, direções N-S e NNW-SSE. Ocorrem ainda modas secundárias na direção NE-SW e NNE-SSW em frequência absoluta, sendo que as direções NE-SW e NNE-SSW são as modas principais em comprimento absoluto. As demais direções ocorrem de maneira quase uniforme.

Em relação ao compartimento II, as direções preferenciais derivadas dos lineamentos da rede de drenagem são contrárias ao compartimento I. Assim tem-se moda principal de direção NNE-SSW, com destaque secundário para as direções NW-SE, N-S e NE-SW em mesma intensidade. Já os lineamentos extraídos da morfologia têm direções preferenciais para NW-SE e N-S, com modas secundárias para NNE-SSW e ENE-WSW.

A análise conjunta dos dados da rede de drenagem e da morfologia por compartimentos mostra que o compartimento I possui direções preferenciais para N-S e NNE-SSW, sendo essa última direção em comprimento absoluto, e orientação secundária em NW-SE em frequência absoluta. As demais direções apresentam menor intensidade de maneira quase igual. Concordantemente com o compartimento I, o compartimento II também possui direções preferenciais em N-S e NNE-SSW, com direção secundária em NW-SE. As menores intensidades estão na direção E-W, com as demais direções em frequência e comprimento absoluto intermediários.

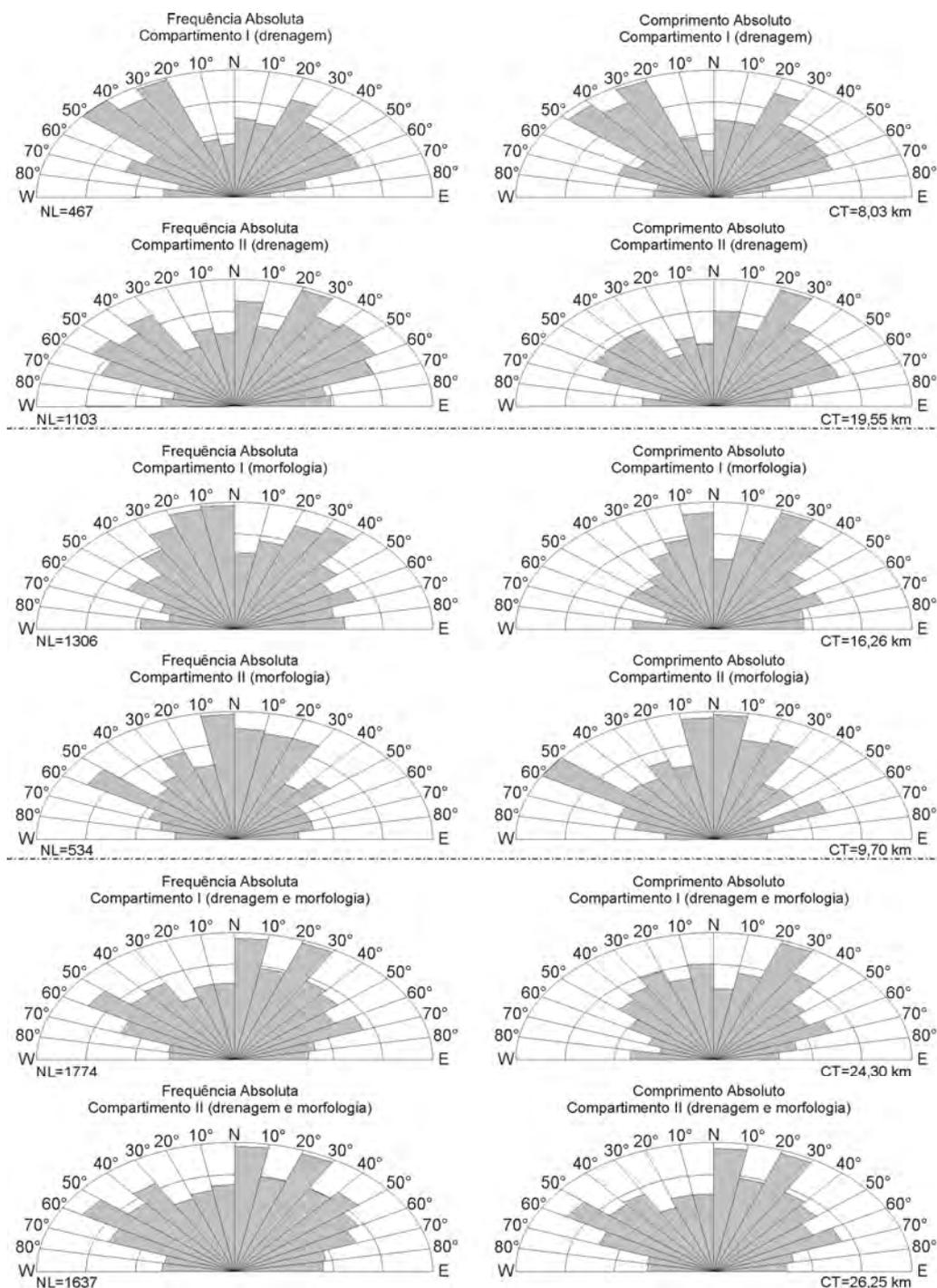


Figura 7.21 - Frequência e comprimento absoluto dos lineamentos extraídos no polígono estudado para os compartimento I e II, baseados na rede de drenagem, morfologia e soma dos dois. NL=número de lineamentos e CT=comprimento total.

7.7.1. Exemplos de anomalias morfoestruturais

Em análise preliminar sobre a área de estudo e arredores, uma série de feições evidenciam anomalias morfoestruturais, com deslocamentos da drenagem, cotovelos, vales assimétricos, deslocamentos de manchas fitofisionômicas e contatos bruscos de altos e baixos topográficos. A título de ilustração, algumas feições mais evidentes foram escolhidas para serem apresentadas aqui, conforme Figura 7.24.

Várias feições em anomalias das drenagens expressam deslocamentos da drenagem, com orientações NE-SW/WNE-SSW. Outro exemplo chamativo ocorre à oeste da área de estudo, onde uma grande mancha de vegetação aberta se encontra deslocada a NE Figura 7.24-b.

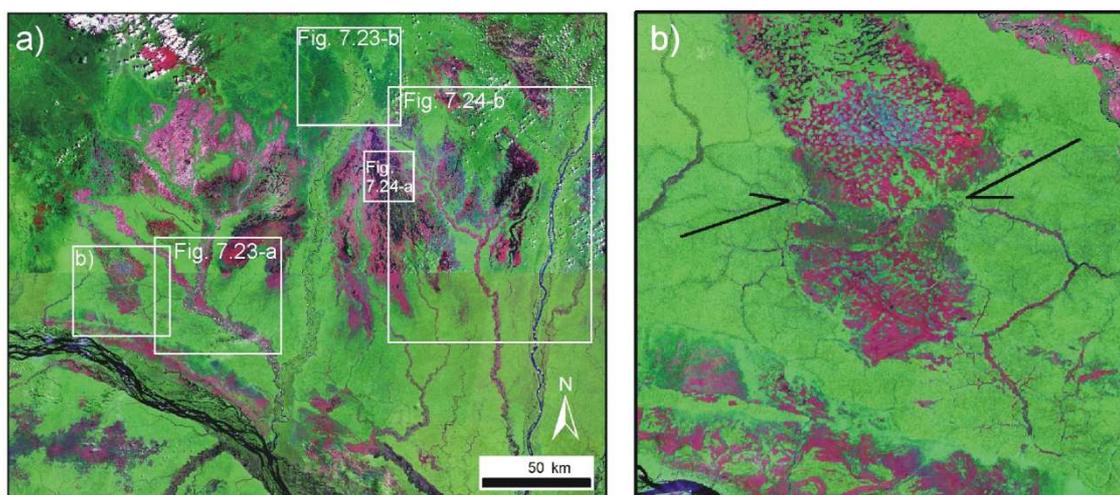


Figura 7.22 – Evidências de anomalias morfoestruturais na área de estudo e arredores; a) localização do quadrante com cinco exemplos; b) Deslocamento de mancha de vegetação aberta a NE. Imagem GeoCover Landsat, composição colorida R7G4B2.

O rio Araçá possui preponderantes anomalias, com inflexão do seu curso em 90° e o canal meandrante posicionado preferencialmente na margem direita quando corre na orientação NW-SE (Figura 7.23-a).

No limite entre o embasamento do escudo das Guianas e a bacia sedimentar, um expressivo lineamento foi mapeado pelo IBGE (2005, 2010), com 25,4 km de comprimento e orientação NE-SW (Figura 7.23-b).

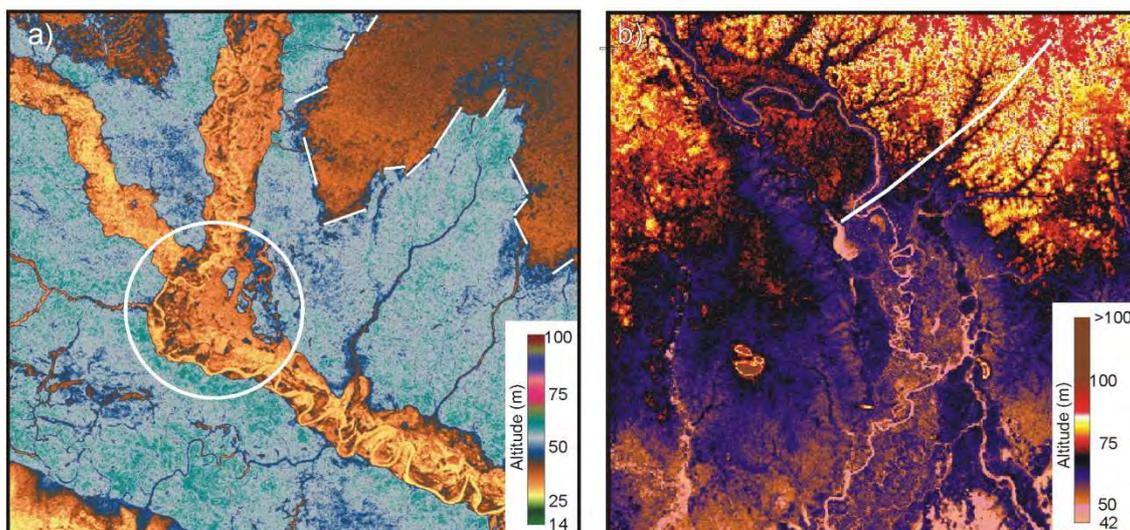


Figura 7.23 - Anomalias morfoestruturais. a) Mudança abrupta na drenagem do rio Araçá em 90° (círculo branco) e lineamentos morfoestruturais (cor branca) em contatos bruscos em áreas mais altas (florestada) e baixa (campinarana) indicam feições ortogonais; b) contato entre o embasamento cristalino e a bacia sedimentar, onde expressivo lineamento foi mapeado pelo IBGE (2005, 2010) com orientação NE-SW. MDE-SRTM com aplicação de esquema de cores.

