



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/03.04.11.56-TDI

**DETECÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DO MEGALEQUE  
VIRUÁ (RR) COM DADOS MULTISENORES E  
GEOLÓGICOS: INFLUÊNCIA NOS PADRÕES ATUAIS  
DE VEGETAÇÃO**

Hiran Zani

Tese de Doutorado do Curso de  
Pós-Graduação em Sensoriamento  
Remoto, orientada pela Dr. Dilce  
de Fátima Rossetti, aprovada em  
08 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DLK7D5>>

INPE  
São José dos Campos  
2013

## **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:**

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

### **Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

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

### **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-m19/2013/03.04.11.56-TDI

**DETECÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DO MEGALEQUE  
VIRUÁ (RR) COM DADOS MULTISENORES E  
GEOLÓGICOS: INFLUÊNCIA NOS PADRÕES ATUAIS  
DE VEGETAÇÃO**

Hiran Zani

Tese de Doutorado do Curso de  
Pós-Graduação em Sensoriamento  
Remoto, orientada pela Dr. Dilce  
de Fátima Rossetti, aprovada em  
08 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DLK7D5>>

INPE  
São José dos Campos  
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Zani, Hiran.  
Z16d Detecção e caracterização do megaleque Viruá (RR) com dados multisensores e geológicos: influência nos padrões atuais de vegetação / Hiran Zani. – São José dos Campos : INPE, 2013.  
xviii + 145 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/03.04.11.56-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientadora : Dra. Dilce de Fátima Rossetti.

1. geologia. 2. geomorfologia. 3. amazônia. 4. quaternário.  
5. megaleque. 6. fluvial. 7. vegetação . I.Título.

CDU 528.88.041.3:632.2

---

Copyright © 2013 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 © 2013 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 **Doutor(a)** em  
**Sensoriamento Remoto**

Dr. Marcio de Morisson Valeriano

  
\_\_\_\_\_  
Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Dilce de Fátima Rossetti

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

Dra. Teresa Gallotti Florenzano

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Mário Luis Assine

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / UNESP/RC / Rio Claro - SP

Dr. Edvard Elias Souza Filho

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / UEM / Maringá - PR

**Este trabalho foi aprovado por:**

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Hiran Zani**

**São José dos Campos, 06 de Fevereiro de 2013**

*“Todas as verdades são fáceis de entender uma vez que são descobertas; o ponto é descobri-las.”*

*Galileu.*

*“No lado brasileiro, a sensação de liberdade e alegria vivida pelo homem branco ao emergir da gigante floresta equatorial para a savana aberta está expressa em nomes de lugares como Vista Alegre e Boa Vista.”*

*J. G. Myers (1936), naturalista inglês.*



## AGRADECIMENTOS

À Dra. Dilce de Fátima Rossetti, pessoa que considero um exemplo de profissional, pela motivação, orientação e apoio para a realização deste trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão de bolsa de doutorado (processo 09/00672-3) e financiamento do projeto “Megaleques quaternários no Estado de Roraima, norte da Amazônia: implicações sedimentológicas, climáticas e tectônicas” (processo 10/09484-2).

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela infraestrutura e capacitação oferecida por meio do Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa para realização do estágio sanduíche no Reino Unido (processo BEX 0070/11-4).

Ao Dr. Márcio de Morisson Valeriano, pelas valiosas contribuições, que vão desde aplicações do sensoriamento remoto até à redação científica.

Aos pesquisadores e amigos escoceses Andrew Tyler, Peter Hunter e Michael Thomas da *School of Biological and Environmental Sciences* da Universidade de Stirling, pela calorosa recepção e contribuições diversas.

Ao Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda, por disponibilizar acesso ao Laboratório de Carbono 14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da USP, e pela orientação nos procedimentos laboratoriais executados.

Aos colegas Beatriz Lisboa e Antônio Lisboa do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), pelo imprescindível apoio logístico para execução dos trabalhos de campo, e fornecimento de diversas informações sobre o Parque Nacional do Viruá.

Ao Dr. Rogério Gribel, por ter gentilmente cedido os dados fitossociológicos do Parque Viruá.

Aos pesquisadores do Laboratório de Datação e Luminescência de Cristais da FATEC Dra. Sonia Tatumi e Juan Mitani, por disponibilizarem a infraestrutura necessária para a realização dos testes de datação dos sedimentos.

Ao Dr. Marcelo Cohen, pelo auxílio prestado durante os trabalhos de campo no Parque Viruá.

Ao colega Cleber Gonzales de Oliveira, pela ajuda prestada na etapa de processamento das imagens PALSAR.

Aos amigos e irmãos acadêmicos Clódis Andrades Filho, Édipo Cremon, Ericson Hayakawa, Thiago Bertani e Carlos Cordeiro, pela constante troca de informações, discussões diversas e companheirismo.

Aos amigos da turma PGSER 2009, que conseguiam transformar as infindáveis horas de estudos em momentos de prazer.

A minha esposa Darcy, pelo amor, incentivo e extrema paciência.

A minha irmã Larissa, pelo apoio e amizade.

A meus pais Gilmar e Maria José, pelo amor e apoio incondicional.

## RESUMO

Sistemas deposicionais do tipo megaleque foram recentemente sugeridos para a Amazônia com base na presença de paleomorfologias triangulares de grandes dimensões (i.e., > 1.000 km<sup>2</sup>). Essas feições, que são salientadas por vegetação aberta em contraste brusco com floresta densa do entorno, permanecem por serem caracterizadas sob o ponto de vista morfológico, sedimentológico e cronológico. Este tipo de estudo é de grande interesse para a reconstituição da paisagem amazônica em tempos passados, bem como para discutir seu impacto no desenvolvimento das espécies vegetais abertas e as associadas. A presente pesquisa teve como objetivo principal comprovar a existência de um megaleque no Parque Nacional do Viruá e adjacências, norte da Amazônia, bem como proceder com sua caracterização morfológica e sedimentológica, discussão de fatores que influenciaram sua evolução e verificação de sua influência no desenvolvimento das espécies vegetais associadas. Para isto, procedeu-se com um estudo multidisciplinar integrando dados de sensoriamento remoto, sedimentológicos, cronológicos e de caracterização dos padrões vegetacionais no tempo e espaço. Dados de sensoriamento remoto foram utilizados para mapear as formas de relevo, analisar a hidrologia e o padrão de drenagem, e caracterizar a distribuição da cobertura florestal moderna. Dados sedimentológicos incluíram a aquisição e análise de 26 testemunhos de sondagem, com profundidade máxima de 7,5 m. Análises de  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N derivados da matéria orgânica preservada nos sedimentos serviram de base para reconstituir, ao longo do tempo, os tipos vegetacionais dominantes no sítio deposicional e em seu entorno. Os resultados obtidos comprovam a presença de um sistema deposicional do tipo megaleque na área de estudo. Este sistema se caracteriza por depósito residual de geometria triangular e padrão de drenagem tipicamente distributária, que contrasta com os sistemas fluviais tributários atualmente dominantes na Amazônia. O registro sedimentar revelou depósitos sedimentares relacionados a canal ativo, canal abandonado/planície de inundação, lobo de transbordamento/lobo terminal, lago, fluxo de lama e de detritos, e dunas eólicas. Estes subambientes, desenvolvidos nos últimos 32.000 anos, reforçam a presença de um sistema de megaleque na área de estudo. A integração dos dados de sensoriamento remoto com dados de campo levou a propor que a formação do megaleque foi favorecida pela criação de espaço de acomodação gerado por subsidência tectônica, combinado com regime climático do tipo monçônico similar ao atual. O presente estudo mostrou, ainda, que a ocorrência das espécies e os padrões de distribuição são fortemente controlados pelos processos deposicionais que formaram o megaleque. Áreas do megaleque que permaneceram até mais recentemente com sedimentação ativa são cobertas por vegetação aberta do tipo campinarana graminosa e arbustiva. Conclui-se que este tipo vegetacional surgiu somente no Holoceno médio, em áreas de abandono dos sítios deposicionais. Ilhas de campinarana arbórea em meio ao megaleque mostram correspondência com paleodunas eólicas e paleo-barras fluviais.



# DETECTION AND CHARACTERIZATION OF VIRUÁ MEGAFAN (NORTHERN AMAZONIA) WITH MULTISENSOR AND GEOLOGICAL DATA: INFLUENCE ON MODERN VEGETATION PATTERNS

## ABSTRACT

The presence of megafan depositional systems has been recently suggested for Amazonia, based on the existence of large triangular paleomorphologies (i.e., > 1.000 km<sup>2</sup>). Such features, which are highlighted by open vegetation in sharp contact with the surrounding dense forest, remain to be fully characterized, particularly from the morphological, sedimentological and chronological point of views. This approach is of great interest for the reconstitution of the Amazonian landscape, and also for discussing the origin of open vegetation areas. This study aimed to demonstrate the existence of a megafan in the Viruá National Park and its adjacency, northern Amazonia, as well as characterize its morphology and sedimentology, discuss the environmental factors that triggered its evolution and assess the influence of the depositional system on the development of the associated vegetation species. A multidisciplinary study integrating remote sensing data, sedimentological, chronological and characterization of vegetation patterns in time and space was undertaken. Remote sensing data were applied for mapping the landforms, analyzing the drainage patterns and characterizing the modern forest cover. Sedimentological data were based on subsurface samples and included the acquisition of 26 cores, with a maximum depth of 7.5 m.  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N analyses derived from organic matter preserved in sediments were used to reconstitute vegetation types over the recent geological time. The results confirmed the existence of a megafan depositional system within the study area. This feature is characterized by a residual deposit with a triangular shape and a distributary drainage system, which contrasts with the tributary rivers currently dominant in Amazonia. The sedimentary record revealed the presence of deposits related to active channel, abandoned channel/floodplain, crevasse/terminal lobe, debris flow, and aeolian dunes. These sub-environments, developed over the last 32.000 years, highlight the existence of a megafan within the study area. The integration of remote sensing products with field data led to propose that the megafan construction was promoted by the creation of accommodation space generated by tectonic subsidence, combined with a monsoonal climatic regime similar to the current one. This study also showed that the occurrence and distribution patterns of tree species are strongly controlled by the depositional processes that formed the megafan. Areas that active sedimentation until recently are covered by open vegetation consisting of *campinarana* herbs and shrubs. This vegetation type appeared only in the middle Holocene, in abandoned depositional sites. Forest islands within the megafan show correspondence with paleo-aeolian dunes and paleo-river bars.