Os lineamentos morfoestruturais formam feições com geometrias ortogonais presentes sobre toda a superfície da área de estudo, com destaque para as partes proximais e marginais como apresentado na Figura 7.23-a e Figura 7.24-a.

Na Figura 7.24-b, expressivos lineamentos orientados em NNE-SSW se faz presente, delimitando áreas mais altas e baixas de contato brusco, com respectiva associação às fitofisionomias floresta de terra firme e campinaranas, respectivamente.

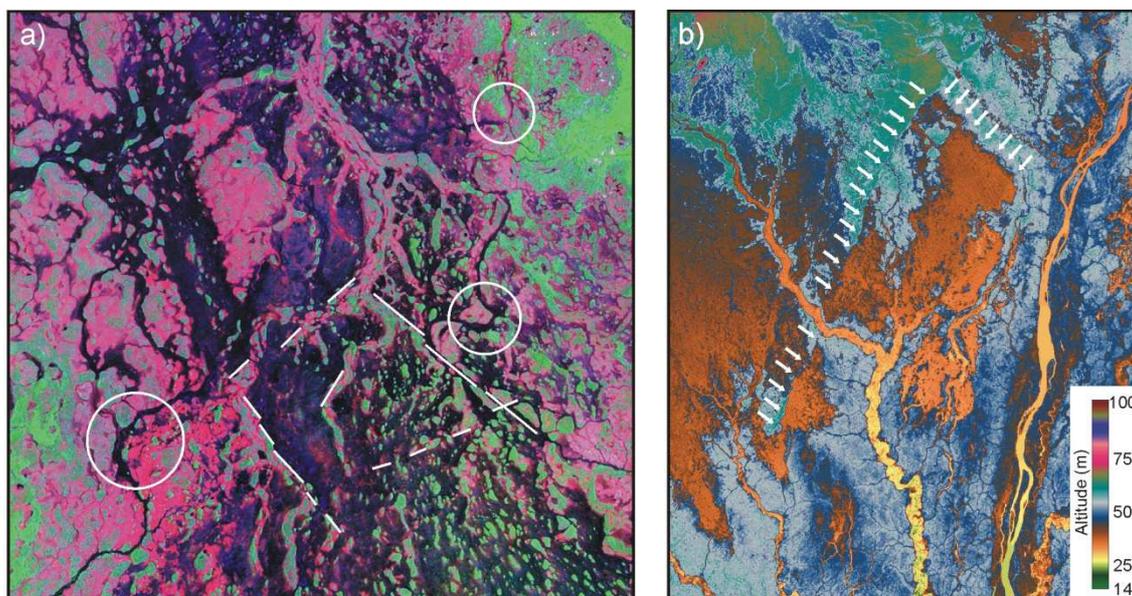


Figura 7.24 – Geometrias ortogonais dos lineamentos. a) lineamentos morfoestruturais que formam feições ortogonais na área de estudo (setas brancas); os círculos brancos indicam anomalias de drenagem (imagem GeoCover Landsat, composição colorida R7G4B2); b) as setas brancas indicam expressivos lineamentos morfoestruturais em NNE-SSW e NW-SE (MDE-SRTM com esquema de paleta de cores).

8 DISCUSSÃO

A discussão dos resultados obtidos aqui foi estruturada da seguinte forma: 1) apresentação da eficiência que os produtos de sensoriamento remoto tiveram na caracterização morfológica; 2) discussão do sistema deposicional da área de estudo; e 3) gênese e evolução do sistema deposicional.

8.1. Eficiências dos produtos de Sensoriamento Remoto

Nesta pesquisa, foi possível trabalhar com multissensores cujos produtos são distribuídos gratuitamente, extraindo o máximo possível das informações para a caracterização das feições de interesse. Os diferentes sensores/bandas/produtos forneceram dados complementares para a completa visualização dos alvos.

O MDE-SRTM foi de suma importância na caracterização topográfica da área de estudo. A integração com dados ópticos TM/Landsat e a aplicação do MLME permitiram extrair informações altimétricas em nível de solo, possibilitando a modelagem da superfície de tendência. A superfície de tendência de terceiro grau se ajustou bem às regressões polinomiais testadas e mostrou-se coerente nos testes estatísticos. O fato da topografia revelada pela análise de superfície de tendência acompanhar a orientação das principais drenagens reforça seu uso na caracterização da topografia da área de estudo. Assim, para sudeste, as curvas de nível são progressivamente inferiores, e é para onde a drenagem se desloca. Áreas onde as curvas de nível afunilam-se e são mais concêntricas, i.e., porção leste, são sazonalmente mais alagadas. Como será discutido no item subsequente, ressalta-se a importância do uso do MDE-SRTM e da aplicação da análise de superfície de tendência para a caracterização, em macro-escala, da morfologia de interesse neste estudo.

A ampla série temporal dos dados TM/Landsat (i.e., > 20 anos) e sua resolução multiespectral foram fundamentais na obtenção dos produtos de hidroperíodo e de variabilidade de áreas alagadas. Em combinação com a superfície de tendência, estes tipos de dados derivados dos produtos orbitais foram úteis na identificação dos locais de maior e menor susceptibilidade à inundação. Isto tanto pelo aspecto quantitativo do primeiro método, quanto pela natureza qualitativa do segundo. Essas informações complementares auxiliaram na caracterização dos alvos de interesse. Entretanto, a elevada cobertura de nuvens dos dados ópticos foi um fator limitante. Este fator teve menor influência na geração dos resultados de hidroperíodo, onde se pôde utilizar série histórica de 17 imagens. Por outro lado, os procedimentos utilizados na extração da variabilidade de áreas alagadas são mais sensíveis a esse fator, sendo que apenas seis imagens de uma série temporal com quase 22 anos puderam ser utilizadas. O fatiamento da banda 5 de imagens TM/Landsat para a aplicação do produto de hidroperíodo, comparado ao uso do MLME para a variabilidade de áreas alagadas, favorece a utilização do primeiro método, tendo em vista a facilidade de operação. Mas, ressalta-se que a aplicação de ambos é complementar, fornecendo informações relevantes para o tipo de aplicação aqui demonstrada.

É evidente que o uso de dados ópticos no delineamento de áreas alagadas possui limitações, tendo em vista que seu mapeamento só é eficiente em áreas com corpos d'água abertos, dificultando o mapeamento principalmente em áreas de floresta alagada, como ocorre ao longo de vários canais de drenagem. Ou seja, os dados ópticos são bons para delineamento de áreas alagadas em locais que predominam vegetação aberta. Como esse é o caso de grande parte da área de estudo, que tem domínio de campinaranas, os resultados advindos desse produtos foram satisfatórios. Aplicação similar poderia ser efetuada sobre áreas com predomínio de floresta alagada utilizando-se dados SAR em séries temporais. Entretanto, este tipo de estudo

permanece por ser testado em estudo futuro, uma vez que não houve acesso a esses produtos durante o desenvolvimento desta dissertação.

Em relação ao mapa de fitofisionomia obtido a partir da integração de dados ópticos e SAR de períodos sazonais distintos, i.e. seca e cheia, respectivamente, a técnica de classificação por mineração de dados e por AD (Figura 7.11) revelou ser coerente com a distribuição das classes apresentadas na Figura 7.9.

Com base na análise estatística (Figura 7.9), a polarização HV na banda L foi útil para separar as classes de campinarana das de formações florestais. Essa polarização nesse comprimento de onda interage com a vegetação, de modo a fornecer informação sobre a estrutura do dossel (ROSENQVIST *et al.*, 2007b). Por isso, essa banda constitui no nó principal da AD, diferenciando os dois grandes grupos de fitofisionomia. Já o fato da banda 5 do TM/Landsat ter sido útil apenas para separar corpos d'água, como previamente reportado na bibliografia (FRAZIER; PAGE, 2000), deve-se à absorção da energia eletromagnética em alvos aquáticos no comprimento de onda dessa banda (1,576 - 1,784 μm). O teste realizado na área de estudo comprova a utilidade dessa banda para tal fim, como também foi o caso do produto de hidroperíodo. A polarização HH, na banda L, fornece boa penetração através da estrutura do dossel. Isto é atribuído tanto ao retro-espalhamento volumétrico nas áreas de floresta de terra firme, quanto ao efeito *double-bounce* nas áreas de floresta alagada. Estudo prévio já havia salientado que tais características são úteis na discriminação dessas classes vegetais em ambientes tropicais (HESS *et al.*, 2003).

A polarização HH também foi útil na discriminação entre classes de campinarana gramíneo-lenhosa e arbórea, tendo em vista o retro-espalhamento especular e volumétrico para essas classes, respectivamente. Este efeito foi salientado pelo fato de que a imagem PALSAR utilizada nessa

classificação corresponde ao período de cheia, ou seja, quando as campinaranas estavam alagadas.

A validação efetuada sobre o produto de fitofisionomia (Tabela 7.2) revelou que houve valores elevados de acertos na classificação e que os dados SAR foram fundamentais na diferenciação das classes que correspondem realmente à fitofisionomia. Como o dado óptico foi útil apenas na discriminação de corpos d'água, pode-se reforçar que a interação eletromagnética dos dados SAR, no caso o sensor ALOS/PALSAR e as polarizações HH e HV, com a vegetação é útil na discriminação de classes fitofisionômicas em áreas amazônicas. Estes produtos servem melhor a este propósito do que os dados ópticos do TM/Landsat para esse caso.

Outro bom resultado da integração dos sensores PALSAR e TM foi a fusão seletiva por componentes principais, no caso pelo método HSV. Tal resultado permitiu juntar, em um único produto, todas as informações multiespectrais do sensor óptico com a polarização HH de períodos sazonais distintos. Este procedimento possibilitou o realce da rede de drenagem para a re-edição da base cartográfica do MMA e a extração dos lineamentos morfoestruturais com base na morfologia da paisagem.

Assim, a avaliação final sobre a eficiência dos produtos e técnicas utilizadas é a de que é importante utilizá-los de forma integrada, a fim de extrair o máximo de vantagem de cada um deles.

8.2. Sistema deposicional

Três características principais chamam a atenção a respeito do sistema deposicional da área de estudo: 1. a interpretação, em macro-escala, de forma triangular/cônica das duas grandes feições na margem esquerda e direita do rio Demini, compostas por campinaranas em áreas susceptíveis à inundação,

rodeadas por floresta de terra firme; 2. superfície de tendência com topografia suavemente plana e pendente que acompanha a geometria triangular/cônica delimitada pelas áreas de campinarana; e 3. ocorrência de cordões de floresta de terra firme e campinarana arborizada em meio às áreas de campinarana, os quais são de distribuição alongada e sinuosa e tem bifurcações no sentido SSE e SW, isto é, de montante para jusante, considerando a orientação da superfície de tendência.

A causa de contrastes vegetacionais em áreas amazônicas tem sido tema de grandes debates na literatura internacional (p.e. KUBITZKY, 1989; FURLEY et al., 1992; RUOKOLAINEN; TUOMISTO, 1993; STEEGE et al., 2006). Vários autores tem reconhecido diferenças litológicas, edáficas e topográficas como responsáveis pela ocorrência de áreas de vegetação aberta em meio a áreas de floresta (p.e. TAKEUCHI, 1960; ANDERSON et al., 1975; PRANCE; SCHUBART, 1977; ANDERSON, 1981; SANAIOTTI et al., 2002; COCHRANE; COCHRANE, 2010). Mais recentemente, a integração de dados geológicos e de sensoriamento remoto demonstrou a importância da história de evolução dos sistemas deposicionais durante o final do Quaternário como principal fator no controle de variações topográficas, litológicas e edáficas que teriam resultado na distribuição da vegetação atual (ROSSETTI; TOLEDO, 2007; HAYAKAWA et al., 2010a; ROSSETTI, 2010; ROSSETTI et al., 2010). Na seqüência, serão discutidos os aspectos da área de estudo acima relacionados, objetivando demonstrar suas relações com a presença de um sistema deposicional de megaleque.

A morfologia triangular/cônica de grande escala, delimitada pela ocorrência de áreas alagadas com domínio de campinarana, e tendo ápice voltado para as áreas do embasamento cristalino adjacente, é uma característica marcante. Interpreta-se que essa feição não ocorre de forma aleatória na paisagem, mas

que sua presença ressalta uma grande paleomorfologia cônica produzida pela presença de um sistema deposicional do tipo megaleque.

A superfície de tendência confirma essa interpretação, revelando que as áreas de campinarana salientam a morfologia real do terreno, de distribuição cônica das isolinhas e com declive preferencial de NNW para SSE. Esta distribuição do terreno é relacionada aqui ao acúmulo de carga sedimentar derivada das áreas do embasamento cristalino ao norte. Os sedimentos teriam se espalhado em uma ampla área plana da bacia sedimentar a sul. Mapas geológicos da área de estudo também evidenciam morfologia triangular/cônica, que foram relacionadas à ocorrência de litologia diferenciada das áreas adjacentes, sendo representada por depósitos arenosos (SCHOBENHAUS et al., 2004) ou Cobertura Sedimentar Rio Branco-Rio Negro com predomínio de areias (IBGE, 2005, 2010). Nesses depósitos, os autores atribuem idade pleistocênica tardia-holocênica. Portanto, embora sem fazer quaisquer referências ao sistema deposicional, esses trabalhos prévios já haviam destacado a área de estudo como um centro de deposição distinta de seus entornos.

Os cordões alongados, sinuosos e bifurcados de floresta de terra firme e de campinarana arborizada em meio às áreas com predomínio de campinarana gramíneo-lenhosa são atribuídos a paleocanais. Esta interpretação foi feita principalmente com base na morfologia similar a sistemas de drenagem atual. A ocorrência de paleocanais na Amazônia é comum. Características similares aos paleocanais identificados na área de estudo foram descritas por Mantelli (2008) e Rossetti et al. (2010) na ilha do Marajó. Naquela área, esses autores constataram que a presença de paleocanais com vegetação arbórea em meio a vegetação aberta deve-se à topografia dessas feições ser ligeiramente mais elevada que as áreas de planície de inundação adjacentes. Situação similar foi também registrada em paleocanais do megaleque do Taquari no Pantanal Mato-grossense (ZANI et al, 2009). O que desperta a atenção é que, como

ocorre no megaleque Taquari, as bifurcações dos paleocanais da área de estudo ocorrem no sentido da tendência a cotas topográficas inferiores, o que não condiz com sistemas tributários como vistos atualmente na paisagem local. Este padrão é condizente com drenagem tipicamente distributiva, incluindo distributários, uma vez que ocorrem paleocanais que aparentam ter sido ativos contemporaneamente, como demonstrado na Figura 7.13-a,b,c.

Em áreas continentais, grandes feições com geometria triangular/cônica, com padrão de drenagem distributário (NICHOLS; FISHER, 2007; HARTLEY et al., 2010; WEISSMANN et al., 2010), e topografia suave (i.e., $<0,1^\circ$) caracterizada por isolinhas concêntricas de montante para jusante, constituem características (sintetizadas na Figura 8.1) registradas somente em associação a sistemas deposicionais do tipo megaleque (p.e. GUMBRICHT et al., 2001, 2005; LEIER et al., 2005; ZANI et al., 2009a).

O único sistema fluvial capaz de formar um megaleque das proporções a esse, seria o rio Demini, que é o principal curso d'água na cabeceira do megaleque. Sendo assim, em atribuição ao rio homônimo, é possível denominar a grande feição como megaleque Demini, como identificado por Wilkinson et al. (2010).

Sistemas de megaleques similares ao do rio Demini têm sido registrados em várias bacias apresentam sedimentação ativa durante o Quaternário ao recente (STANISTREET; McCARTHY, 1993; HORTON; DeCELLES, 2001; GUMBRICHT et al., 2001, 2005; ASSINE, 2005; SINHA et al., 2005; CHAKRABORTY et al., 2010). Como apresentado anteriormente, o interflúvio dos rios Negro e Branco tem sido denominado de Pantanal Setentrional (SANTOS et al., 1993; BEZERRA, 2003), sendo interpretado como correspondente a uma ampla área subsidente de sedimentação ativa em um passado geológico bastante recente (i.e., Quaternário ao recente). A gênese dessa bacia será discutida em detalhe no item 8.3.

A identificação de megaleques no norte da Amazônia não é novidade. Zani e Rossetti (no prelo), com base em imagens orbitais também identificaram grande feição de geometria triangular no sudoeste do estado de Roraima. Este foi denominado de Megaleque Viruá, em associação com sua localização sobre o Parque Nacional do Viruá. Em conjunto com os dados aqui apresentados, uma interpretação evidente é de que, assim como o Pantanal Mato-Grossense (ASSINE, 2005), o Pantanal Setentrional também é dominado por sistema de megaleques. No caso do primeiro, os processos de formação dos leques ainda são ativos (c.f. ASSINE, 2005; BUEHLER et al., 2011).

8.2.1. Extensão do sistema de megaleque

Identificada a área de estudo como típica de megaleque, uma dúvida é se as duas grandes áreas de campinarana das margens esquerda e direita do rio Demini representam sistemas deposicionais distintos, ou se elas fazem parte de um mesmo conjunto geológico/geomorfológico. Paleocanais da margem direita do rio Demini (Figura 7.14–g,h,i) mostram orientação preferencial para NE-SW. O comprimento e largura desses paleocanais são equiparáveis aos identificados na margem esquerda do rio, que fluíam para SE. Além disto, não há um sistema fluvial próximo, do porte do rio Demini, ao qual essa paleodrenagem possa ser associada. Ou seja, o mais provável é que esta esteve associada ao próprio rio Demini. Além disto, a área de campinarana a oeste desse rio tem continuidade morfológica com a que ocorre a leste, o que reforça a proposição de que elas façam parte de uma mesma paleomorfologia. Portanto, essas duas grandes áreas de campinarana, que compõem aproximadamente 7095 km², sendo caracterizadas por paleocanais distributários, são interpretadas como parte de um mesmo sistema deposicional de megaleque, representando possivelmente fases evolutivas distintas (Figura 8.1).

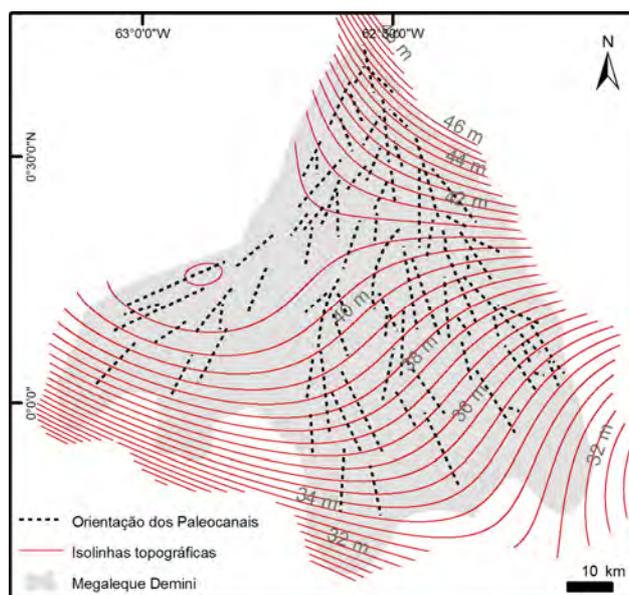


Figura 8.1 - Megaleque Demini com isolinhas topográficas dada pela superfície de tendência (terceiro grau polinomial) e orientação geral dos paleocanais.

Identificadas as duas grandes feições de campinaranas nas margens esquerda e direita do rio Demini como produto de um sistema deposicional de megaleque, outra dúvida que se faz presente é se a área de floresta de terra firme à jusante da morfologia triangular/cônica com domínio de campinara representa uma extensão do megaleque.

Pelo o que foi observado, não há paleocanais com padrão de drenagem distributário que possam inserir essa área no sistema de megaleque. Adicionalmente, mapeamentos geológicos regionais inserem essa área na Formação Içá (SCHOBENHAUS et al. 2004) e, em parte, na Cobertura Sedimentar Rio Branco-Rio Negro (não arenosa). De acordo com Bezerra (2003), o padrão de drenagem amorfo dessa região difere do padrão de drenagem sobre o megaleque Demini o que é condizente com o conteúdo geológico distinto.

8.2.2. Classificação do megaleque

O megaleque pode ser classificado como um leque inativo e dissecado, pela classificação de Harvey (2002), tendo em vista que o sistema de drenagem atual não apresenta quaisquer elementos de um sistema de drenagem distributário. Ao contrário, este tem características tributárias, estando encaixado em um cinturão meândrico estável, com tributários confluindo para SE, com desague no rio Negro.