## LISTA DE FIGURAS

|  | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| Figura 2.1 - Representação das principais características morfológicas de um leque aluvial.....  | 6           |
| Figura 2.2 - Modelos de leques aluviais.....   | 8           |
| Figura 2.3 - Megaleques das bacias do Ganges (a) e Chaco (b), com seus respectivos modelos genéticos .....                                       | 9           |
| Figura 2.4 - Ocorrência natural de vegetação aberta no norte da Amazônia .....   | 24          |
| Figura 2.5 - Contato natural entre floresta e vegetação aberta na área de estudo.....  | 25          |
| Figura 2.6 - Decaimento exponencial da radioatividade dos átomos carbono-14.....   | 29          |
| Figura 2.7 - Correspondência entre idades carbono-14 e idade calendário. ....  | 30          |
| Figura 3.1 - Localização da área de estudo. ....   | 33          |
| Figura 3.2 - Contexto geológico da área de estudo, localizada na porção norte da Bacia do Pantanal Setentrional .....                            | 34          |
| Figura 3.3 - Contexto geomorfológico da área de estudo .....   | 37          |
| Figura 3.4 - Principais rios da área de estudo.....  | 39          |
| Figura 4.1 - Imagens PALSAR adquiridas e a variação média anual da cota do rio Branco, que representa o ciclo hidrológico da área de estudo..... | 42          |
| Figura 4.2 - Cobertura das imagens e dados auxiliares utilizados no mapeamento geomorfológico.....   | 42          |
| Figura 4.3 - Relação entre formas de relevo com o ciclo hidrológico anual.....   | 44          |
| Figura 4.4 - Variedade espectral dos tipos de canais e corpos de água da área de estudo .....  | 46          |
| Figura 4.5 - Variações de cota do rio Branco e imagens Landsat selecionadas.....   | 48          |
| Figura 4.6 - Representação da estimativa de hidroperíodo.....  | 50          |
| Figura 4.7 - Localização dos 26 perfis litoestratigráficos utilizados na análise sedimentológica. ....   | 52          |
| Figura 4.8 - Equipamento utilizado para coleta de sedimentos .....   | 52          |
| Figura 4.9 - Fragmentos florestais, denominados ilhas de floresta, que ocorrem na área de estudo .....   | 54          |
| Figura 4.10 - Localização dos pontos de inventário florístico analisados. ....   | 56          |
| Figura 4.11 - Localização dos testemunhos coletados para análise da paleoflora. ....   | 58          |
| Figura 4.12 - Padrão de ocorrência das fitofisionomias de floresta, ecótono e vegetação aberta na área de estudo .....                           | 58          |
| Figura 5.1 - Variações do coeficiente de retroespalhamento ( $\sigma^{\circ}$ ) para as formas de relevo mapeadas.....                           | 62          |
| Figura 5.2 - Árvore de decisão com as regras para a classificação multitemporal das formas de relevo.....  | 63          |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 5.3 - Mapa com as classes de radar elaborado para a área de estudo e seu entorno.....  | 64  |
| Figura 5.4 - Histogramas dos métodos para a classificação corpos de água.....   | 67  |
| Figura 5.5 - Índice Kappa calculado para os métodos de classificação testados.....  | 68  |
| Figura 5.6 - Produto de hidroperíodo.....   | 70  |
| Figura 5.7 - Cota acumulada do rio Branco e sua relação com o hidroperíodo.....   | 71  |
| Figura 5.8 - Tipos de drenagem existente no megaleque Viruá.....  | 71  |
| Figura 5.9 - Validação do produto de hidroperíodo, com base em pontos visitados durante campanha de campo e sobrevoo.....                               | 73  |
| Figura 5.10 - Perfis com a distribuição das associações de fácies na região proximal do megaleque.....  | 75  |
| Figura 5.11 - Perfis com a distribuição das associações de fácies no transecto transversal da porção medial do megaleque.....                           | 76  |
| Figura 5.12 - Perfis com a distribuição das associações de fácies no transecto longitudinal da porção medial e distal do megaleque.....                 | 77  |
| Figura 5.13 - Dunas no megaleque Viruá.....   | 83  |
| Figura 5.14 - Feições florestais com padrão de “ilhas” na área estudada.....  | 86  |
| Figura 5.15 - Distribuição espacial das ilhas de floresta.....  | 87  |
| Figura 5.16 - Distância das ilhas de floresta em relação à drenagem moderna, paleocanais e corpos de água.....  | 88  |
| Figura 5.17 - Porcentagem total de espécies por família.....  | 88  |
| Figura 5.18 - Espécies de maior ocorrência nos pontos do inventário analisado.....  | 89  |
| Figura 5.19 - Distribuição das espécies para os pontos inventariados.....   | 90  |
| Figura 5.20 - Variação do DAP para os pontos analisados.....  | 91  |
| Figura 5.21 - Distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas áreas de vegetação aberta.....  | 93  |
| Figura 5.22 - Distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas áreas de floresta.....  | 94  |
| Figura 5.23 - Distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas áreas de ecótono.....   | 95  |
| Figura 6.1 - Inversão de relevo ocasionada pelo efeito dossel.....  | 98  |
| Figura 6.2 - Visualização das formas de relevo com as imagens de radar, mapa geomorfológico e imagem óptica.....  | 101 |
| Figura 6.3 - Tipos de drenagem existente no megaleque Viruá.....  | 106 |
| Figura 6.4 - Relação entre ilhas de floresta e drenagem.....  | 109 |
| Figura 6.5 - Gênese das ilhas de floresta.....  | 111 |
| Figura 6.6 - Relação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ a distância das amostras da floresta do entorno.....                                     | 113 |
| Figura 6.7- Modelo proposto para a origem da vegetação aberta como resposta à dinâmica sedimentar associadas à evolução de um sistema de megaleque..... | 117 |
| Figura 6.8 - Modelo de evolução da paisagem na área de estudo.....  | 120 |

## LISTA DE TABELAS

|   | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| Tabela 2.1 - Principais métodos aplicados em imagens de sensores ópticos visando estudo de sistemas de leque e megaleque.....               | 14          |
| Tabela 2.2 - Principais métodos aplicados em imagens de radar referente o estudo de sistemas de leque e megaleque. ....                     | 16          |
| Tabela 2.3 - Principais métodos aplicados em dados topográficos referentes ao estudo de sistemas deposicionais de leques e megaleques. .... | 20          |
| Tabela 2.4 - Aplicações de dados multisensores em sistemas deposicionais de leque e megaleque. ....   | 21          |
| Tabela 4.1 - Características das imagens PALSAR utilizadas no mapeamento geomorfológico.....  | 41          |
| Tabela 4.2 - Características das imagens ópticas utilizadas na caracterização da drenagem.....  | 49          |
| Tabela 4.3 - Características dos pontos de inventário florístico analisados.....  | 56          |
| Tabela 5.1 - Matriz de confusão do mapa geomorfológico gerado. ....   | 66          |
| Tabela 5.2 - Principais características das fácies identificadas .....  | 74          |
| Tabela 5.3 - Datações carbono-14 para a área de estudo. ....  | 82          |



# SUMÁRIO

|   | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| <b>1 INTRODUÇÃO .....</b>   | <b>1</b>    |
| 1.1. Hipótese .....   | 3           |
| 1.2. Objetivo .....   | 3           |
| <b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>   | <b>5</b>    |
| 2.1. Sistemas deposicionais de leques aluviais e de megaleques .....                  | 5           |
| 2.2. Sensores remotos aplicados à caracterização de leques aluviais e megaleques..... | 10          |
| 2.2.1. Dados ópticos .....  | 11          |
| 2.2.2. Dados de radar .....   | 14          |
| 2.2.3. Dados topográficos .....   | 16          |
| 2.2.4. Dados multisensores.....   | 20          |
| 2.3. Áreas de vegetação aberta no norte da Amazônia .....                             | 23          |
| 2.4. Isótopos de carbono e C/N aplicados à reconstituição da paleoflora .....         | 26          |
| 2.5. Datação de sedimentos com carbono-14.....  | 28          |
| <b>3 ÁREA DE ESTUDO.....</b>  | <b>33</b>   |
| 3.1. Localização.....   | 33          |
| 3.2. Geologia .....   | 33          |
| 3.3. Geomorfologia e topografia .....   | 35          |
| 3.4. Solos .....  | 38          |
| 3.5. Hidrologia e hidrografia.....  | 38          |
| 3.6. Clima .....  | 39          |
| 3.7. Vegetação .....  | 40          |
| <b>4 MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>   | <b>41</b>   |
| 4.1. Processamento das imagens PALSAR e modelo de mapeamento geomorfológico.....      | 41          |
| 4.2. Caracterização da drenagem a partir de imagens Landsat.....                      | 44          |
| 4.3. Caracterização sedimentológica.....  | 51          |
| 4.4. Caracterização da vegetação florestal moderna .....                              | 53          |
| 4.5. Caracterização da paleovegetação.....  | 57          |
| 4.6. Datação carbono-14 .....   | 59          |

|  |            |
|--|------------|
| <b>5 RESULTADOS</b> .....  | <b>61</b>  |
| 5.1. Classificação morfológica com base em imagens PALSAR.....   | 61         |
| 5.2. Classificação da drenagem com base em estimativa de hidroperíodo.....   | 66         |
| 5.3. Paleoambientes deposicionais.....   | 74         |
| 5.3.1. Associação de fácies A (canal ativo).....   | 78         |
| 5.3.2. Associação de fácies B (canal abandonado/planície de inundação).....  | 79         |
| 5.3.3. Associação de fácies C (lobo de transbordamento/lobo terminal).....   | 79         |
| 5.3.4. Associação de fácies D (lago).....  | 80         |
| 5.3.5. Associação de fácies E (fluxo de lama e de detritos).....   | 81         |
| 5.3.6. Associação de fácies F (duna eólica).....   | 82         |
| 5.4. Cronologia dos depósitos.....   | 83         |
| 5.5. Distribuição espacial e caracterização das formações florestais modernas ..   | 85         |
| 5.6. Distribuição temporal da vegetação com base em $\delta^{13}\text{C}$ e C/N.....                                       | 91         |
| <b>6 DISCUSSÃO</b> .....   | <b>97</b>  |
| 6.1. Eficiência dos dados de sensoriamento remoto no mapeamento geomorfológico.....  | 97         |
| 6.2. Considerações sobre a metodologia para estimativa do hidroperíodo e processos geomorfológicos no megaleque Viruá..... | 103        |
| 6.3. Influência da dinâmica sedimentar na vegetação moderna.....   | 107        |
| 6.4. Reconstituição florística e controles potenciais sobre sua distribuição.....  | 112        |
| 6.5. Modelo de megaleque para regiões úmidas.....  | 118        |
| <b>7 CONCLUSÕES</b> .....  | <b>123</b> |
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....  | <b>125</b> |
| <b>APÊNDICE A - PUBLICAÇÕES RESULTANTES DESTA TESE</b> .....   | <b>145</b> |

## 1 INTRODUÇÃO

Megaleques são sistemas deposicionais de grande dimensão espacial ( $> 1.000 \text{ km}^2$ ) que ocorrem em bacias sedimentares continentais. Depósitos de megaleques de idade quaternária cobrem amplas áreas da superfície da América do Sul (HORTON; DECELLES, 2001; ASSINE, 2005; WILKINSON et al., 2006; LATRUBESSE et al., 2012; ROSSETTI et al., 2012), que são caracterizadas por topografia extremamente plana. Este tipo de ambiente tem recebido crescente atenção na literatura internacional, o que se deve em grande parte pelo seu potencial de discutir mudanças no regime tectônico e climático. Isto porque megaleques têm sido mais comumente registrados em associação com áreas tectonicamente ativas ou dominadas por variações sazonais, principalmente no regime de chuvas, de alta amplitude (LEIER et al., 2005). Além disso, processos sedimentares atuantes em sistemas deposicionais quaternários têm grande potencial no controle da distribuição da biodiversidade moderna (WILKINSON et al., 2006; ROSSETTI et al., 2012).

A análise preliminar de imagens orbitais revelou a presença de sistemas deposicionais com geometria triangular de grande porte, possivelmente correspondentes a megaleques, no interflúvio dos rios Branco e Negro e margem esquerda do rio Branco, Estado de Roraima. Apesar desses sistemas se estenderem por mais de  $13.000 \text{ km}^2$ , ainda não existem referências sobre eles, exceto por uma única publicação (WILKINSON et al., 2010) que registrou, ainda que de forma genérica, vários corpos atribuídos a megaleques na Amazônia. Uma feição sugestiva de megaleque ainda não documentada ocorre a sudoeste de Boa Vista, Roraima, no Parque Nacional do Viruá e suas adjacências. Seu reconhecimento é delineado em produtos de sensoriamento remoto pela associação com vegetação do tipo campinarana, que contrasta com a floresta densa do seu entorno.

Dadas as grandes dimensões, a maioria dos megaleques modernos tem sido descrita com auxílio de imagens obtidas por sensoriamento remoto (BRAUN, 1977; ASSINE, 2005; ASSINE; SILVA, 2009; BLECHSCHMIDT et al., 2009; CHAKRABORTY; GHOSH, 2010; BUEHLER et al., 2011). Este tipo de sistema

deposicional destaca-se pela complexidade e dificuldade de caracterização temporal e espacial, sendo os exemplos mais conhecidos representados pelo megaleque do Okavango na África do Sul (STANISTREET; MCCARTHY, 1993; GUMBRICHT; MCCARTHY, 2001, GUMBRICHT et al., 2005), do Kosi, Gandak e Tista nas planícies do Ganges-Brahmaputra (SINHA et al., 2005; CHAKRABORTY; GHOSH, 2010), do Chaco (HORTON; DECELLES, 2001; LATRUBESSE et al., 2012) e do Taquari no Pantanal Matogrossense (ASSINE; SOARES, 2004; ASSINE, 2005; ZANI, 2008; ZANI et al., 2009; ZANI et al., 2012). Estes exemplos estão geralmente associados com bacias tectonicamente ativas, cujos desenvolvimentos ocorreram no Quaternário ou até mesmo em períodos geológicos mais antigos.

Mapas geológicos (CPRM, 2004; IBGE, 2008) indicam que a região onde ocorre o possível megaleque Viruá é dominada por depósitos sedimentares de idade pleistocênica tardia e holocênica. Depósitos de idade correlata na margem direita do rio Madeira foram relacionados com um megaleque inativo, interpretado como registro de climas mais áridos que os atuais durante o Último Máximo Glacial (LATRUBESSE, 2002). Portanto, a possibilidade de ocorrência de um megaleque na região do Parque Nacional do Viruá abre uma oportunidade ímpar de geração de novas informações que possam ser utilizadas para investigar a gênese destes megaleques em áreas tropicais úmidas, bem como seu possível relacionamento com variações climáticas no final do Quaternário.

Em geral a reconstituição de eventos geológicos e geomorfológicos ligados à evolução quaternária Amazônia brasileira tem sido dificultada pela ampla área geográfica, cobertura vegetal densa, carência de exposições naturais de rochas, dificuldade de acesso, além do número reduzido de pesquisadores que atuam na região. Em ambientes com tais características, produtos de sensoriamento remoto são de fundamental interesse para a individualização de uma variedade de terrenos com composições e/ou histórias geológicas distintas, que possam auxiliar no estabelecimento de modelos preliminares e de estratégias de investigação em campo. Neste contexto, a aplicação do

sensoriamento remoto em conjunto com dados de campo pode contribuir significativamente para comprovar a existência e caracterizar em detalhe os possíveis depósitos de megaleque identificados no norte da Amazônia. Tais informações são fundamentais para a discussão de fatores que atuaram na gênese de tais depósitos. Estes dados também permitirão analisar o possível controle do megaleque no desenvolvimento de manchas de vegetação de campinarana em contraste com floresta densa.

### **1.1. Hipótese**

Duas hipóteses foram testadas: (1) se a morfologia triangular detectada na região do Parque Nacional do Viruá corresponde a depósitos residuais de megaleque; e (2) se a dinâmica sedimentar quaternária controlou a distribuição dos tipos vegetacionais da área de estudo.

### **1.2. Objetivo**

Este trabalho teve como objetivo geral comprovar a existência de um sistema de megaleque no Parque Nacional do Viruá e suas adjacências por meio da integração de dados de sensoriamento remoto com informações geológicas coletadas em campo. Objetivos específicos incluíram:

- Interpretar sub-ambientes deposicionais do suposto megaleque, com base na integração de dados morfológicos e sedimentológicos;
- Estabelecer a cronologia dos depósitos sedimentares;
- Analisar a relação entre a distribuição dos os tipos vegetacionais modernos com os subambientes deposicionais;
- Estabelecer o padrão de variação da vegetação no tempo geológico;
- Analisar a influência da dinâmica sedimentar no desenvolvimento das espécies vegetais;
- Discutir fatores que potencialmente influenciaram no desenvolvimento do sistema deposicional em estudo.



## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1. Sistemas deposicionais de leques aluviais e de megaleques

Leques aluviais são depósitos sedimentares que ocorrem comumente associados a uma transição topográfica, de um ambiente em declive para um terreno plano. Três condições devem ser atendidas para seu desenvolvimento (BLAIR; MCPHERSON, 1994): (1) configuração topográfica favorável ao desconfinamento de fluxo aquoso previamente tributário; (2) produção de sedimentos para a construção do leque; e (3) variações nas descargas aquosas e ocorrência de eventos de movimentos de massa que permitam o transporte de grandes volumes de sedimentos. Os sistemas deposicionais de leques aluviais resultam em depósitos com geometria tipicamente cônica ou triangular vista em planta, com isolinhas altimétricas concêntricas que irradiam de seu ápice (Figura 2.1-a). Sua morfologia pode ser descrita por perfis topográficos suavemente côncavos e convexos em vista longitudinal e transversal, respectivamente (Figura 2.1-d). Estas características morfológicas são chaves na identificação morfológica de depósitos de leques aluviais, o que reflete os processos sedimentares dominantes na formação dos leques (DENNY, 1967; BULL, 1977).

Os primeiros modelos geológicos de leques aluviais foram elaborados a partir de observações em ambientes áridos e semi-áridos (ASSINE, 2008), associados a alto suprimento sedimentar e com ocorrência de movimentos de massa durante enchentes catastróficas. Este tipo de depósito dificilmente atinge dimensões superiores a 5 km<sup>2</sup>, com declividades de até 5° (DENNY, 1967). Para esse autor, sucessivos processos de deposição, seguidos por avulsões e capturas de canais, são responsáveis pelo acúmulo dos sedimentos em forma de leque. Com relação à geometria dos depósitos, Bull (1977) formulou um modelo empírico que explica o desenvolvimento da área do leque ( $A_f$ ) em função da área de drenagem tributária ( $A_d$ ):

$$A_f = c A_d^n \quad (2.1)$$

sendo,  $c$  e  $n$  coeficientes da regressão. Esta relação é sempre positiva e ressalta que os sedimentos armazenados no leque têm como origem a bacia de drenagem tributária. Assim, de acordo com este modelo, quanto maior a dimensão dos depósitos de leques, maior é sua bacia de drenagem tributária. Hooke e Rohrer (1977) identificaram oscilações de 0,1 a 2,1 no coeficiente  $c$  de leques aluviais localizados do sudoeste americano, valores que foram relacionadas com a precipitação, tectônica e litologia. A partir de uma compilação de dados coletados em leques de climas semi-áridos, Harvey (1990) verificou que o expoente  $n$  pode variar de 0,7 a 1,1, sempre refletindo a relação positiva entre a área e drenagem tributária dos leques.

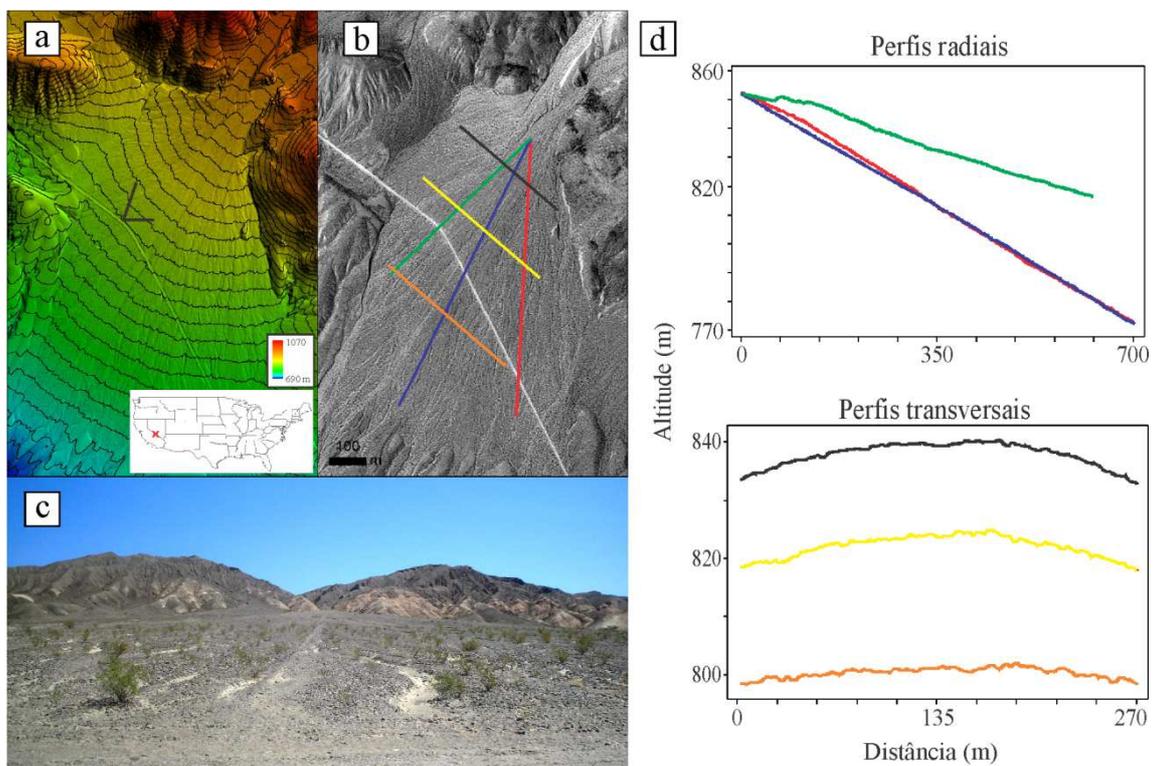
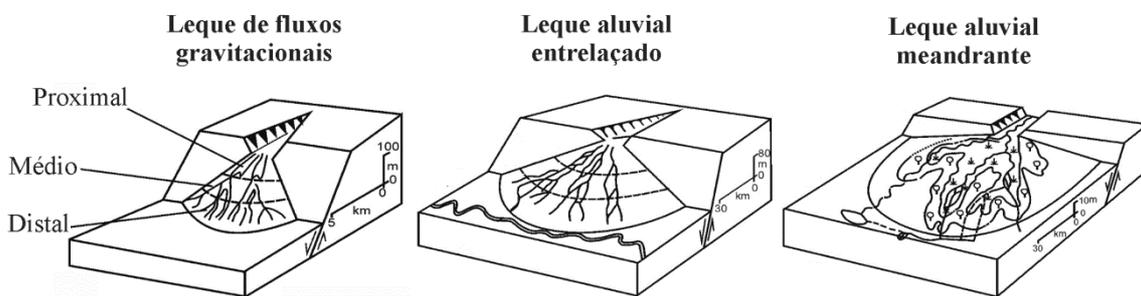


Figura 2.1 - Representação das principais características morfológicas de um leque aluvial. Em (a) observa-se os depósitos em perspectiva de planta, a partir de modelo digital de elevação (NCALM, 2010) com 5 m de espaçamento entre as isolinhas altimétricas. (b) Ortofoto pancromática com 1 m de resolução (USGS, 2010). (c) Foto tirada em campo ilustra um típico depósito de leque. (d) Perfis radiais e transversais ilustram as características morfológicas descritas por Bull (1977).

Os primeiros modelos de leques aluviais eram claramente limitados pela capacidade de observação em campo e foram elaborados, em sua maioria, com dados coletados em regiões áridas e semiáridas. Neste contexto, a tecnologia de sensoriamento remoto orbital foi fundamental para a atualização destes conceitos, permitindo o reconhecimento de depósitos com maiores dimensões e desenvolvidos em outros domínios climáticos (BRAUN, 1977; GALLOWAY et al., 1983; GUPTA, 1997). Stanistreet e McCarthy (1993) reformularam os conceitos inicialmente propostos por Denny (1967) e Bull (1977), introduzindo uma nova categoria de leque a partir de observações realizadas nas áreas alagáveis de Botswana. Esta proposta inovou ao considerar depósitos de baixas declividades ( $<0,1^\circ$ ) e de grande extensão superficial ( $> 1.000 \text{ km}^2$ ) como um tipo de leque aluvial. Além disto, estes autores unificaram os demais modelos existentes em três classes (Figura 2.2): (1) leques de fluxos gravitacionais, com altas declividades e dominados por fluxos de detritos (p.e., leques existentes no *Death Valley*, Califórnia); (2) leques aluviais de rios entrelaçados, com barras arenosas e canais (p.e., leques existentes na planície do Ganges); e (3) leques aluviais de rios meandrantos, cortados por canais sinuosos que se tornam distributários (p.e., leque do Okavango). De acordo com Assine (2003), a proposta de Stanistreet e McCarthy (1993) é de grande utilidade prática e amplamente aceita na comunidade científica. Apesar das diferenças de volume entre leques e megaleques, a geometria dos depósitos é semelhante, pois reflete os mesmos processos geomórficos, mas com escalas espaciais e temporais distintas.

Condições ambientais específicas como amplo espaço de acomodação, suprimento sedimentar abundante e um meio de transporte aquoso podem culminar na formação de sistemas deposicionais do tipo megaleque (LEIER et al., 2005), os quais excedem  $1.000 \text{ km}^2$  de área superficial (DECELLES; CAVAZZA, 1999). Este tipo de depósito é comumente encontrado em bacias *foreland* (HORTON; DECELLES, 2001), capazes de fornecer e acomodar grandes volumes de sedimentos. Bacias *foreland* são depressões alongadas que se formam nas regiões adjacentes a cinturões orogênicos compressivos (DECELLES; GILES, 1996). Alguns modelos qualitativos que explicam a

formação de megaleques (Figura 2.3) consideram o acúmulo progressivo de sedimentos nas bacias *foreland*, como são os casos dos megaleques do rio Kosi no Himalaia (Figura 2.3-a) e do Pilcomayo nos Andes (Figura 2.3-b). Os modelos representados na Figura 2.3 ressaltam que sucessivas capturas de drenagem podem promover a integração de bacias de drenagem tributárias, resultando em grandes volumes de sedimentos necessários à formação de megaleques.



|                     |                 | <b>Leque de fluxos gravitacionais</b> | <b>Leque aluvial de rio entrelaçado</b> | <b>Leque aluvial de rio meandrante</b>   |
|---------------------|-----------------|---------------------------------------|---|--|
| <b>Zonado leque</b> | <b>Proximal</b> | Fluxo de detritos canalizados         | Barras longitudinais com cascalho       | Meandros sinuosos com diques marginais   |
|                     | <b>Médio</b>    | Fluxo de detritos e fluxo em lençol   | Barras longitudinais e transversais     | Rios de baixa sinuosidade                |
|                     | <b>Distal</b>   | Fluxo em lençol e canais entrelaçados | Barras transversais e dunas com areia   | Baixa sinuosidade e canais desconfinados |
| <b>Declividade</b>  |                 | Alta                                  | Baixa                                   | Muito baixa                              |

Figura 2.2 - Modelos de leques aluviais.