Interpretação mais aprofundada sobre os paleocanais deve ser feita para inserir o sistema de megaleque do rio Demini na classificação proposta por Stanistreet e McCarthy (1993). De acordo com esses autores, megaleques podem ser caracterizados por rios com padrão de drenagem meandrante e/ou entrelaçado. Embora o padrão de drenagem atual do rio Demini seja tipicamente meandrante, não há elementos que possam inserir os paleocanais nesse tipo de morfologia, dada a não observação de sinuosidade elevada ou meandros abandonados, por exemplo. Rios de padrão entrelaçado são, em geral, levemente sinuosos, rasos, altamente instáveis devido a avulsões frequentes, e internamente caracterizados por sedimentação sob forma de barras arenosas ou cascalhosas (STANISTREET; McCARTHY, 1993). Os paleocanais do megaleque Demini parecem se coadunar com essas características, uma vez que os cordões de vegetação arbórea contínuos são sinuosos, e não meandrantés. Adicionalmente, como descrito previamente, as ilhotas de floresta não tem distribuição aleatória, mas elas estão alinhadas paralelamente aos segmentos contínuos, sugerindo que possam corresponder a uma abundância de barras fluviais. Dada essas características, o mais provável é que o padrão de canal dominante do megaleque tenha sido entrelaçado, o que é uma feição típica desses sistemas deposicionais, como ocorre, por exemplo, no rio Kosi (CHAKRABORTY et al., 2010).

8.3. Gênese e evolução do megaleque

A ocorrência de um sistema deposicional de megaleque durante o final do Quaternário em uma área atualmente dominada por tributários modernos, poderia ser uma indicação de aumento de aridez e sazonalidade no passado. Uma hipótese que pode ser sugerida é que clima mais seco do que o atual teria promovido expansão das áreas de vegetação aberta (campinaranas), que teriam permanecido como relíquias no cenário moderno. Muitos autores têm defendido a expansão de herbáceas para áreas florestadas na Amazônia durante o final do Quaternário (p.e. LATRUBESSE; RAMONELL, 1994; MÜLLER et al., 1995;. PESSENDA et al., 1998;. MASLIN; BURNS, 2000; PESSENDA et al., 2001; LATRUBESSE, 2002; MERTES; DUNNE, 2007; RIGSBY et al., 2009).

A interpretação do produto de hidroperíodo do megaleque Demini demonstrou que este é caracterizado por setores distintos de inundação (Figura 7.6). Estas foram interpretadas como reflexo de diferentes estágios evolutivos de progradação de lobos que compõem, em seu conjunto, esse sistema de megaleque (Figura 7.6). Para este tipo de análise, considerou-se que terrenos menos inundados são mais antigos que os terrenos sujeitos à maior inundação. Partindo-se desse princípio, pode-se delimitar cinco terrenos com frequência de inundação diferenciadas, os quais foram relacionados ao registro de cinco fases evolutivas do megaleque. Cada uma dessas fases é representada por terrenos alongados de geometria lobada que, em seu conjunto, compõem o sistema deposicional aqui caracterizado. Essas características levaram à estabelecer ordem cronológica de desenvolvimento dos lobos de 1 para 5, sendo este o mais jovem. Na Figura 7.6, estes estão apresentados por setores homogêneos.

Considerando-se as características acima citadas, pode-se sugerir que o lobo 5 teve seu desenvolvimento contemporâneo ou posterior ao lobo 4 e que o mais

provável é que todos os lobos estabeleceram-se no terreno previamente ao desenvolvimento do rio Demini atual. Portanto, o arranjo dos lobos deposicionais sugere que a evolução do megaleque Demini deu-se por estágios distintos, similarmente ao que tem sido demonstrado em outros sistemas de megaleques que vêm sendo registrados na literatura, incluindo-se o megaleque do Taquari no Pantanal Mato-grossense (c.f. ASSINE, 2003; ZANI et al, 2009a; ZANI et al, 2009b).

Um ponto importante a ser discutido neste trabalho é o fator que teria levado à mudança no sistema de drenagem durante o final do Quaternário, com o desenvolvimento do megaleque Demini em uma área hoje dominada por sistemas tributários. Uma das hipóteses prováveis é que este sistema reflita aumento da descarga sedimentar devido à maior erosão nas áreas fontes. Isto poderia sugerir relação com paleoclima mais árido que o atual, quando um volume significativo de sedimentos teria sido transportado para áreas planas, onde foram depositados. O fato do megaleque Demini ter sido dominado por rios entrelaçados parece consistente com esta interpretação, já que estes rios, embora não exclusivos, ocorrem mais frequentemente em associação com ambientes áridos (p.e. TOOTH, 2000; POWELL, 2009). Para Hartley et al (2010), megaleques com domínio de canais entrelaçados sugerem desenvolvimento sob condições de maior variabilidade hidrológica, mas tal circunstância pode resultar de outros fatores não relacionados ao clima (p.e. tectônica).

Neste trabalho, não houve disponibilização de novos dados que possam servir para testar a hipótese de influência climática no desenvolvimento do megaleque Demini, portanto esta possibilidade permanece ainda aberta a investigações futuras. Por outro lado, é interessante lembrar que este sistema progradou sobre uma ampla área inundada. A ocorrência de áreas alagadas na paisagem amazônica reflete depressões sujeitas à acomodação

de depósitos sedimentares. Então, para o entendimento da origem do megaleque Demini, torna-se fundamental entender a gênese dessa ampla área alagada (JUNK et al., 2011), que faz parte do Pantanal Setentrional definido por Santos et al (1993).

Os dados reunidos neste trabalho permitem sugerir que áreas alagadas na área do rio Demini refletem subsidência tectônica. A geometria retangular dessas áreas e sua delimitação por lineamentos morfoestruturais retilíneos e ortogonais, principalmente observados nas porções distais e marginais do megaleque (Figura 7.24-c, f), se constituem em fortes argumentos em suporte a esta interpretação. Ou seja, as áreas alagadas não ocorrem aleatoriamente, mas estão confinadas a amplas depressões do terreno, cujas características só podem ser explicadas considerando blocos tectônicos subsidentes.

Adicionalmente, a superfície do megaleque, bem como suas áreas adjacentes para sul, são dominadas por lineamentos morfoestruturais de direção principal NE-SW/NNE-SSW e NW-SE. Este fato constitui em argumento complementar para se sugerir influência tectônica na evolução do megaleque. Isto porque estas direções são condizentes com os sistemas de falhas presentes nesta região da Amazônia, incluindo as áreas de rochas pré-cambrianas do Escudo das Guianas a noroeste, conforme os lineamentos apresentados na Figura 7.19. Um estudo regional prévio já havia proposto a existência de uma bacia sedimentar gerada por morfotectônica de caráter extensional nessa região (BEZERRA, 2003). De acordo com esse autor, esforços tectônicos ramificados em cunha originaram a bacia sedimentar do Pantanal Setentrional entre o Lineamento Tacutu, que é uma zona de transcorrência dextral a norte da área de estudo (NE-SW), e o Domínio do Lineamento Rio Branco a leste (N-S, NNE-SSW). Esforços nessas áreas teriam propiciado estruturação atribuída a falhas normais orientadas nas direções preferenciais NW-SE e NE-SW, que controlam a orientação da drenagem atual (Figura 7.20). Mais a sul da área de estudo,

também foram reconhecidos alinhamentos de terraços na margem esquerda do rio Negro como produtos de falhas antitéticas em NW-SE (c.f. LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005) com mergulho NE (BEZERRA, 2003).

Anomalias de drenagem representadas por captura de rios, desvios em cotovelo, deslocamentos ortogonais de canais, segmentos com canais retilíneos que se alternam com segmentos de canais meandantes etc., abundantes na área de estudo, são comumente relacionadas com áreas influenciadas por atividade tectônica (HORTON, 1945; HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976; SUMMERFIELD, 1991). De acordo com esses autores, o predomínio de padrões de drenagem dos tipos amorfo e dendrítica, como também verificado na região do rio Demini, se constituem em características adicionais condizentes com essa interpretação. No presente caso, o predomínio de estratos sedimentares quaternários uniformemente em toda a extensão da área de estudo, reforça essa interpretação, uma vez que essas anomalias não puderam ser associadas a contrastes litológicos.

O deslocamento brusco, para nordeste, de uma ampla área inundável de campinarana definida por lineamentos morfoestruturais retilíneos a oeste da área de estudo (Figura 7.24-b) é tida como forte evidência de transcorrência dextral. É interessante lembrar que este mesmo padrão foi reproduzido pelo deslocamento de canais na porção central do megaleque (Figura 7.24-e), e em vários outros locais ao longo de sua extensão (Figura 7.24-f). Essas informações são compatíveis com modelo de transcorrência dextral proposto no trabalho previamente citado de Bezerra (2003).

Um ponto importante no entendimento da origem do megaleque Demini é a presença, em sua cabeceira, de um lineamento morfoestrutural contínuo por até 25,4 km (Figura 7.24-d), que separa a sedimentação do megaleque das áreas do embasamento cristalino. Este lineamento já aparece no mapa do IBGE (2005, 2010) como correspondente a uma falha expressiva de orientação

NE-SW que acompanha o lineamento regional Tacutu (c.f. BEZERRA, 2003). Por estar no limite entre o embasamento e a bacia sedimentar, essa falha indica componente vertical normal. Portanto, deslocamento ao longo desta falha principal pode ter gerado subsidência, tornando a área de estudo alagável e sujeita à acomodação de sedimentos derivados das áreas do embasamento a noroeste sob forma de um megaleque.

Existe um crescente volume de publicações que vem destacando a importância da influência tectônica durante o Quaternário tardio como fator modificador do ambiente físico e, conseqüentemente, dos padrões de distribuição da vegetação, em várias áreas da Amazônia Ocidental (STERNBERG, 1950; PIMIENTA, 1958; IRIONDO; SUGUIO, 1981; FRANZINELLI; LATRUBESSE, 1993; SAADI, 1993; LATRUBESSE; RANCY, 2000; BEZERRA, 2003; SILVA, 2005; ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007; MERTES; DUNNE, 2007; várias referências em SOARES, 2007; ROSSETTI; VALERIANO, 2007).

A atribuição de evolução decorrente de causa tectônica para o megaleque Demini está em acordo com o fato de que a maioria dos análogos modernos de megaleques são encontrados em associação com áreas tectonicamente ativas, estendendo-se do Quaternário ao recente (DeCELLES; CAVAZZA, 1999; ASSINE; SOARES, 2004; GUMBRICHT et al., 2005; LEIER et al., 2005).

Levando-se em consideração a origem tectônica do megaleque Demini proposta nesta dissertação, um modelo evolutivo geomorfológico e fitofisionômico foi elaborado (Figura 8.2). Assim, subsidência promovida pela reativação de falhas principalmente NE-SW e NW-SE teria levado à geração de uma depressão ampla, que se constituiu em um extenso espaço de acomodação de sedimentos oriundos de noroeste. Esta área de sedimentação ativa no Quaternário tardio tornou-se não apropriada ao desenvolvimento de vegetação. Durante este tempo, e possivelmente ainda devido à influência tectônica, os sedimentos foram sendo acumulados lateralmente e por fases,

sendo refletidas nos cinco lobos aqui descritos. Somente à medida que a depressão foi se tornando colmatada é que a superfície do megaleque passou a ser favorável ao desenvolvimento de vegetação.

O contraste de vegetação existente comparando-se a área do megaleque com seu entorno pode ser um reflexo da dinâmica da evolução tectono-sedimentar da área. Embora haja discussões sobre a amplificação de vegetação aberta durante períodos glaciais do Quaternário tardio da Amazônia (AB'SABER, 1977; COLINVAUX et al., 1996; COLINVAUX, 1997; HAFFER; PRANCE, 2002), estudo isotópico da matéria orgânica do sedimento de megaleque da margem esquerda do rio Branco, i.e., megaleque do Viruá (ZANI et al., no prelo), registrou apenas vegetação arbórea e/ou fitoplâncton, pelo menos nos últimos 32 ka. Adicionalmente, trabalho recentemente realizado entre Porto Velho (RO) e Humaitá (AM), recentemente submetido à publicação (Marcelo Cohen, comunicação verbal) demonstra que o período que antecede ao Último Máximo Glacial (UMG), até pelo menos o Holoceno médio, também registra domínio de vegetação arbórea, com fases de savanização somente pontuais anteriormente ao máximo glacial.

Com base nessa informação e nos dados levantados aqui, é possível hipotetizar que uma ampla área de floresta foi perturbada pela formação da depressão tectônica. Nesta, o desenvolvimento de vegetação foi significativamente suprimido enquanto a sedimentação permaneceu ativa e a área inundada (estágios de 1 a 6 da Figura 8.2). Com a colmatação, áreas topograficamente elevadas acima do lençol freático começaram a ser colonizadas por campinaranas e, no caso de paleocanais com terrenos de terra firme, vegetação arbórea localizada. As áreas de floresta alagada podem ser interpretadas como exclusivas de arredores a cursos d'água ativos.

Modelo de evolução tectono-sedimentar e da vegetação associada para a área de estudo é ilustrado na Figura 8.2. Num primeiro momento (estágio 1) a área

de estudo era dominada por vegetação arbórea, com floresta alagada restringindo-se às margens das drenagens contemporâneas. Do estágio 1 para o 2 há o abatimento de bloco (subsidência) que favoreceu topograficamente para que a área fosse mais susceptível a inundação e para o desenvolvimento do megaleque Demini, com o lobo deposicional 1 na orientação NNW-SSW, de modo que se iniciasse a colonização da campinarana. Os lobos deposicionais do megaleque vão se progradando à leste durante os estágios 3, 4, e 5 com orientação preferencial a SSE, com respectiva colonização da campinarana. No estágio 6, o lobo 5 se impõe sobre a superfície do lobo 1, dessecando-o na parte proximal espraiando-se na parte mediana. Drenagens tributárias começar a se desenvolver nas áreas inter-lobos deposicionais. Por fim, durante o estágio 7, a drenagem atual do rio Demini se impõe em um cinturão aluvial meândrico, entalhando a superfície do megaleque. Áreas topograficamente mais altas são colonizadas por vegetação de porte arbóreo.

O nível de base local para o rio Demini é o médio rio Negro, cuja margem tributária é marcada por falhas antéticas (c.f. LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). Então, é provável que o abaixamento do nível de base, possivelmente em função de atividades tectônicas durante o Quaternário tardio, tenha favorecido o entalhamento do rio Demini. O fato do rio Demini se sobrepor aos lobos deposicionais do megaleque demonstra que esse evento é bastante recente na evolução da área de estudo.

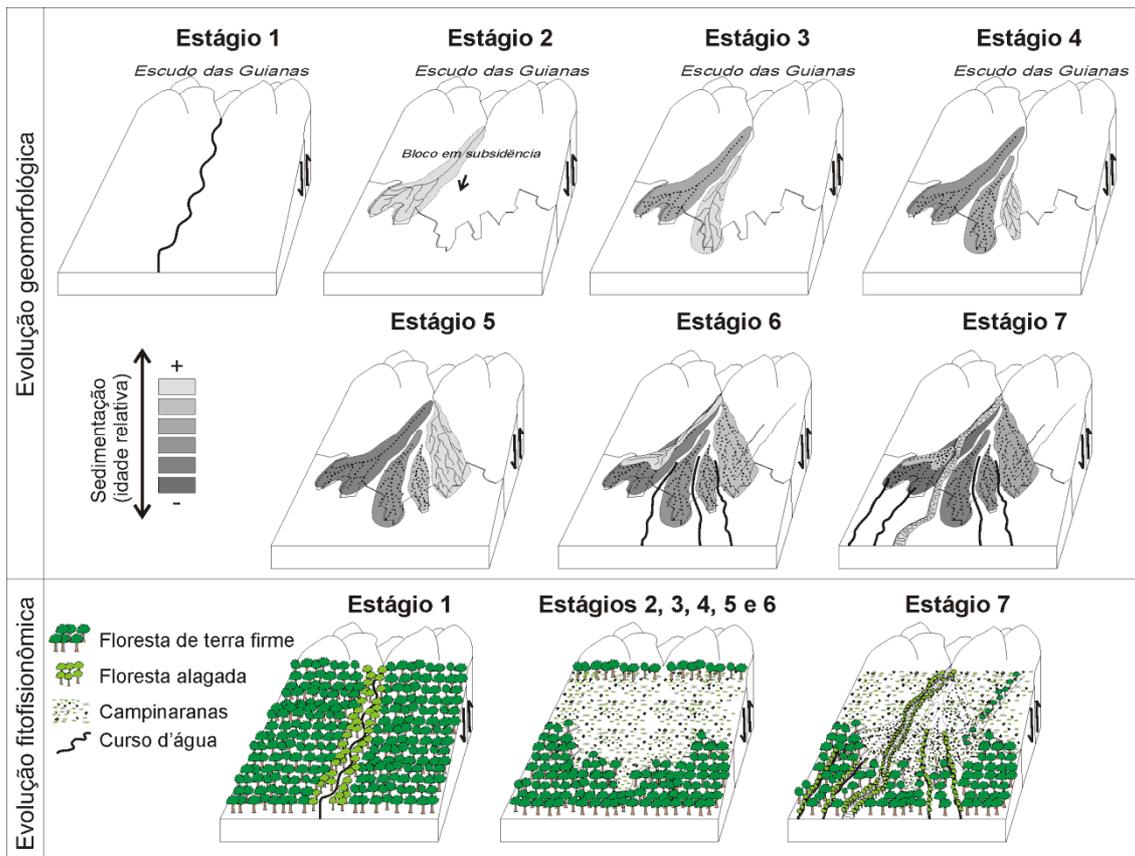


Figura 8.2 - Modelo evolutivo tectono-sedimentar e fitofisionômico para o megaleque Demini durante o Quaternário Tardio. Com a subsidência da bacia sedimentar (estágio 1), a área passou a ser mais alagada e propiciou o desenvolvimento da campinarana e formação do megaleque com os lobos deposicionais (estágios de 2 a 6), com a floresta alagada se restringindo às drenagens atuais (estágio 7).

9 CONCLUSÕES

a) A área de estudo corresponde a um sistema deposicional do tipo megaleque, formado pelo rio Demini. Sua comprovação só foi possível com o emprego de produtos de sensoriamento remoto que foram eficientes e puderam fornecer o padrão regional topográfico, dado pela superfície de tendência, a baixa declividade e o padrão de drenagem distributário de paleocanais a ele associados.

b) A caracterização do megaleque quaternário feita aqui é importante para o reconhecimento deste tipo de sistema deposicional no registro geológico, que com raras exceções, ainda carente de análogos para comparação.

c) O megaleque Demini apresenta forte controle estrutural. Subsidência regional criou depressão com subsequente preenchimento sedimentar e formação do sistema deposicional. Além disso, o desenvolvimento de lobos deposicionais impactou no desenvolvimento de áreas alagadas e na distribuição florística.

d) Com a subsidência, o interflúvio entre os rios Negro e Branco tornou-se uma área mais alagável e com intensa sedimentação ativa, o que inibiu o crescimento de vegetação de porte arbóreo, favorecendo a colonização de campinaranas nessa área.

e) Florestas alagadas ocorrem junto à drenagens atuais com sedimentação recente. Já áreas dominadas por campinaranas gramíneo-lenhosas correspondem à bacias de inundação (*swamps*) do megaleque Demini. Paleocanais são colonizados por vegetação arbórea, com campinarana arborizada ocorrendo em área de bacias de inundação, interpretadas como mais sedimentadas e mais antigas na paisagem.

f) O hidroperíodo sugere cronologia relativa para os lobos deposicionais do megaleque Demini, sendo mais jovens de W-E.

g) O estudo efetuado acrescenta novas informações a respeito do Quaternário tardio no norte da Amazônia. Os dados aqui apresentados contribuem em discussões de áreas tectonicamente ativas e seu impacto na avaliação de áreas alagadas e no desenvolvimento da vegetação. Secundariamente, estudos mais aprofundados devem ser feitos para se conhecer melhor o contexto da sedimentação dos megaleques e da unidade geológica quaternária em que predomina a floresta de terra firme (porção sul do megaleque Demini).

h) A base de dados levantada aqui contribui para o estabelecimento de estratégias de campo visando estudos geológico-quaternários detalhados que possam validar do megaleque Demini no tempo e espaço.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, v. 3, p. 71-78, 1977.

ALMEIDA-FILHO, R.; MIRANDA, F.P. 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**, v. 110, p.387-392, 2007.

ANDERSON, A.B. White sand vegetation of Brazilian Amazonia. **Biotropica**, v.13, p. 199-210, 1981.

ANDERSON, A.B.; PRANCE, G.T.; ALBUQUERQUE, B.W.P., 1975. A vegetação lenhosa da campina da Reserva Biológica INPA-SUFRAMA (Manaus-Caracarai, Km. 62). **Acta Amazonica**, v.5, p.225-246, 1975.