Fonte: Stanistreet e McCarthy (1993)

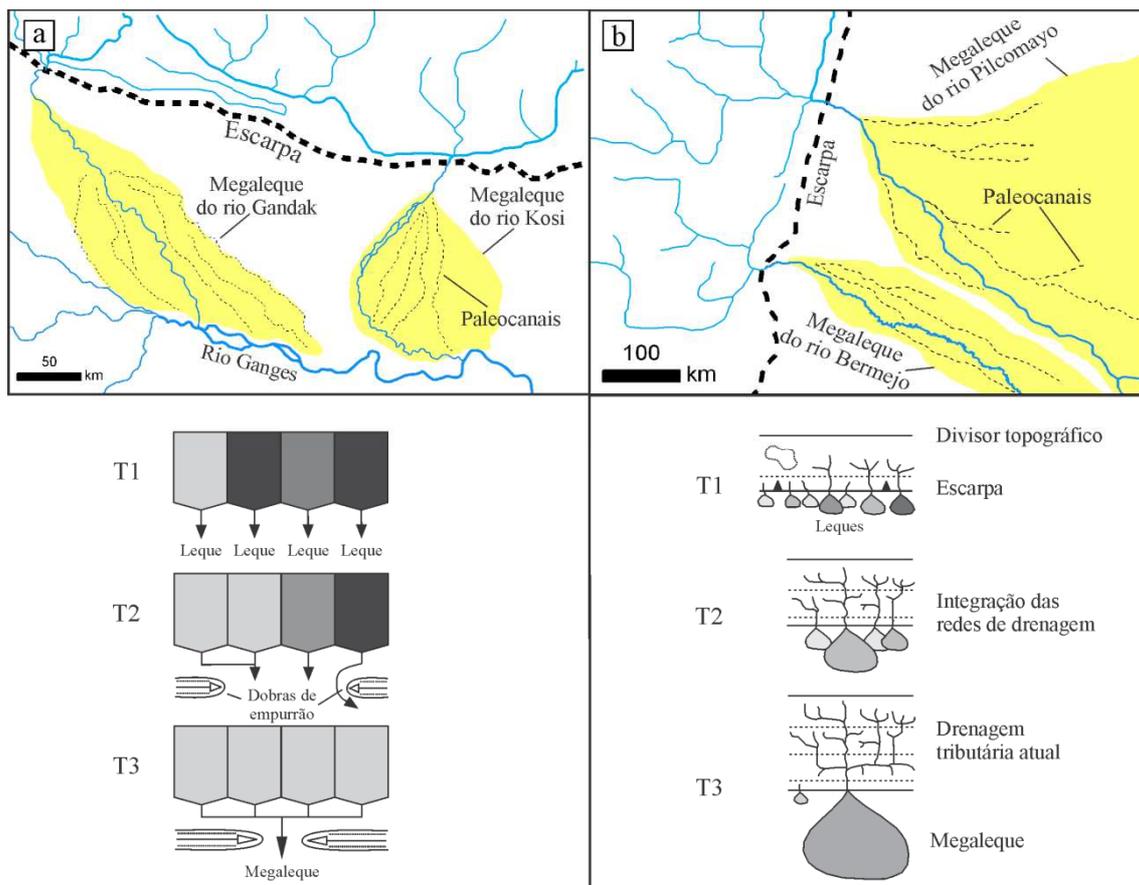


Figura 2.3 - Megaleques das bacias do Ganges (a) e Chaco (b), com seus respectivos modelos genéticos. T1, T2 e T3 representam a cronologia relativa, sendo T1 mais antigo e T3 mais recente.

Fonte: adaptada de Gupta (1997) e Horton e DeCelles (2001)

A recente disponibilidade de bases dados gratuitos de sensoriamento remoto com abrangência global tem motivado a busca sistemática de leques e megaleques na superfície terrestre (LEIER et al., 2005; WEISSMANN et al., 2010; HARTLEY et al., 2010). Estes dados sugerem elevada frequência de ocorrência deste tipo de depósito em todos os continentes e domínios climáticos. De acordo com estes autores, leques e megaleques compõem grande parte do registro sedimentar continental, embora sejam comumente omitidos nos modelos geológicos clássicos. Essa proposta não foi bem aceita por alguns pesquisadores (FIELDING et al., 2012), que alegam o domínio de sistemas fluviais tributários nas bacias continentais. Diversos estudos recentes foram publicados abordando esta questão (HARTLEY et al., 2010; NORTH; DAVIDSON, 2012; HARVEY, 2012) que, de maneira geral, têm contribuído

para colocar em evidência a temática relacionadas a leques e megaleques dentro das geociências.

## **2.2. Sensores remotos aplicados à caracterização de leques aluviais e megaleques**

Dados de sensoriamento remoto podem ser classificados em função do intervalo espectral que os instrumentos imageadores operam (NOVO, 2008). Neste sentido, existem três regiões bem definidas: (1) óptico, comprimentos de onda de 0,4 a 3  $\mu\text{m}$ ; (2) termal, comprimentos de onda de 3 a 15  $\mu\text{m}$ ; e (3) microondas, comprimentos de onda de 0,01 a 100 cm. Sensores ópticos registram a interação da radiação eletromagnética (REM) com a matéria (i.e., alvo) em nível molecular, sendo possível estimar parâmetros bioquímicos (JENSEN, 2005). Sensores termais geram imagens a partir da REM emitida de vibrações moleculares dos alvos, que expressam suas temperaturas (NOVO, 2008). Sensores ativos de radar transmitem e recebem a REM na faixa das microondas, que são sensíveis às propriedades elétricas e geométricas dos alvos (PARADELLA et al., 2005), como por exemplo, conteúdo de água no solo e rugosidade da superfície. Dados topográficos contêm informações sobre a elevação da superfície, e podem ser adquiridos de forma remota por sensores ópticos e de radar. Estes são frequentemente distribuídos sob a forma de um MDE, onde a elevação está representada por uma grade regular de células.

Devido às particularidades de cada tipo de dado, optou-se em agrupar as aplicações em função dos mesmos. Um tópico com aplicações de imagens multisensores descreve estudos que utilizaram mais de um tipo de dado. Não foram consideradas aplicações que fizeram uso de imagens termais, devido ao restrito número destes estudos, sendo que os poucos existentes ainda se encontram em fases experimentais (APPLEGARTH; STEFANOV, 2006; HARDGROVE et al., 2010).

### **2.2.1. Dados ópticos**

A revisão dos estudos que aplicaram dados ópticos para analisar ambientes de leque e megaleque sugere o predomínio das seguintes técnicas: (1) interpretação visual; (2) aritmética de bandas; (3) transformações estatísticas; e (4) classificação digital. A análise visual é a forma mais simples de manipulação dos dados remotos, e consiste na escolha de bandas ou composições coloridas específicas como insumo básico para o interprete extrair a informação desejada. Neste caso, os principais processamentos digitais realizados nas imagens são ajustes de contraste e georreferenciamento. Mapas temáticos e poucas informações quantitativas das feições extraídas (p.e., área, comprimento, densidade) constituem os principais produtos gerados. Este foi o primeiro tipo de análise aplicada, que permitiu a identificação de um sistema de megaleque nas planícies do rio Ganges (GEDDES, 1960). No Brasil, descoberta semelhante foi realizada por Braun (1977), que identificou, por meio de análise visual em mosaicos MSS/Landsat, sistemas de megaleques no Pantanal Matogrossense. Apesar de sua simplicidade, a análise visual pode gerar resultados compatíveis com aqueles extraídos por métodos semi-automáticos (BERATAN; ANDERSON, 1998), o que explica sua utilização mesmo em estudos mais recentes (ASSINE; SILVA, 2009; CHAKRABORTY; GHOSH, 2010; ARZANI, 2012). No entanto, esta técnica não permite extrair toda a informação contida nas imagens, e os resultados podem conter a subjetividade do analista.

Operações aritméticas podem ser utilizadas para realçar o número digital de alvos específicos. Este processamento normalmente resulta uma imagem de magnitude, onde cada pixel expressa a maior ou menor intensidade de ocorrência de um alvo específico. Quando aplicado em séries temporais, este procedimento pode ser utilizado para detectar mudanças na paisagem. Segundo alguns autores (COULIBALY; GOÏTA, 2006), este método pode realçar os limites de ambientes aluviais, ou auxiliar na identificação de mudanças diretamente relacionadas com a deposição de sedimentos. Philip et al. (1989) aplicaram a razão entre as bandas TM2 e TM3 do Landsat para

identificar paleocanais, os quais foram associados com um antigo curso do rio Ganges formado sob condições hidrológicas diferentes das atuais. Coulibaly e Goïta (2006) testaram diversos índices espectrais para realçar depósitos de leques, e destacaram a grande utilidade do TSAVI (*transformed soil adjusted vegetation index*, BARET; GUYOT, 1991), que auxiliou na distinção litológica das feições deposicionais mapeadas.

Transformações estatísticas, como análise das componentes principais, podem ser aplicadas visando extrair o máximo de informação das imagens multiespectrais. Esta técnica produz imagens totalmente descorrelacionadas, que podem ser combinadas em composições coloridas. A imagem resultante desta transformação possui maior contraste que os dados originais, pois, sua variância é maximizada. Assim, a análise das componentes principais pode ser utilizada para realçar unidades deposicionais expostas na superfície (BERATAN; ANDERSON, 1998; NOVAK; SOULAKELLIS, 2000). Uma variação desta técnica consiste em selecionar pares de bandas de maior correlação para aplicar a análise dos componentes principais (SILJESTROM et al., 1997). Este método pode ser de grande utilidade para a análise de ambientes deposicionais aluviais. Neste caso, máscaras digitais limitariam as estatísticas aos alvos de interesse, permitindo a geração de um produto que dê maior contraste aos ambientes deposicionais.

Conforme apresentado, técnicas de sensoriamento remoto tem a finalidade de gerar imagens que auxiliam a caracterização de ambientes deposicionais. Métodos semi-automáticos, como a classificação digital de imagens, permitem a geração de mapas temáticos com menor intervenção humana. Este abordagem destaca-se em relação às anteriores por, em princípio, possuir menor subjetividade, e por viabilizar análise de grandes áreas em menor intervalo de tempo. No megaleque do Okavango, Ringrose et al. (1988) demonstraram que a classificação digital supervisionada é mais eficiente que a análise visual para a distinção das ecorregiões que compõem esse sistema. McCarthy et al. (2005) igualmente utilizaram métodos semi-automáticos para classificar os sub-ambientes que caracterizam o megaleque do Okavango. Em

ambos os estudos, os autores argumentaram que a complexidade e grande extensão areal do megaleque dificultam a aplicação de outras técnicas, como por exemplo, a análise visual e elaboração de mapas temáticos com métodos manuais. No altiplano andino, Milana (2000) demonstrou que a reflectância registrada pelo sensor TM/Landsat está relacionada com a granulometria dos sedimentos. A partir desta relação, o pesquisador identificou padrões de sedimentação por meio de classificação não-supervisionada. Classificações mais detalhadas, principalmente com relação à litologia dos sedimentos, podem ser obtidas (WALDHOFF et al., 2008). No entanto, estas abordagens necessitam de condições ambientais ideais (p.e., afloramentos, ausência de vegetação) e uso de sensores com boa resolução espectral e espacial.

De modo geral, a maioria dos artigos consultados ressalta a utilidade de imagens Landsat na análise de sistemas de leque e megaleques (Tabela 2.1). Muitas das aplicações utilizaram dados remotos como principal fonte de informação, por vezes com o objetivo único de verificar o desempenho das técnicas aplicadas (COULIBALY; GOÏTA, 2006; NOVAK; SOULAKELLIS, 2000), sendo a temática dos sistemas deposicionais secundária. Mesmo aplicações que não têm sensoriamento remoto como principal ferramenta utilizaram esta ferramenta para fornecer um modelo inicial de ambientes deposicionais dos megaleques (ASSINE; SILVA, 2009; CHAKRABORTY; GHOSH, 2010) ou para extrapolar as observações pontuais realizadas em campo (ARZANI, 2012).

Tabela 2.1 - Principais métodos aplicados em imagens de sensores ópticos visando o estudo de sistemas de leque e megaleque.

| <b>Método</b>             | <b>Sensor</b> | <b>Sistema deposicional</b> | <b>S.R. é a principal ferramenta?</b> | <b>Referência</b>          |
|---------------------------|---------------|-----------------------------|---------------------------------------|----------------------------|
| Interpretação visual      | MSS/Landsat   | Megaleque                   | Sim                                   | Braun (1977)               |
|                           | TM/Landsat    | Leque                       | Sim                                   | Beratan e Anderson (1988)  |
|                           | ETM+/Landsat  | Megaleque                   | Não                                   | Arzani (2012)              |
|                           | ETM+/Landsat  | Megaleque                   | Sim                                   | Assine e Silva (2009)      |
|                           | TM/Landsat    | Megaleque                   | Não                                   | Chakraborty e Ghosh (2010) |
| Aritmética de bandas      | TM/Landsat    | Megaleque                   | Sim                                   | Philip et al. (1989)       |
|                           | ETM+/Landsat  | Megaleque                   | Sim                                   | Coulibaly e Goïta (2006)   |
| Transformação estatística | TM/Landsat    | Leque                       | Sim                                   | Beratan e Anderson (1998)  |
|                           | ETM+/Landsat  | Fluvial                     | Sim                                   | Novak e Soulakellis (2000) |
| Classificação digital     | MSS/Landsat   | Megaleque                   | Sim                                   | Ringrose et al. (1988)     |
|                           | TM/Landsat    | Leque                       | Sim                                   | Milana (2000)              |
|                           | TM/Landsat    | Megaleque                   | Sim                                   | McCarthy et al. (2005)     |

### 2.2.2. Dados de radar

O número de publicações que utilizam imagens de radar para caracterizar sistemas deposicionais aluviais é relativamente inferior à quantidade de aplicações com dados ópticos. Dentre os trabalhos existentes foi possível constatar a recorrência de três técnicas: (1) interpretação visual; (2) interpretação qualitativa dos mecanismos de retroespalhamento; e (3) regressão estatística para elaboração de modelos empíricos.

Técnicas de interpretação visual de imagens de radar, assim como as empregadas nos dados ópticos, utilizam atributos de textura, brilho e forma para discriminar os objetos de interesse. Utilizando estes princípios, McCauley et al. (1982) evidenciaram a habilidade de penetração das microondas em ambientes hiperáridos, tornando possível o mapeamento de paleocanais soterrados por pacotes de areia de até 2 m. Nesta linha de análise, foram identificados no Saara antigos sistemas de drenagens com dimensões semelhantes à do rio Negro (ROBINSON et al., 2006), além de diversos sistemas de megaleques atualmente cobertos por depósitos eólicos (PAILLOU et al., 2009).

Em ambientes de leque e megaleques, o retroespalhamento das microondas é modulado pelas condições hidrológicas, granulometria dos sedimentos, tipo de cobertura e topografia do terreno. Glenn (2004) observou que a aquisição de imagens após precipitações de baixa intensidade em ambientes desérticos auxilia na distinção dos ambientes deposicionais de leques aluviais. Neste caso, a umidade provoca aumento da constante dielétrica, induzindo mudanças no mecanismo de retroespalhamento e o realce de feições deposicionais pouco evidentes. Outros autores analisaram visualmente o tipo de retroespalhamento na tentativa de caracterizar a litologia dos sedimentos (SCHABER et al., 1997), mas com resultados que podem estar restritos às condições específicas do ambiente. O diferencial destas abordagens, com relação à análise visual, é a utilização de procedimentos padrões de calibração e realce voltados para imagens de radar. Embora a reprodução dos resultados possa ser dificultada pelo caráter qualitativo da análise, os produtos resultantes possuem exatidão posicional, sendo que a caracterização de mecanismos de retroespalhamento com valores absolutos pode auxiliar análises quantitativas.

Aplicações de caráter quantitativo procuram relacionar parâmetros mensurados em campo com os valores de retroespalhamento registrados pelo radar. Este procedimento é normalmente conduzido por meio de medidas sistemáticas tomadas da superfície, que posteriormente são correlacionadas com os dados orbitais utilizando-se técnicas de regressão estatística (OH et al., 1992; EVANS et al., 1992). A vantagem deste tipo de abordagem é a obtenção de um modelo que pode estimar parâmetros para áreas não amostradas em campo, com uma margem de erro conhecida. Em leques aluviais, Farr e Chadwick (1996) demonstraram a relação positiva entre o retroespalhamento com a rugosidade dos depósitos. Constaram que leques mais antigos possuem menor intensidade de retroespalhamento devido à ação posterior de processos eólicos, que preenchem com sedimentos mais finos os espaços vazios e favorecem a reflexão especular das microondas em banda-L. No entanto, é importante destacar que este tipo de modelo possui utilidade limitada à área de estudo específica para qual foi desenvolvido.

Nas aplicações apresentadas na Tabela 2.2 verifica-se o predomínio de sensores que operam em banda-C. No entanto, para aplicações em ambientes tropicais, comprimentos de onda superiores a 5,6 cm (i.e., banda-L) são preferíveis, com potencial para a identificação de feições encobertas por florestas, como planícies de inundação e canais temporários. Bandas de maior comprimento de onda, como a banda-L, também são indicadas para diferenciar vegetações lenhosas das arbustivas (HESS et al., 1995), aspecto que pode ser explorado para identificar contrastes vegetais e suas relações com depósitos de leque que ocorrem em área florestadas. No entanto, a banda-C pode ser mais sensível às pequenas variações de rugosidade nos sedimentos, sendo ideal para discriminação de feições deposicionais em áreas de solo exposto ou com domínio de vegetação aberta (GLENN, 2004).

Tabela 2.2 - Principais métodos aplicados em imagens de radar referente o estudo de sistemas de leque e megaleque.

| <b>Método</b>                      | <b>Sensor</b> | <b>Sistema deposicional</b> | <b>S.R. é a principal ferramenta?</b> | <b>Referência</b>      |
|------------------------------------|---------------|-----------------------------|---------------------------------------|------------------------|
| Interpretação visual               | PALSAR        | Megaleque                   | Sim                                   | Paillou et al. (2009)  |
| Interpretação do retroespalhamento | Radarsat-1    | Leque                       | Sim                                   | Glenn (2004)           |
|                                    | SIR-C         | Leque                       | Sim                                   | Schaber et al., (1997) |
| Regressão estatística              | SIR-C         | Leque                       | Sim                                   | Far e Chadwick (1996)  |
|                                    | AIRSAR        | Leque                       | Sim                                   | Evans et al. (1992)    |

### **2.2.3. Dados topográficos**

Sistemas deposicionais de leques e megaleques são caracterizados por topografia de baixas declividades, sendo que a ação contínua de processos de agração e progradação sedimentar resulta em formas com cotas altimétricas mais elevadas que seu entorno. Assim, é possível identificar expressões altimétricas características de depósitos sedimentares em ambientes aluviais. Dados topográficos de MDE constituem uma excelente ferramenta para o

mapeamento deste tipo de morfologia, além de permitir o reconhecimento de relações morfológicas, como superposição e truncamento dos elementos identificados. No contexto da geomorfologia, Evans et al. (2009) citaram quatro tipos de abordagem que utilizam MDE como fonte primária de informação: (1) interpretação visual; (2) extração automática de variáveis morfométricas da superfície, como declividade, aspecto e curvaturas; (3) extração automática de drenagem e divisores de água; e (4) classificação de formas de relevo. Esta classificação também se aplica para agrupar os tipos de aplicações que utilizam MDE para o estudo de megaleques.

Assim como nos demais tipos de dados apresentados, a análise visual de MDE é amparada pela experiência do intérprete, que identifica e extrai manualmente feições deposicionais com base em suas expressões altimétricas. Para realçar as feições de interesse, processamentos de ajustes nas paletas de cores ou sombreamento do relevo podem ser realizados (ROSSETTI et al., 2012). Gumbricht et al. (2005) analisaram visualmente um MDE do megaleque do Okavango, sendo constatado que os terrenos emersos na época das cheias são resultado de sedimentação clástica de antigos canais fluviais. Operação semelhante foi aplicada por Zani et al. (2012), que identificaram visualmente os diversos sub-ambientes (ou lobos deposicionais) que caracterizam o megaleque do Taquari. Estes autores também elaboraram um método para realçar as formas deposicionais em MDE para este tipo de ambiente. A análise visual apresenta menor sensibilidade quanto aos possíveis erros e ruídos contidos no MDE. Assim, é um método robusto para a extração de feições com características topográficas conhecidas, mas que pode ser trabalhoso quando aplicado para áreas extensas.

A extração automática das variáveis morfométricas a partir do MDE tem como vantagem o fato de poder ser realizada sem conhecimento prévio da área de estudo (OLAYA, 2009). Esta operação resulta em planos de informação que representam quantitativamente os atributos do terreno, e auxiliam na compreensão da dinâmica de ambientes de leques e megaleques. Neste sentido, o parâmetro rugosidade tem sido utilizado para identificar a distribuição

espacial de sedimentos com granulometrias distintas existentes nos depósitos aluviais. Em ambientes de leque, Frankel e Dolan (2007) extraíram a rugosidade a partir do desvio padrão da declividade de um MDE de alta resolução, e relacionaram os resultados com a idade dos depósitos. Assim como foi constatado com dados de radar (FARR; CHADWICK, 1996), estes autores verificaram que depósitos mais antigos possuem menor rugosidade superficial. Volker et al. (2007) utilizaram este mesmo parâmetro para identificar os processos dominantes na formação de leques, concluindo que os formados por fluxos de detritos possuem maior complexidade no terreno que aqueles formados por fluxos aquosos. Em pesquisa semelhante, Hashimoto et al. (2008) utilizaram apenas o parâmetro da declividade, alegando que leques dominados por processos fluviais são mais planos que aqueles governados por processos gravitacionais. No entanto, estes autores não puderam constatar esta hipótese com o MDE-SRTM. Outros autores exploraram os parâmetros de curvatura para identificar áreas potenciais para acúmulo de sedimentos e padrões deposicionais em leques (STALEY et al., 2006; WASKLEWICZ et al., 2008).

Segundo Valeriano (2008), a rede de drenagem é um dos elementos mais importantes que podem ser extraídos do MDE, pois permite aferir tipos de rochas e solos. Além disso, também pode fornecer informações valiosas sobre paleoambientes (HAYAKAWA, 2011; BERTANI, 2011). Os principais métodos para extração automática de drenagens a partir de MDE foram exaustivamente comparados por Fernández (2011). Em ambientes deposicionais, a determinação da densidade de drenagem pode auxiliar na compartimentação de zonas que expressam diferentes eventos de sedimentação. Neste sentido, Blechschmidt et al. (2009) utilizaram a rede de drenagem extraída do MDE-SRTM para diferenciar eventos que formaram megaleques no deserto de Omã. Os autores identificaram uma rede de drenagem tributária que foi posteriormente estabelecida sobre os antigos depósitos aluviais.

A classificação das formas de relevo é realizada com algoritmos automáticos ou semi-automáticos que extraem do MDE as feições de interesse. Leques

aluviais no *Death Valley* vêm sendo utilizados como áreas de teste deste tipo de abordagem, onde foram avaliados algoritmos de segmentação (MILIARESIS; ARGIALAS, 2000) e técnicas de classificação orientada a objeto (ARGIALAS; TZOTSOS, 2004). Roberts e Cunningham (2008) aplicaram o MDE-SRTM para identificar uma sequência de leques aluviais coalescentes no deserto de Gobi, Mongólia. Segundo estes autores, foi possível diferenciar os depósitos quaternários das montanhas adjacentes com a aplicação de um simples filtro, que isolou feições com declividades entre 1° e 8°. Estas pesquisas demonstram que os atributos fornecidos pela topografia podem ser aplicados de maneira satisfatória para delimitar depósitos de leques.

Observa-se que o tipo de abordagem está relacionado com a resolução e fonte do MDE (Tabela 2.3). Dados topográficos mais refinados são utilizados para descrever o padrão superficial da granulometria e processos de sedimentação que formaram os depósitos (VOLKER et al., 2007; FRANKEL; DOLAN, 2007), ao passo que MDE em escalas regionais possibilitam o mapeamento sistemático das formas (ROBERTS; CUNNINGHAM, 2008).

Com relação às distintas fontes de obtenção de um MDE, destaca-se a missão SRTM, que forneceu um produto global com nível de detalhes sem precedentes. Estes dados têm possibilitado a identificação de feições em localidades pouco exploradas (ZANI et al., 2009; ZANI et al., 2012; ROSSETTI et al., 2012; CREMON, 2012). A utilização de MDE-LiDAR ainda é restrita dado o seu elevado custo de aquisição e processamento. Neste sentido, cartas topográficas em escalas maiores que 1:50.000 constituem uma alternativa mais acessível a dados topográficos refinados, e suplementam as análises regionais realizadas com MDE-SRTM (HASHIMOTO et al. 2008).

Tabela 2.3 - Principais métodos aplicados em dados topográficos referentes ao estudo de sistemas deposicionais de leques e megaleques.

| Método                      | Fonte do MDE/<br>resolução    | Sistema<br>deposicional | S.R. é a<br>principal<br>ferramenta? | Referência                      |
|-----------------------------|-------------------------------|-------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|
| Interpretação<br>visual     | Carta topográfica<br>/ 19,5 m | Megaleque               | Sim                                  | Gumbrich et al. (2005)          |
|                             | SRTM / 90 m                   | Megaleque               | Sim                                  | Zani et al. (2012)              |
| Variáveis<br>morfométricas  | LiDAR / 1 m                   | Leque                   | Sim                                  | Frankel e Dolan (2007)          |
|                             | LiDAR / 1 m                   | Leque                   | Sim                                  | Volker et al. (2007)            |
|                             | SRTM / 90 m                   | Leque                   | Sim                                  | Hashimoto et al. (2008)         |
| Extração<br>drenagem        | SRTM / 90 m                   | Leque                   | Sim                                  | Blechsmidt et al. (2009)        |
| Classificação<br>automática | Carta topográfica<br>/ 75 m   | Leque                   | Sim                                  | Miliaresis e Argialas<br>(2000) |
|                             | ASTER / 15 m                  | Leque                   | Sim                                  | Argialas e Tzotsos (2004)       |
|                             | SRTM / 90 m                   | Leque                   | Sim                                  | Roberts e Cunningham<br>(2008)  |

#### 2.2.4. Dados multisensores

Abordagens com dados multisensores são mais recentes quando comparadas com aquelas que utilizam apenas um tipo de dado (Tabela 2.4). Dados multisensores possuem a vantagem de combinar informações coletadas em diferentes faixas espectrais, permitindo a caracterização mais completa dos ambientes deposicionais. Este tipo de abordagem tem sido atualmente motivado pela ampla disponibilização de dados espaciais gratuitos na rede mundial de computadores (BWANGOY et al., 2010; HARTLEY et al., 2010; HAYAKAWA et al., 2010; WEISSMANN et al., 2010; ROSSETTI et al., 2012). Ao contrário de abordagens anteriores, os artigos revisados nesta seção não foram agrupados em categorias, devido à menor quantidade de trabalhos identificados e diferenças entre os métodos utilizados. Assim, as contribuições de maior relevância para o tema de sistemas deposicionais de leque e megaleque são discutidas em ordem cronológica.