ARZANI, N. Catchment lithology as a major control on alluvial megafan development, Kohrud Mountain range, central Iran. **Earth Surface Processes and Landforms**, p. n/a-n/a, 2012.

ASSINE, M. L. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. 2003, Tese de Livre Docência – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geologia Sedimentar, Rio Claro:UNESP, 2003.

ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, p. 357 - 371, 2005.

ASSINE, M. L. Ambientes de leques aluviais. In: A. J. PEDREIRA, A.J.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES (Ed.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Editora Beca, 2008, p.52-71.

ASSINE, M. L.; SILVA, A. Geomorphology Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland , Brazil. **Geomorphology**, v. 113, n. 3-4, p. 189-199, 2009.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, v. 114, p. 23-34, 2004.

BARBOSA, J.; CORDEIRO, R.; SILVA, E. et al. 14C-AMS as a tool for the investigation of mercury deposition at a remote Amazon location. **Nuclear**

Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, v. 223-224, p. 528-534, 2004.

BARNES, J. B.; HEINS, W. A. Plio-Quaternary sediment budget between thrust belt erosion and foreland deposition in the central Andes, southern Bolivia. **Basin Research**, p. 91-109, 2009.

BERNAL, C.; CHRISTOPHOUL, F.; DARROZES, J. et al. Late Glacial and Holocene avulsions of the Rio Pastaza Megafan (Ecuador-Peru): frequency and controlling factors. **International Journal of Earth sciences**, 2010.

BEZERRA, P. E. L. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. 2003. 335 p. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém:UFPA, 2003.

BLECHSCHMIDT, I.; MATTER, A.; PREUSSER, F.; RIEKE-ZAPP, D. Monsoon triggered formation of Quaternary alluvial megafans in the interior of Oman. **Geomorphology**, v. 110, n. 3-4, p. 128-139, 2009.

BRAUN, E. H. G. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante na planície quaternária do Pantanal. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 39, n. 4, p. 164-180, 1977.

BRIDGE, J.; DEMICCO, R. **Earth surface processes, landforms and sediment deposits earth**. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 815 p.

BUEHLER, H.A.; WEISSMANN, G.S.; SCUDERI, L.A.; HARTLEY, A.J. Spatial and temporal evolution of an avulsion on the Taquari River distributive fluvial system from satellite image analysis. **Journal of Sedimentary Research**, v. 81, p. 630-640, 2011.

BULL, W. B. Alluvial Fans and Near-Surface Subsidence in Western Fresno County California. **Geological Survey Professional Paper**, p. 1-71, 1964.

BULL, W. B. The alluvial-fan environment. **Progress in Physical Geography**, v.1, p. 222-270, 1977.

BUSH, M. B.; MILLER, M. C.; OLIVEIRA, P. E. D.; COLINVAUX, P. A. Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. **Journal of Paleolimnology**, v. 2, p. 341-352, 2002.

BUSH, M. B.; SILMAN, M. R. Observations on Late Pleistocene cooling and precipitation in the lowland Neotropics. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 7, p. 677-684, 2004.

CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; TATUMI, S. H.; ROSIQUE, T. Amazonian Paleodunes Provide Evidence for Drier Climate Phases during the Late Pleistocene–Holocene. **Quaternary Research**, v. 58, n. 2, p. 205-209, 2002.

CARNEIRO FILHO, A.; ZINCK, J. A. Mapping palaeo-aeolian sand cover formations in the northern Amazon basin from TM images. **ITC Journal**, v. 3, p. 270–282, 1994.

CHAKRABORTY, T.; GHOSH, P. The geomorphology and sedimentology of the Tista megafan, Darjeeling Himalaya: implications for megafan building processes. **Geomorphology**, v. 115, n. 3-4, p. 252-266, 2010.

CHAKRABORTY, T.; KAR, R.; GHOSH, P.; BASU, S. Kosi megafan□: Historical records , geomorphology and the recent avulsion of the Kosi River. **Quaternary International**, v. 227, p. 143-160, 2010.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 5, p. 893-903, 2009.

COCHRANE, T.T.; COCHRANE, T.A. **Amazon forest and savanna lands: a guide to the climates, vegetation, landscapes, and soils of central tropical South America**. CreateSpace, New York, 2010.

COLINVAUX, P. A. **The ice-age Amazon and the problem of diversity**, 1997.

COLINVAUX, P. A.; OLIVEIRA, P. E. de; MORENO, J. E.; MILLER, M. C.; BUSH, MARK B. A Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times. **Science**, v. 274, n. October, p. 85-88, 1996.

COLINVAUX, P. A.; OLIVEIRA, P. E. de; BUSH, MARK B. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales□: The failure of the aridity and refuge hypotheses. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 141-169, 2000.

CONGALTON, R.G., GREEN, K. **Assessing the accuracy of remotely sensed data: principles and practices**. CRC Press, London, 2009.

CORDEIRO, R. C.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. et al. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50Ka to 10Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, n. 3-4, p. 426-436, 2011.

D'ÁPOLITO JÚNIOR. **Lagoa da pata revisitada: maior sazonalidade como causa do reagrupamento da comunidade vegetal durante o último período glacial na Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Ciências Biológicas-área de concentração em Botânica) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus:INPA, 2010.

DAVIS, J. C. **Statistics and data analysis in geology**. p. 646, 2nd ed., New York: John Wiley & Sons, 1986.

DeCELLES, P. G.; CAVAZZA, W. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. **Geological Society of America Bulletin**, v. 111, p. 1315-1334, 1999.

DENNY, C. S. Fans and pediments. **American Journal of Science**, v. 265, n. February, p. 81-105, 1967.

DONG, J.; ZHUANG, D.; HUANG, Y.; FU, J. Advances in Multi-Sensor Data Fusion: Algorithms and Applications. **Sensors**, v. 9, n. 10, p. 7771-7784, 2009.

EARTHSAT. **GeoCover™ Product Description SheetEarth**, 2004.

FAYYAD, U.; PIATESKY-SHAPIRO, G.; SMYTH, P.; UTHURUSAMY, R. **Advances in knowledge discovery and data mining**. Cambridge: MIT Press, 1996. 1st ed., p.560. Cambridge: MIT Press, 1996.

FOSBERG, B. R.; HASHIMOTO, Y.; ROSENQVIST, A.; MIRANDA, F. P. Tectonic fault control of wetland distributions in the Central Amazon revealed by JERS-1 radar imagery. **Quaternary International**, v. 72, p. 61-66, 2000.

FRANZINELLI, E.; IGREJA, H. Modern sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, p. 259-271, 2002.

FRANZINELLI, E.; LATRUBESSE, E, M. Late Quaternary Alluvial Sedimentation in the Upper Rio Negro Basin , Amazonia , Brazil□: Palaeohydrological Implications. In: G. Benito; V. Baker; K. Gragory (Eds.);

Paleohydrology and Environment Change. p.259-271. John Wiley & Sons Ltd., 1998.

FRAZIER, P. S.; PAGE, K. J. Water Body Detection and Delineation with Landsat TM Data. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 66, n. 12, p. 1461-1467, 2000.

FURLEY, P. A.; PROCTOR, J.; RATTER, J. A. (Ed.). **Nature and dynamics of forest-savanna boundaries**. p. 916, London: Chapman & Hall, 1992.

GIBLING, M. R. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record A Literature Compilation and Classification. **Journal of Sedimentary Research**, v. 76, p. 731-770. doi: 10.2110/jsr.2006.060, 2006.

GOHAIN, K.; PARKASH, B. Morphology of the Kosi megafan. In: A.H. Rachocki and M. Church (Eds.). **Alluvial Fans – A field Approach**. p. 151-178, John Wiley and Sons., 1990.

GONÇALVES, F. D.; SOUZA FILHO, P. W. M. E; PARADELLA, W. R.; MIRANDA, F. P. Fusão de dados multisensor para a identificação e o mapeamento de ambientes flúvio-estuarinos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 1, p. 57-67, 2009.

GUMBRICHT, T.; MCCARTHY, T. S.; BAUER, P. The micro-topography of the wetlands of the Okavango Delta, Botswana. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, p. 27-39, 2005.

GUMBRICHT, T.; MCCARTHY T. S.; MERRY, C. L. The topography of the Okavango Delta, Botswana, and its tectonic and sedimentological implications. **South African Journal of Geology**, v. 104, n. 3, p. 243-264, 2001.

HAFFER, J.; PRANCE, G. T. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozóico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. **Estudos Avançados**, v. 16, n. 46, p. 175-206, 2002.

HALL, M.; FRANK, E.; HOLMES, G.; PFAHRINGER, B.; REUTEMANN, P.; WITTEN, I. H. The WEKA Data Mining Software: An Update. In: **SIGKDD Explorations**, Volume 11, Issue 1, 2009.

HANSEN, M.C., DUBAYAH, R., DeFRIES, R.S. Classification trees: an alternative to traditional land cover classifiers. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, p. 1075–1081, 1996.

HARTLEY, ADRIAN J.; WEISSMANN, GARY S.; NICHOLS, GARY J.; WARWICK, G. L. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. **Journal of Sedimentary Research**, v. 80, p. 167-183, 2010.

HARVEY, A. M. Factors influencing the geomorphology of alluvial fans: a review. In: PEREZ-GONZALEZ, A.; VEGAS, J.; MACHADO, M.J. (Eds.) **Apertaciones a la geomorfología de España en el inicio de tercer milenio**. P. 59–75, Instituto Geológico y Minero de España, 2002.

HARVEY, A. M. The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. **Earth Surface Processes and Landforms**, 2011.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. D. F.; VALERIANO, M. D. M. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 297, n. 1-2, p. 262-270. Elsevier B.V. doi: 10.1016/j.epsl.2010.06.028, 2010a.

HAYAKAWA, E. H.; ZANI, H.; ANDRADES FILHO, C. D. O.; BERTANI, T. C.; ROSSETTI, D. D. F. Identificação de paleocanais na Bacia Amazônica a partir de dados de Sensoriamento Remoto. **Revista de Geografia**, v. Especial, n. 1, p. 20-32, 2010b.

HESS, L.L.; MELACK, J.M.; NOVO, E.M.L.M.; BARBOSA, C.C.F.; GASTIL, M. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, p. 404-428, 2003.

HIGGINS, M. A.; RUOKOLAINEN, K.; TUOMISTO, H. et al. Geological control of floristic composition in Amazonian forests. **Journal of Biogeography**, p. no-no, 2011.

HOFTON, M.; DUBAYAH, R.; BLAIR, J. B.; RABINE, D. Validation of SRTM Elevations over Vegetated and Non-vegetated Terrain Using Medium Footprint Lidar. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 72, n. 3, p. 279-285, 2006.

HORTON, B. K.; DeCELLES, P. G. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. **Basin Research**, v. 13, p. 43-63, 2001.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of Geological Society of America**, v. 56, HOWARD, A. D. Drainage Analysis in Geologic

Interpretation: a summation. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Mapa de clima do Brasil**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1978.

_____. **Manual técnico da vegetação brasileira**. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1992.

_____. **Geologia de Roraima**. Belém: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2005.

_____. **Geologia do Amazonas**. Belém: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2010.

IRIONDO, M.; COLOMBO, F.; KROHLING, D. El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia-o, Chaco (Argentina-Bolivia-Paraguay): características y significado sedimentario. **Geogaceta**, v. 28, p. 79-82, 2000.

IRIONDO, M.; SUGUIO, K. Neotectonics of the Amazon plain. **Bulletin INQUA, Neotectonic Commission**, v. 4, p. 72–78, 1981.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. 2. ed., p.0-598. São José dos Campos: Parêntese, 2009.

JIAJU, L. Development of principal component analysis applied to multitemporal Landsat TM data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 9, n. 12, p. 1895-1907, 1988.

JONES, T. A.; HAMILTON, D.E.; JOHNSON, C.R. **Contouring geologic surfaces with the computer**. p. 314, Van Nostrand Reinhold, 1986.

JUNK, J. W.; PIEDADE, M. T. F.; SCHÖNGART, J.; COHN-HAFT, M.; ADENEY, J. M.; WITTMANN, F. A Classification of Major Naturally-Occurring Amazonian Lowland Wetlands. **Wetlands**, v. 31, p. 623-640, 2011.

KOHAVI, R.; QUINLAN, R. Decision Tree Discovery. In: W. Kloggen; J. M. Zytkow (Eds.); **Handbook of data mining and knowledge discovery**. p.282-288. Oxford: Oxford University, 2002.

KUBITZKI, K. The ecogeographical differentiation of Amazonian inundated forests. **Plant System Evolution**, v. 162, p. 285–304, 1989.

KUERTEN, S. **Evolução geomorfológica e mudanças ambientais no megaleque do nabileque, quaternário do Pantanal Mato-Grossense**. Dissertação (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro: UNESP, 2010.

LATRUBESSE, E. M. Evidence of Quaternary paleohydrological changes in middle Amazonia the Aripuanã-Roosevelt and Jipaná “fans”. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 129, p. 61-72, 2002.

LATRUBESSE, E. M. The Late-Quaternary Palaeohydrology of Large South American Fluvial Systems. In: J. K. Gregory; G. Benito (Eds.). **Palaeohydrology: Understanding Global Change**. 1st ed., John Wiley & Sons Inc., 2003, p.193-212.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. Late Quaternary alluvial sedimentation in the Upper Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil: paleohydrological implications. In: BENITO, G.; BAKER, V. R.; GREGORY, K. J. (Ed.). **Palaeohydrology and Environmental Changes**. United Kingdom: John Wiley & Sons, 1998, p. 259-271.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, p. 241-257, 2002.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; NELSON, B.W. Evidence for Late-Quaternary Aeolian activity in the Roraima-Guyana Region. **Catena**, v. 43, p. 63-80, 2001.

LATRUBESSE, E. M.; RAMONELL, C. G. A Climatic Model for Southwestern Amazonia in Last Glacial Times. **Quaternary International**, v. 21, p. 163-169, 1994.

LATRUBESSE, E. M.; RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 67-72, 2000.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; CREMON, E. H.; et al. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, no prelo.

- LEEDER, M. R. **Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics**. Oxford : Blackwell Science, 1999, p. 592.
- LEIER, A. L.; DECELLES, P. G.; PELLETIER, J. D. Mountains, monsoons and megafans. **Geology**, v. 33, n. 4, p. 289-292, 2005.
- LEONARDI, F.; ALMEIDA, C. M.; FONSECA, L. M. G.; CAMARGO, F. F. Avaliação Comparativa entre Classificação Supervisionada por Regiões e Orientada a Objeto para Imagens de Alta Resolução Espacial: Cbers 2B-HRC e QuickBird. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 981-988. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-15912-PRE/10522). Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.16.12.54>>. Acesso em: 11 fev. 2011.
- LIMA-ROBEIRO, M. S. **Índice de variação da paisagem (IVP) e riqueza de espécies de vertebrados no bioma Cerrado, Brasil Central**. 2006. 97 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Evolução) - Universidade Federal de Goiás (UFG), Goiânia:UFG, 2006.
- MAIA, R. G.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; MOURA, P. A.; COSTA, F. S.; HOLANDA, M. A.; COSTA, J. **Projeto de carvão no Alto Solimões - Relatório Final**, CPRM-DNPM, p. 142, 1977.
- MANTELLI, L. R. **Análise do modelo de elevação do terreno com base em dados SRTM na região de Breves, sudoeste da Ilha do Marajó**. 2008. 145 p. (INPE-15304-TDI/1355). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.
- MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. F.; ALBUQUERQUE, P. G.; VALERIANO, M. M. Applying SRTM digital elevation model to unravel Quaternary drainage in forested areas in northeastern Amazonia. **Computers & Geosciences**, v. 35, p. 2331-2337, 2009.
- MASLIN, M. A.; BURNS, S. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. **Science**, v. 290, p. 5500-2285, 2000.
- MAY, J. H. Geomorphological indicators of large-scale climatic changes in the Eastern Bolivian lowlands. **Geographica Helvetica**, v. 61, n. Garreaud 2000, p. 120-134, 2006.

MERTES, L. A. K.; DUNNE, T. Effects of tectonism, climate change and sea level change on the form and behaviour of the modern Amazon River and its floodplain. In: GUPTA, A. (Ed.). **Large rivers: geomorphology and management**. United Kingdom: John Wiley & Sons, 2007, p. 115-144.

MICELI, B. S.; DIAS, F. M.; SEABRA, F. M.; SANTOS, P. R. A.; FERNANDES, M. C. Avaliação vertical de modelos digitais de elevação (MDEs) em diferentes configurações topográficas para médias e pequenas escalas. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 63/01, p. 191-201, 2011.

MORAIS, E. S. **Evolução da planície de inundação e confluência do rio Ivaí e rio Paraná na região do Pontal do Tigre, Icaraíma-PR: uma abordagem geomorfológica**. 2010, 64 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá (UEM), Maringá:UEM, 2010.

MÜLLER, J., IRION, G., NUNES-MELLO, J., JUNK, W. Hydrological changes of the Amazon during the last glacial-interglacial cycle in central Amazonia. **Naturwiss**, v. 82, p. 232-35, 1995

NICHOLS, G. J.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, p. 75-90, 2007.

NORTH, C. P.; DAVIDSON, S. K. Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. **Earth Science Reviews**, no prelo.

OLIVEIRA, C. G. DE; PARADELLA, W. R. An Assessment of the Altimetric Information Derived from Spaceborne SAR (RADARSAT-1, SRTM3) and Optical (ASTER) Data for Cartographic Application in the Amazon Region. **Sensors**, v. 8, n. 6, p. 3819-3829, 2008.

PESSENDA, L.C.R., GOMES, B.M., ARAVENA, R., RIBEIRO, A.S., BOULET, R., Gouveia, S.E.M. The carbon isotope record in soils along a forest–cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwester Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v. 8, p. 599-603, 1998.

PESSENDA, L.C.R., BOULET, R., ROSOLEN, V., ARAVENA, R., GOUVEIA, S.E.M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v. 11, p. 419-424, 2001.

PIMIEN, J. Modifications climatiques et subsidence récent affectant le glaciaire sud du Bassin de l' Amazone. **CR. Academie Science**, v. 246, p. 2268-2271, 1958.

POWELL, D. M. Dryland Rivers: Processes and Forms. In: A. J. Parsons; A. D. Abrahams (Eds.). **Geomorphology of Desert Environments**. 2. ed., p.333-373. Dordrecht: Springer Netherlands, 2009.

PRANCE, G.T.; SCHUBART, H.O.R. Nota preliminar sobre a origem das campinas abertas de areia branca do baixo Rio Negro. **Acta Amazonica**, v. 7, p. 567-570, 1977.

QUINLAN, J. R. **C4.5: Programs for machine learning**. 1st ed., p.302. San Mateo: Morgan Kaufmann Publishers, 1993.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topography Mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 57, p. 241-262, 2003.

RADAM. **RADAMBRASIL**: Folhas NA-20 e SA-20: geologia, geomorfologia, pedologia e vegetação. p.1978-1978. Rio de Janeiro, 1978.

REUTER, H. I.; NELSON, A.; JARVIS, A. **An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data**, 2007.

RIGSBY, C.A.; HEMRIC, E.M.; BAKER, P.A. Late Quaternary paleohydrology of the Madre de Dios River, southwestern Amazon Basin, Peru. **Geomorphology**, v. 113, p. 158–172, 2009.

RODRÍGUEZ, E.; MORRIS, C. S.; BELZ, J. E. A Global Assessment of the SRTM Performance. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 72, n. 3, p. 249-260, 2006.

ROSENQVIST, A.; SHIMADA, MASANOBU; ITO, N.; WATANABE, M. ALOS PALSAR: A Pathfinder Mission for Global-Scale Monitoring of the Environment. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 45, n. 11, p. 3307-3316, 2007a.

ROSENQVIST, A.; FINLAYSON, C. M.; LOWRY, J.; TAYLOR, D. The potential of long-wavelength satellite-borne radar to support implementation of the Ramsar Wetlands Convention. **Aquatic Conserv: Mar. Freshw. Ecosyst**, v.17, p. 229-244, 2007b.

ROSSETTI, D. D. F. Multiple remote sensing techniques as a tool for reconstructing late Quaternary drainage in the Amazon lowland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 10, p. 1234-1239, 2010.

ROSSETTI, D. D. F.; ALMEIDA, S.; AMARAL, D. D.; LIMA, C. M. ; PESSEDA, L. C. R. Coexistence of forest and savanna in an Amazonian area from a geological perspective. **Journal of Vegetation Science**, v. 21, p. 120-132, 2010.

ROSSETTI, D. D. F. ; TOLEDO, P. M. Environmental changes in Amazonia as evidenced by geological and paleontological data. **Revista Brasileira de Ornitologia**, v. 15, p. 2251-2264, 2007.

ROSSETTI, D. D. F.; TOLEDO, P. M. DE; GOÉS, A. M. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. **Quaternary Research**, v. 63, n. 1, p. 78-89, 2005.