Tabela 2.4 - Aplicações de dados multisensores em sistemas deposicionais de leque e megaleque.

| <b>Técnica utilizada</b>                  | <b>Sensores</b>                 | <b>S.R. é a principal ferramenta?</b> | <b>Referência</b>       | <b>S.R. é a principal ferramenta?</b> |
|---|---------------------------------|---------------------------------------|-------------------------|---------------------------------------|
| Extração de texturas                      | Landsat TM e SIR-C              | Sim                                   | Dong e Leblon (2004)    | Sim                                   |
| Análise visual                            | Landsat e SRTM                  | Sim                                   | Leier et al. (2005)     | Sim                                   |
| Fusão de imagens                          | Landsat TM e Radarsat-1         | Sim                                   | Walfir et al. (2005)    | Sim                                   |
| Classificação orientada a objeto          | Landsat TM, JERS-1 e SRTM       | Sim                                   | Hamilton et al. (2007)  | Sim                                   |
| Fusão e classificação de imagens          | Landsat TM, Radarsat-1 e PALSAR | Sim                                   | Gaber et al. (2009)     | Sim                                   |
| Classificação por árvore de decisão       | Landsat TM, JERS-1 e SRTM       | Sim                                   | Bwangoy et al. (2010)   | Sim                                   |
| Análise visual                            | Landsat TM, MODIS e SRTM        | Sim                                   | Weissmann et al. (2010) | Sim                                   |
| Análise visual e parâmetros morfométricos | Landsat TM, MODIS e SRTM        | Sim                                   | Hartley et al. (2010)   | Sim                                   |

Dong e Leblon (2004) mostraram que para a classificação de litologias sedimentares, a introdução de parâmetros texturais extraídos de imagens de radar pode aumentar a exatidão dos resultados obtidos com imagens ópticas. Segundo os autores, a sensibilidade do radar à microtopografia, que pode ser relacionada com o tipo da rocha, complementa informações espectrais derivadas dos sensores ópticos. A fusão entre dados ópticos e radar também pode ser aplicada para facilitar a interpretação visual. A técnica de fusão conhecida por transformação seletiva das componentes principais (SILJESTROM et al., 1997) foi aplicada por Walfir et al. (2005). Estes autores aplicaram dados TM/Landsat, e converteram o resultado para o espaço de cores IHS. Posteriormente, realizaram operação inversa, substituindo a intensidade (i.e., vetor I) por uma imagem Radarsat-1. Assim, foi possível obter um produto que realçou tanto os contrastes de vegetação, como diferenças de

umidade associadas aos ambientes sedimentares. Esta técnica pode ser refinada com a utilização de sensores que operam em intervalos espectrais mais estreitos (GANI; ABDELSALAM, 2006), e tem potencial para ser explorada com radares que operam em banda-L.

Leier et al. (2005) utilizaram mosaicos GeoCover Landsat e o MDE-SRTM para identificar depósitos de leques e megaleques em toda superfície terrestre. Constataram que o surgimento de megaleques está relacionado a oscilações sazonais de alta amplitude na descarga fluvial, ao passo que leques aluviais ocorrem associados às escarpas de relevo. Visando ampliar o catálogo de leques aluviais elaborado por Leier et al. (2005), Weissmann et al. (2010) utilizaram o banco de dados do Google Earth e mosaicos MODIS para detalhar os tipos de drenagem dominantes nestes depósitos. Estes autores identificaram a predominância inequívoca de padrões distributários de drenagem nos depósitos aluviais. Hartley et al., (2010) separaram entre os 700 depósitos de leques identificados por Weissmann et al. (2010), 415 feições com mais de 30 km de extensão, as quais interpretaram como megaleques. Com o auxílio do MDE-SRTM, estes autores concluíram que os depósitos de megaleques possuem gradientes que variam de  $0.003^\circ$  a  $1.5^\circ$ , sendo este parâmetro o principal condicionante da forma dos canais.

Utilizando sensores TM/Landsat e JERS-1, além do MDE-SRTM, Hamilton et al. (2007) aplicaram técnicas de classificação orientada a objeto para identificar depósitos aluviais associados à planície do rio Madre de Dios. Foi verificado que os dados de radar e o MDE-SRTM forneceram atributos para delimitar áreas alagáveis, ao passo que os dados ópticos permitiram a separação de elementos de menor hierarquia que compõem a planície. Com dados semelhante, Bwangoy et al. (2010) classificaram com árvore de decisão a ocorrência de áreas alagáveis no Congo. Neste caso, os autores constataram que a altitude relativa extraída do MDE-SRTM contribuiu com mais de 46% para o resultado da classificação. Gaber et al. (2009) testaram fusões entre o sensor óptico ETM+/Landsat e os sensores de radar PALSAR e Radarsat-1 para mapear leques aluviais quaternários associados às zonas de recarga de

aquíferos no Egito. Concluíram que a fusão com a banda-C do Radarsat-1 produziu resultado com maior exatidão, devido à maior sensibilidade deste comprimento de onda às pequenas variações na granulometria dos sedimentos.

### **2.3. Áreas de vegetação aberta no norte da Amazônia**

O norte da bacia Amazônica é marcado por áreas naturais de vegetação aberta (i.e., campinarana gramínea e arbustiva) em contato brusco com florestas (Figura 2.4). Campinaranas são também referidas como caatinga amazônica (ANDERSON, 1981; COLIVAUX; OLIVEIRA, 2000). Esta fitofisionomia é utilizada para descrever a vegetação que se desenvolve em solos de areia branca quartzosa, dominada por gramíneas e espécies arbustivas com baixa diversidade florística (ANDERSON, 1981).

As áreas de vegetação aberta ocorrem como manchas isoladas na floresta, facilmente visualizadas em produtos de sensoriamento remoto, sobrevoos e em campo (Figura 2.5). Em alguns destes locais foram identificados, principalmente por meio de imagens orbitais, diversos campos de dunas que atingem 1.500 km<sup>2</sup> de extensão, com dunas individuais de até 30 m de altura (LATRUBESSE; NELSON, 2001; CARNEIRO FILHO et al., 2002; CARNEIRO FILHO et al., 2003). Esses ambientes são considerados exóticos no contexto da floresta amazônica, e sua pode ser atribuída principalmente: (1) às mudanças climáticas recentes; (2) ao tipo de solo ou variações de seus nutrientes; e (3) à geologia.

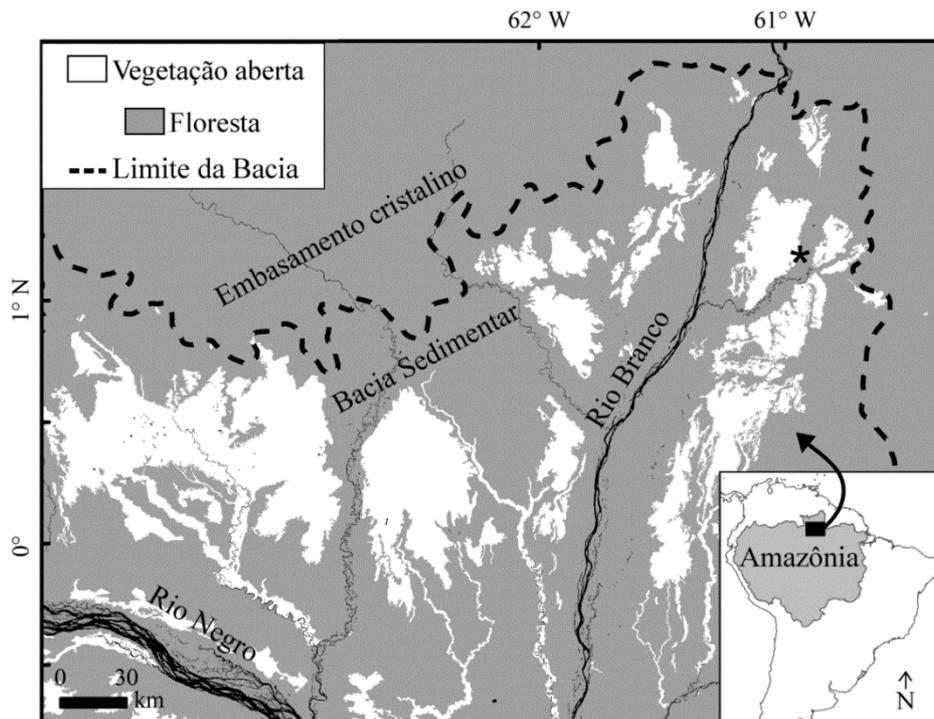


Figura 2.4 - Ocorrência natural de vegetação aberta no norte da Amazônia (asterisco localiza Figura 2.5-a).  
 Fonte: IBGE (2008)

Diversos autores postulam que flutuações climáticas no Pleistoceno Tardio e Holoceno influenciaram fortemente a paisagem amazônica atual (TRICART, 1985; ABSY, 1991; LATRUBESSE; NELSON, 2001; LATRUBESSE, 2002). Climas mais áridos que os atuais teriam sido responsáveis pela expansão da vegetação gramíneo-arbustiva (p.e., campinarana, savana, cerrado), enquanto que períodos úmidos teriam favorecido o avanço da floresta densa, restando apenas manchas isoladas residuais de vegetação aberta. Esta é a premissa básica da teoria dos refúgios, elaborada por Haffer (1969) e Vanzolini (1970) para explicar a biodiversidade amazônica. Esta teoria foi posteriormente adaptada por Tricart (1974) e Ab'Saber (1977) para explicar contatos bruscos de floresta densa com formações não-florestais. Estudos posteriores baseados em dados geomorfológicos (LATRUBESSE; NELSON, 2001; CARNEIRO FILHO et al., 2002) concluíram que campos de dunas existentes no interflúvio dos rios Negro-Branco constituem um tipo de herança paleoclimática, sendo consideradas como mais uma evidência da ocorrência de clima árido no passado. Datações e análises isotópicas realizada por Freitas et al. (2001)

revelaram que próximo à cidade de Humaitá, Rondônia, um período seco entre 9.000 a 3.000 A.P. foi responsável pelo avanço de savana sobre a floresta densa. Carneiro Filho et al. (2002) identificaram o último período de aridez nos campos de dunas do rio Negro entre 10.400 a 7.800 A.P. Anhuf et al. (2006) estimam que a atual floresta amazônica esteve reduzida em até 53% do tamanho atual durante o Último Máximo Glacial (i.e., 20.000 A.P.).

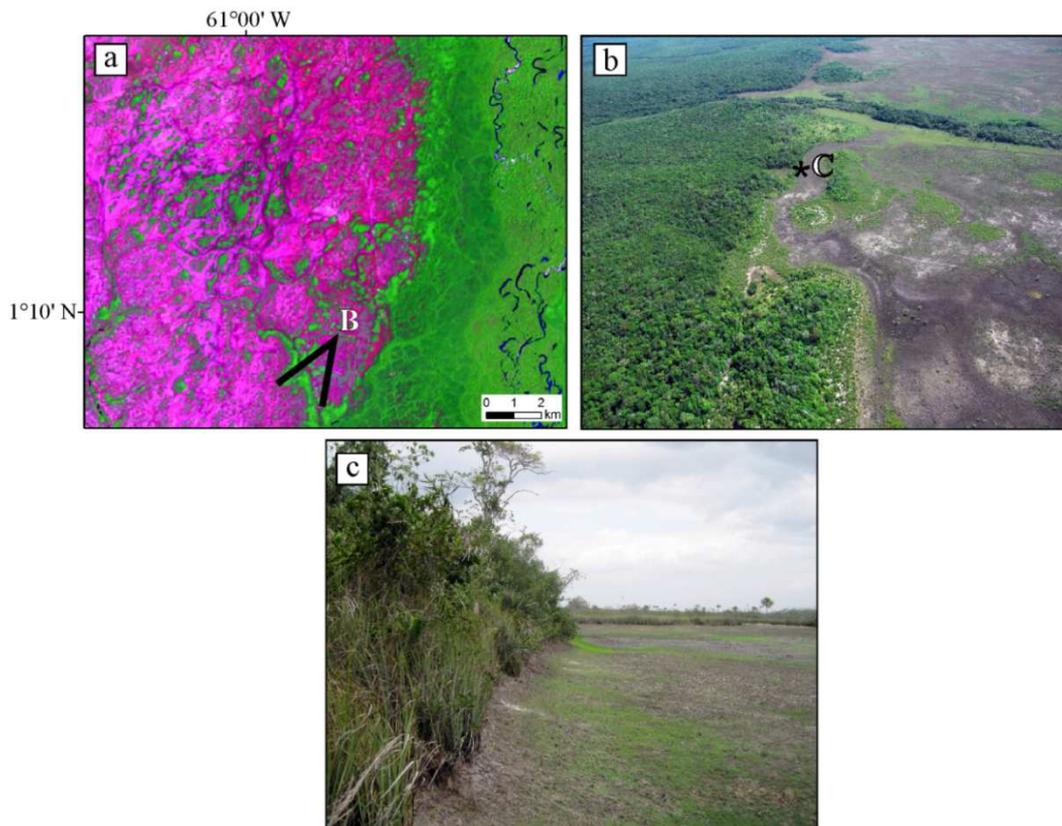


Figura 2.5 - Contato natural entre floresta e vegetação aberta na área de estudo. (a) Imagem ETM+/Landsat de 28 de janeiro de 2003, composição 5(R)4(G)3(B) (Ver localização na figura 2.4); (b) fotografia de sobrevoo realizado em novembro de 2007; e (c) fotografia obtida em campo em janeiro de 2010.

No entanto, muitos estudos contestam a influência de mudanças climáticas quaternárias na paisagem moderna da Amazônia (IRION et al., 1994; BUSH, 2004; COLINVAUX; OLIVEIRA, 2000; JARAMILLO et al., 2010). Alguns autores apontam que a fitofisionomia de campinarana está relacionada com a ocorrência de ESPODOSSOLOS hidromórficos (ANDERSON, 1981). Na Amazônia, este tipo de solo é caracterizado por deficiência de nutrientes (DUIVENVOORDEN, 1995) e restringe a ocorrência de formações florestais

(VORMISTO et al., 2000). Outros autores sugerem que processos geológicos são a principal causa dos contrastes entre diferentes tipos de vegetação. Neste contexto, Räsänen et al. (1995) propuseram que sedimentos originados em ambientes de maré, que atingiu o interior do Acre no Mioceno, e influenciou a paisagem desta porção da Amazônia. Mais recentemente, Rossetti et al. (2010) destacaram o papel da dinâmica sedimentar relacionada com o abandono de ambientes deposicionais na diferenciação de comunidades vegetais. Cremon (2012) também associou fitofisionomias de campinarana gramínea e arbustiva com a dinâmica sedimentar de um megaleque, localizado próximo à área deste estudo.

Diante do exposto, fica evidente que ainda não existe consenso sobre a gênese das manchas de vegetação aberta na floresta amazônica. Embora grande parte dos estudos pareça apontar para um tipo de herança paleoclimática, tais conclusões são fundamentadas em dados com pouca representatividade espacial e muitos carecem de evidências de campo. Com relação à presença de feições morfológicas que sugerem ação de climas áridos, como os campos de dunas, o estudo conduzido por Teeuw e Rhodes (2004) ilustra o cuidado que se deve ter em utilizar apenas um tipo de indicador para tirar conclusões sobre paleoclimas. Estes autores dataram dunas de idades variáveis formadas após o período seco relacionado com o Último Máximo Glacial. Eles também registraram dunas de idade holocênica tardia formadas sob condições de clima úmido.

#### **2.4. Isótopos de carbono e C/N aplicados à reconstituição da paleoflora**

O  $\delta^{13}\text{C}$  derivado da matéria orgânica vegetal preservada em sedimentos quaternários vem sendo comumente utilizado na reconstituição da paleoflora (PESSENDA et al., 2001; MIRANDA et al., 2009; CASTRO et al., 2010). A aplicação de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para a identificação de fontes de matéria orgânica baseia-se na determinação da relação do isótopo mais raro pelo mais abundante ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ), expressa em unidade de mil  $\delta$  (‰):

$$\delta^{13}\text{C} = ((R / RPDB) - 1) 1000 \quad (2.2)$$

sendo  $R$  a medida da razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  obtida com espectrômetro de massa, e  $RPDB$  a razão identificada nos isótopos de carbono do padrão internacional PDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA).

O  $\delta^{13}\text{C}$  é utilizado para distinguir tipos fotossintéticos de plantas  $\text{C}_3$  (árvores e algumas gramíneas de áreas úmidas),  $\text{C}_4$  (maioria das gramíneas) e CAM (orquídeas e bromélias), (MIDDELBURG; NIEUWENHUIZE, 1998). Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em plantas  $\text{C}_3$  variam entre -32 e -20‰ com média de -27‰. Nas plantas  $\text{C}_4$ , os valores variam entre -17 a -9,0‰, com média de -13,0‰. As CAM, por sua vez, apresentam valores intermediários entre os grupos  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  (O'LEARY, 1981).

No entanto, em algumas situações as interpretações de  $\delta^{13}\text{C}$  podem não ser tão diretas. Isto ocorre devido à sobreposição do valor isotópico de plantas terrestres vasculares do tipo  $\text{C}_3$  com plantas aquáticas vasculares e fitoplâncton de água doce e salgada (WILSON et al., 2005). Nestes casos, a interpretação de  $\delta^{13}\text{C}$  é combinada com a análise da razão entre o conteúdo de carbono e nitrogênio (C/N). Esta análise conjunta permite distinguir entre fontes terrestre e aquática da matéria orgânica preservada nos depósitos sedimentares (MEYERS, 1997; WILSON et al., 2005). A razão C/N é estimada a partir das medidas de carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT), aplicada para a distinção de fitoplâncton de água doce (C/N = 4,0-10,0) e plantas terrestres (C/N  $\geq$  12,0) (WILSON et al., 2005).

Diversos estudos demonstraram que oscilações do  $\delta^{13}\text{C}$  em função da profundidade podem auxiliar na reconstituição de mudanças de vegetação no tempo geológico. Essas mudanças para áreas amazônicas vêm sendo mais comumente relacionadas com flutuações climáticas ocorridas durante o Quaternário. Por exemplo, datações carbono-14 e o  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica do solo em localidades do sudoeste da Amazônia registraram substituições de floresta por savana no Holoceno médio, que foram relacionadas com episódios de clima árido (PESSENDA et al., 1998; PESSENDA et al., 2001; Freitas et al., 2001). Desta maneira, além de permitir a reconstituição da paleoflora, esta

abordagem também auxilia na análise dos fatores ambientais específicos que ocasionaram mudanças na paisagem.

## **2.5. Datação de sedimentos com carbono-14**

O método de datação por carbono-14 é utilizado para estimar a idade absoluta de materiais orgânicos e possui alcance de até 50.000 anos AP. Embora este intervalo de tempo corresponda a apenas 2 % do Quaternário, esta é uma das técnicas de datação radiométrica mais utilizadas pela comunidade quaternarista (LOWE; WALKER, 1997). A ampla adoção deste método está relacionada com a maior concentração de pesquisas que abordam as mudanças recentes que ocorreram na superfície terrestre. Além disso, os protocolos utilizados seguem um padrão mundial, o que garante a qualidade e compatibilidade dos resultados gerados por diferentes laboratórios.

Os princípios da datação por radiocarbono estão relacionados com a produção constante de átomos de carbono-14 na atmosfera, que são assimilados na biosfera pelas plantas via fotossíntese. O carbono-14, posteriormente incorporado por animais que se alimentam de plantas, mantém-se em equilíbrio com a razão isotópica  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  existente na atmosfera enquanto o organismo permanece vivo (PESSENDA et al., 2005). Após sua morte, a entrada de carbono-14 é interrompida, que decai em uma taxa constante com  $5570 \pm 30$  anos de meia-vida (Figura 2.6). Desta maneira, como a taxa de decaimento do carbono-14 é conhecida, a idade da morte do organismo pode ser obtida a partir da medida da atividade residual dos átomos de carbono-14 existentes (LOWE; WALKER, 1997).

As técnicas convencionais para medir a radioatividade residual do carbono-14 em materiais orgânicos analisam a energia produzida pelo decaimento dos átomos (COOK; PLINCHT, 2007). Devido ao longo tempo de meia-vida (i.e., 5.570 anos), a radiação liberada pelos átomos de carbono-14 é extremamente baixa (JULL, 2007). Assim, são necessárias quantidades superiores a 3 g de matéria orgânica, que devem ser expostas em equipamentos específicos após tratamentos químicos para a estimativa da radioatividade existente.

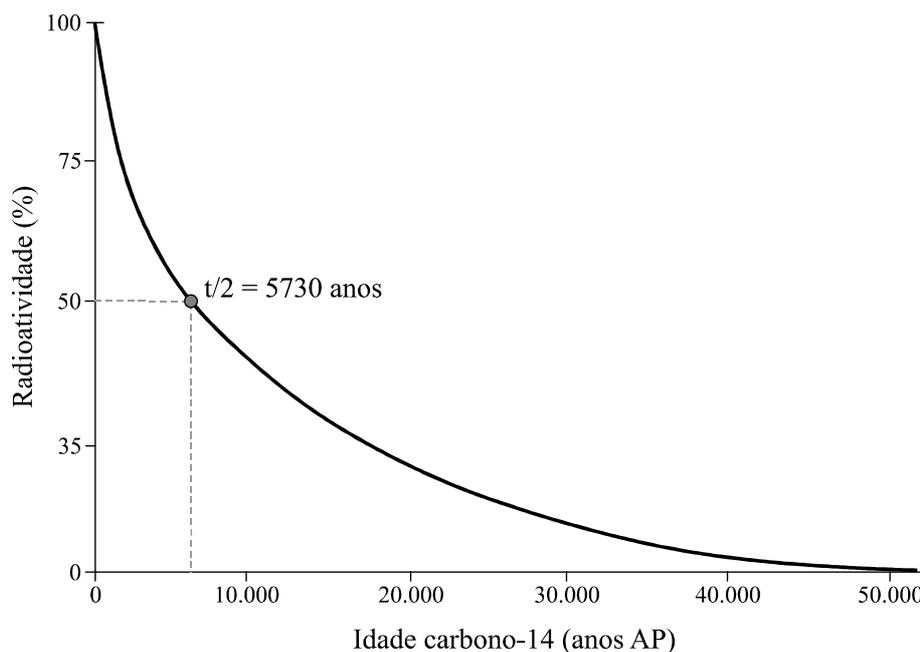


Figura 2.6 - Decaimento exponencial da radioatividade dos átomos carbono-14.  
 Fonte: Adaptado de Lowe e Walker (1997)

Outro método mais eficiente utiliza um acelerador de partículas acoplado a um espectrômetro de massa (AMS - *Accelerator Mass Spectrometry*), que faz a contagem direta dos átomos de carbono-14. A principal vantagem do método AMS consiste na possibilidade de datar amostras pequenas, com até 20 mg de matéria orgânica. A análise das amostras também é feita em menos tempo que o método convencional e os resultados obtidos geralmente são mais precisos (BETA ANALYTIC, 2012a).

As principais fontes de erro que afetam a datação por radiocarbono consistem na variação temporal de carbono-14 produzido na atmosfera e possível contaminação das amostras por materiais orgânicos externos (LOWE; WALKER, 1997). No primeiro caso, foram observadas discrepâncias entre idades obtidas por radiocarbono com anéis de crescimento de árvores centenárias (DE VRIES, 1958), as quais são atribuídas principalmente às variações do campo geomagnético terrestre (STUIVER et al., 1991). Períodos específicos do Holoceno, entre 10.000 a 12.700 anos AP, foram marcados por baixa produção de carbono-14 na atmosfera, resultando em erros consideráveis na datação de materiais orgânicos dentro deste intervalo de

idades. A divergência entre os resultados de radiocarbono com outros métodos de datação é resolvida com o uso de curvas de calibração (REIMER et al., 2009), que fazem a correspondência das idades carbono-14 para o calendário atual (Figura 2.7).

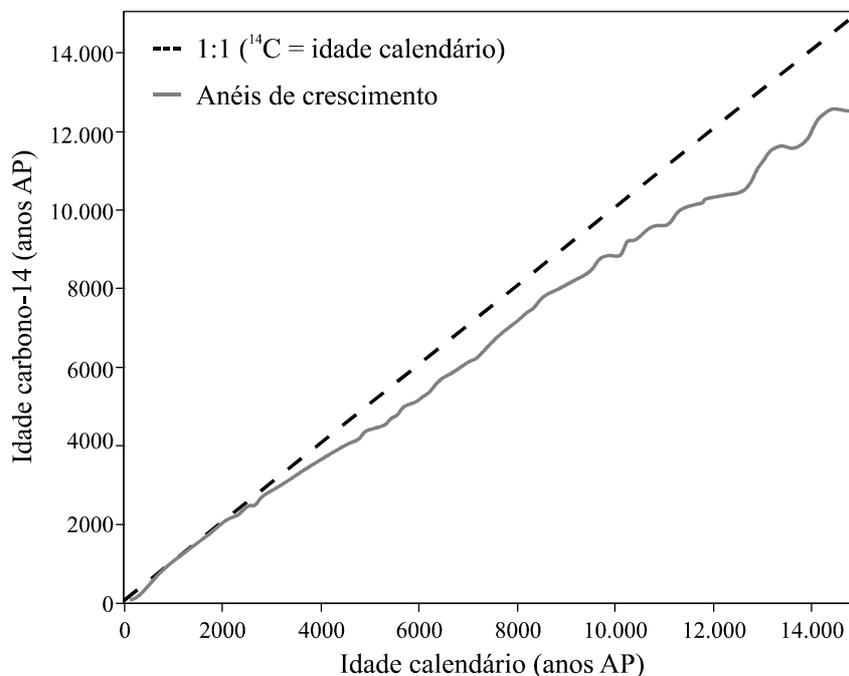


Figura 2.7 - Correspondência entre idades carbono-14 e idade calendário.  
Fonte: Adaptado de Reimer et al. (2009)

A contaminação das amostras pode ocorrer com a introdução acidental de compostos orgânicos externos. Nestes casos, além dos cuidados necessários de manuseio, deve-se levar em consideração a possível ocorrência de processos geoquímicos. Estes podem produzir ácidos húmicos que são incorporados nas amostras, afetando os resultados de datação (LOWE; WALKER, 1997). Outra fonte comum de contaminação consiste na penetração de raízes e processos de bioturbação. Devido à alta radioatividade do carbono moderno em comparação com materiais orgânicos fósseis, a significância dos erros é diretamente proporcional à idade do material datado (LOWE; WALKER, 1997). Para contornar erros relacionados com a contaminação das amostras, tratamentos químicos são aplicados para remover possíveis carbonatos, ácidos húmicos e materiais orgânicos externos (BETA ANALYTIC, 2012b).