ROSSETTI, D. D. F.; VALERIANO, M. M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, v. 70, n. 2, p. 253-265, 2007.

RUOKOLAINEN, K.; TUOMISTO, H. La vegetación de terrenos no inundables (tierra firme) en la selva baja de la Amazonia peruana. In: KALLIOLA, R.; PUHAKKA, M.; DANJOY, W. (Eds). **Amazonia peruana: vegetación húmeda tropical en el Llano Subandino**, Jyväskylä: Editora Gummerus, 1993. p. 139-153.

SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, v. 1(1), p. 1-15, 1993.

SANAIOTTI, T.M.; MARTINELLI, L.A.; VICTORIA, R.L.; TRUMBORE S, E.; CAMARGO, P.B. Past vegetation changes in Amazon savannas determined using carbon isotopes of soil organic matter. **Biotropica**, v. 34, p. 2-16, 2002.

SANTOS, G.; CORDEIRO, R.; SILVA FILHO, E. V. et al. Chronology of atmospheric mercury in Lagoa da Pata basin, upper Rio Negro region of Brazilian Amazon. **Radiocarbon**, v. 43, n. 2, 2001.

SANTOS, J. O. S.; NELSON, B. W.; GIOVANNINI, C. A. Corpos de areia sob leitos abandonados de grandes rios. **Ciência Hoje**, v. 16, n. 93, p. 22-25, 1993.

SARGES, R. R.; RODRIGUES, A.; RICCOMINI, C. Sedimentação coluvial pleistocênica na região de Presidente Figueiredo, nordeste do estado do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 2, p. 350-359, 2009.

SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**, Sistemas de Informações Geográficas-

SIG - Programa Geologia do Brasil. CD-ROM ed., p.2000. Brasília: CPRM, 2004.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. USA: John Wiley & Sons, 1977. 338 p.

SERVANT, M.; MALEY, J.; TURCQ, B. et al. Tropical forest changes during the late quaternary in African and South American lowlands. **Global and Planetary Change**, v. 7, n. 1-3, p. 25-40, 1993.

SHIMABUKURO; Y. E.; SMITH, J. A. The least-squares mixing models to generate fraction images derived from remote sensing multispectral data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 29(1), p. 16-20, 1991.

SHIMADA, M.; ISOGUCHI, O.; TADONO, T.; ISONO, K. PALSAR Radiometric and Geometric Calibration. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 12, p. 3915-3932, 2009.

SHUKLA, U. K.; SINGH, I. B.; SHARMA, M.; SHARMA, S. A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga megafan. **Sedimentary Geology**, v. 144, p. 243-262, 2001.

SILVA, C. L. **Análise da tectônica Cenozóica da região de Manaus e adjacências**. 2005. 282 p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro:UNESP, 2005.

SILVA, M. P. dos S. **Mineração de padrões de mudança em imagens de sensoriamento remoto**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2006. 128 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos: INPE, 2006.

SILVA, F. C. da. **Implementação e avaliação de métodos de fusão para geração de imagens coloridas de alta resolução**. 2009. 88 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos: INPE, 2009.

SIMARD, M.; SAATCHI, S. S.; GRANDI, G. DE. The use of decision tree and multiscale texture for classification of JERS-1 SAR data over tropical forest. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38, n. 5, p. 2310-2321, 2000.

SINHA, R. The Great avulsion of Kosi on 18 August 2008. **Current Science**, v. 97, n. 3, p. 3-7, 2009.

SINHA, R.; JAIN, V.; BABU, G.P.; GHOSH, S. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. **Geomorphology**, v. 70, p. 207-225, 2005.

SOARES, E. A. A. **Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas**. 2007. 206 p. Tese (Doutoramento). Universidade de E São Paulo -USP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, São Paulo:USP, 2007.

SOARES, P C; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias em Geomorfologia**, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.

SOUZA FILHO, P. W. M. E; PARADELLA, W. R. Recognition of the main geobotanical features along the Bragança mangrove coast (Brazilian Amazon Region) from Landsat TM and RADARSAT-1 data. **Wetlands Ecology and Management**, v. 10, p. 123-132, 2002.

SOUZA FILHO, P. W. M. E; PARADELLA, W. R. Use of synthetic aperture radar for recognition of Coastal Geomorphological Features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 75, n. 3, p. 341-356, 2003.

SOUZA FILHO, P. W. M. E; PARADELLA, W. R. Use of RADARSAT-1 fine mode and Landsat-5 TM selective principal component analysis for geomorphological mapping in a macrotidal mangrove coast in the Amazon Region. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 31, n. 3, p. 214-224, 2005.

SOUZA FILHO, P. W. M. E; GONÇALVES, F. D.; RODRIGUES, S. W. P.; COSTA, F. R.; MIRANDA, F. P. Multi-Sensor Data Fusion for Geomorphological and Environmental Sensitivity Index Mapping in the Amazonian Mangrove Coast, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. Especial, n. 56, p. 1592-1596, 2009.

SOUZA FILHO, P. W. M. E.; QUADROS, M. L. E. S.; SCANDOLARA, J. E.; FILHO, E. P. S.; REIS, M. R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 469-476, 1999.

STANISTREET, I. G.; MCCARTHY, T. S. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, v. 85, p. 115-133, 1993.

ter STEEGE, H., PITMAN, N.C.A., PHILLIPS, O.L., CHAVE, J., SABATIER, D., DUQUE, A., MOLINO, J.F., PRÉVOST, M.F., SPICHIGER, R., CASTELLANOS, H., von HILDEBRAND, P. & VÁSQUEZ, R. Continental-scale patterns of canopy tree composition and function across Amazonia. **Nature**, v. 443, p. 444–447, 2006.

STERNBERG, H. O. Vales tectônicos na planície amazônica? **Revista Brasileira de Geografia**, v. 4, p. 511-531, 1950.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**: an introduction to the study of landforms.. London/New York: Longman/Wiley, 1991. 537 p.

SWAN, A. R. H.; SANDILANDS, M. **Introduction to geological data analysis**. p. 446. United Kingdom: Blackwell Science, 1995.

TAKEUCHI, M. A estrutura da vegetação na Amazônia. II - As savanas do Norte da Amazônia. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 3-14, 1960.

TEEUW, R. M.; RHODES, E. J. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene palaeodunes. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 1, p. 49-54, 2004.

TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, n. 1-4, p. 67-107. doi: 10.1016/S0012-8252(00)00014-3, 2000.

VALERIANO, M. M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul**. São José dos Campos: INPE, 2004. 72 p. (INPE-10550-RPQ/756). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/sergio/2004/06.30.10.57>>. Acesso em: 21 fev. 2011.

VALERIANO, M. M.; ALBUQUERQUE, P. C. G. **TOPODATA**: processamento dos dados SRTM. São José dos Campos: INPE, 2010. 79 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/05.10.18.42-RPQ). Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37FCH9B>>. Acesso em: 21 fev. 2011.

VALERIANO, M. M.; KUPLICH, T.; STORINO, M. et al. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data. **Computers & Geosciences**, v. 32, n. 8, p. 1169-1181, 2006.

VALERIANO, M. M.; ROSSETTI, D. F. **TOPODATA**: seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM. São José dos Campos: INPE, 2010. 74 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/05.10.18.35-RPQ).

Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37FCGLP>>. Acesso em: 19 fev. 2011.

VALERIANO, M. M.; ROSSETTI, D. D. F. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. **Applied Geography**, v. 32, n. 2, p. 300-309, 2011.

VAN der HAMMEN, T. Pleistocene changes of vegetation and climate in Tropical South America. **Journal of Biogeography**, v. 1, p. 3-26, 1974.

VAN ZYL, J. J. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. **Acta Astronautica**, v. 48, n. 5, p. 559-565, 2001.

VERMOTE, E. F.; TANRÉ, D.; DEUZÉ, J. L.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J.-J. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: an overview. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 35, n. 3, p. 675-686, 1997.

VIEIRA, M. A. **Análise de imagem orientada a objeto e mineração de dados aplicadas ao mapeamento da cultura da cana-de-açúcar**. 2010. 86 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos: INPE, 2010.

VOLKER, H. X.; WASKLEWICZ, T. A.; ELLIS, M. A. A topographic fingerprint to distinguish alluvial fan formative. **Geomorphology**, v. 88, p. 34-45, 2007.

WALKER, W. S.; KELLNDORFER, J. M.; PIERCE, L. E. Quality assessment of SRTM C- and X-band interferometric data: Implications for the retrieval of vegetation canopy height. **Remote Sensing of Environment**, v. 106, n. 4, p. 428-448. doi: 10.1016/j.rse.2006.09.007, 2007.

WEISSMANN, G. S.; HARTLEY, A. J.; NICHOLS, G. J. et al. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. **Geology**, v. 38, p. 39-42. doi: 10.1130/G30242.1, 2010.

WELLS, N. A.; DORR, J. A. Shifting of the Kosi River, northern India. **Geology**, v. 15, p. 204-207, 1987.

WILKINSON, M. J.; MARSHALL, L. G.; LUNDBERG, J. G. River behavior on megafans and potential influences on diversification and distribution of aquatic organisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 21, p. 151-172, 2006.

WILKINSON, M. J.; MARSHALL, L. G.; LUNDBERG, J. G.; KRESLAVSKY, M. H. Megafan environments in northern South America and their impact on Amazon Neogene aquatic ecosystems. In: C. Hoorn; F. P. Wesselingh (Eds.). **Amazonia: landscape and species evolution, a look into the past**. 1. ed., p.162-184. Blackwell Publishing Ltd, 2010.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; McGLUE, M. M. Remote sensing analysis of depositional geomorphs in alluvial settings: method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). **Geomorphology**, no prelo.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; CORRADINI, F. A. Redes de drenagem distributária e formas deposicionais no Megaleque do Taquari, Pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, p. 21-28, 2009a.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; CORRADINI, F. A.; KUERTEN, S.; GRADELLA, F. S. Geformas deposicionais e feições erosivas no Pantanal Mato-Grossense identificadas por Sensoriamento Remoto. **Geografia**, v. 34, n. Especial, p. 643-654, 2009b.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. D. F. Multitemporal Landsat data applied for deciphering a megafan in northern Amazonia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 19, 2012.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. D. F.; ANDRADES FILHO, C. D. O. Análise temporal de imagens Landsat aplicada à extração de canais do megaleque Viruá, Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. **Anais...**. São José dos Campos: INPE, 2011.

ZHANG, J. Multi-source remote sensing data fusion: status and trends. **International Journal of Image and Data Fusion**, v. 1, n. 1, p. 5-24, 2010.