Compostos orgânicos em sedimentos aluviais ocorrem associados às granulometrias mais finas, como argilas ou siltes, que podem ser datados pelo método AMS. No entanto, a matéria orgânica extraída dos sedimentos geralmente representa uma mistura de componentes novos e antigos, que está relacionada com o tempo médio de permanência dos átomos de carbono-14 (GEYH et al., 1983). Assim, as datações realizadas neste tipo de material podem não representar a idade absoluta do evento deposicional. Neste caso, para que o resultado seja confiável e útil na elaboração de modelos geológicos, recomenda-se a datação de amostras consecutivas em um mesmo perfil estratigráfico (ANDERSON et al., 2007).



### 3 ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1. Localização

A área de estudo está localizada no Parque Nacional do Viruá, onde ocorre uma feição sugestiva de megaleque na margem esquerda do rio Branco, centro sul do Estado de Roraima. Esta área, que abrange os municípios de Caracará e Rorainópolis, pode ser acessada pela rodovia federal asfaltada BR-174, distando apenas 190 km de Boa Vista. Grande parte da área de estudo é acessível por via terrestre somente em épocas de seca, sendo realizado através de trilhas (Figura 3.1).

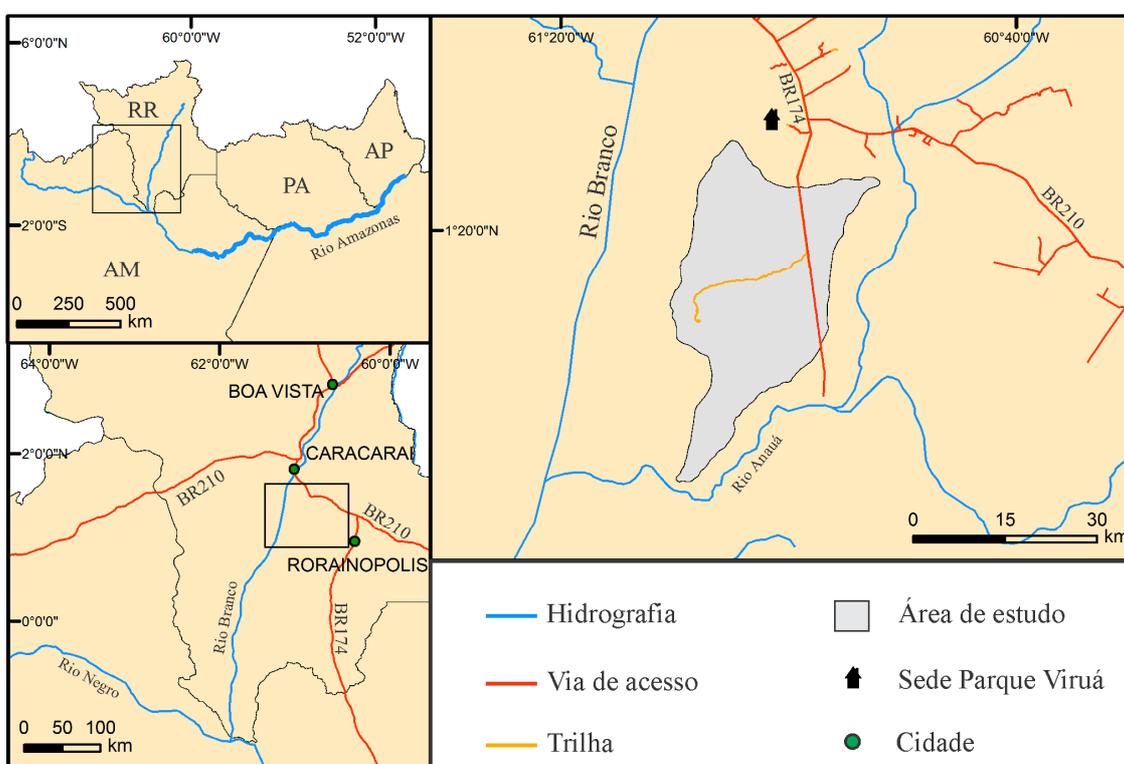


Figura 3.1 - Localização da área de estudo.

#### 3.2. Geologia

A área de estudo situa-se no norte da Bacia do Solimões (Figura 3.2). Esta é uma estrutura com cerca de 500.000 km<sup>2</sup> estabelecida sobre rochas pré-cambrianas dos escudos das Guianas, a norte, e Brasil Central, a sul. A estrutura do arco Purus separa a Bacia do Solimões da Bacia do Amazonas a leste, enquanto o arco de Iquitos limita esta bacia a oeste. Os limites norte e sul

são, respectivamente, o Escudo das Guianas e o Escudo do Brasil Central. Segundo Tassinari et al. (1999), a Bacia do Solimões ocupa um *rift* intracratônico que se desenvolveu sobre rochas ígneas, metamórficas e vulcano-sedimentares do Cráton Amazônico. A origem de tal feição está relacionada com eventos de extensão intraplaca do início do Paleozóico, e posteriormente com diversos episódios de reativação tectônica associados à Orogenia Andina.

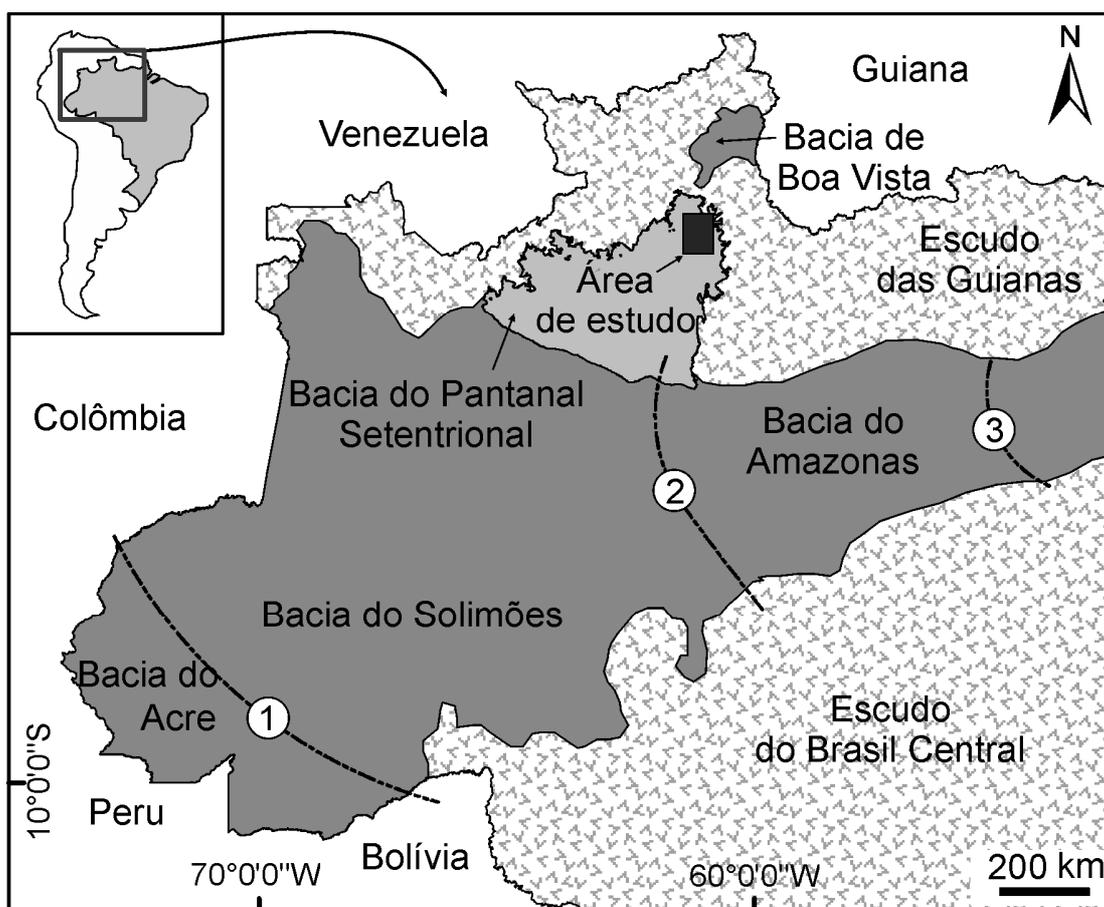


Figura 3.2 - Contexto geológico da área de estudo, localizada na porção norte da Bacia do Pantanal Setentrional. Arcos estruturais que limitam as bacias sedimentares incluem: (1) Arco de Iquitos; (2) Arco Purus; e (3) Arco Monte Alegre.

Fonte: Adaptado de Cremon (2012)

Embora ainda não conste nos mapas geológicos (CPRM, 2004; IBGE, 2008), é proposta a existência de uma estrutura diferenciada dentro da Bacia do Solimões, denominada Pantanal Setentrional (SANTOS et al., 1993; Figura 3.2). Esta feição é interpretada como uma bacia sedimentar em forma de

cunha, definida a oeste por falhas dextrais transcorrentes orientadas NE-SW, que está associada ao Lineamento Tacutu (BEZERRA, 2003). O Pantanal Setentrional possui 134.500 km<sup>2</sup> de extensão superficial (ROSSETTI et al., submetido), com predomínio de sedimentos Plio-Pleistocênicos de sistemas fluviais (SANTOS et al., 1993). Outras unidades também ocorrem em menor frequência, como depósitos associados à Formação Içá (MAIA et al., 1997), caracterizada por arenitos silto-argilosos. Depósitos holocênicos, em sua maioria, estão restritos aos sistemas fluviais modernos (ROSSETTI et al., 2005; ROSSETTI et al., 2012) e ambientes eólicos (TEEUW et al., 2004).

A denominação de Pantanal Setentrional dada por Santos et al. (1993) é uma clara referência ao Pantanal Matogrossense. Dentre as similaridades destas áreas destacam-se a origem tectônica, o predomínio de sedimentos quartzosos e as extensas áreas planas que são alagadas anualmente. Curiosamente, a possível ocorrência de sistemas de megaleques no Pantanal Setentrional, principal hipótese deste trabalho, seria outra similaridade marcante com o Pantanal Matogrossense.

### **3.3. Geomorfologia e topografia**

Segundo Ab'Saber (2002), a área de estudo encontra-se na depressão mais pronunciada de todo o Estado de Roraima, descrita como planície de coalescência aluvial dos afluentes do rio Branco (Figura 3.3-a). No mapeamento regional elaborado pelo projeto RADAM (1976), a região foi compartimentada pela ação de processos morfogenéticos, sendo dominante zonas de pediplano, com origem relacionada ao recuo paralelo das vertentes, possivelmente sob influência de clima mais seco que o atual. Os demais compartimentos são compostos por morros testemunhos e planícies fluviais.

A análise preliminar de imagens orbitais revelou a ocorrência extraordinária de megaleques (ROSSETTI et al., submetido), que ocupam 9.8% da superfície do Pantanal Setentrional (Figura 3.3-b). Tais feições possuem seus eixos apontados para o Escudo das Guianas, o que indica esta região como a principal fonte de sedimentos. A existência de megaleques nesta região foi

sugerida por Wilkinson et al. (2010). No entanto, exceto publicação recente de Cremon (2012), é desconhecida a existência de outros estudos que fizeram referência a estes sistemas deposicionais nessa região. Cremon (2012) caracterizou em detalhe, com base em diversos produtos de sensoriamento remoto, a geomorfologia do megaleque formado pelo rio Demini, no interflúvio dos rios Negro e Branco.

Além dos depósitos de megaleque, diversos campos de dunas caracterizam o Pantanal Setentrional. Observa-se que tais depósitos ocorrem com maior frequência entre a transição das áreas de planalto com os terrenos mais baixos de interflúvio. Foi sugerido que tais feições se formaram durante o Último Máximo Glacial, devido à influência de um paleoclima árido (CARNEIRO et al., 2002). No entanto, imagens de alta resolução (i.e., HRC/CBERS-2B) mostram que muitas das dunas existentes no Pantanal Setentrional ainda estão ativas. É possível observar nestes dados o truncamento de drenagens modernas pelos depósitos eólicos, que possuem orientação concordante com o padrão de vento atual.

O Pantanal Setentrional possui altitude média de 100 m, com relevo relativo (i.e., diferença entre altitude máxima e mínima) médio de apenas 13 m. No entanto, inselbergues e outras formas erosivas de relevo isoladas, como diques de diabásio, podem atingir 700 m de altitude. A topografia regional é extremamente plana, com inclinação média de  $22 \text{ cm.km}^{-1}$ . Na área de estudo, as altitudes mínimas e máximas são, respectivamente, 41 m e 53 m, sendo  $15 \text{ cm.km}^{-1}$  a declividade média.

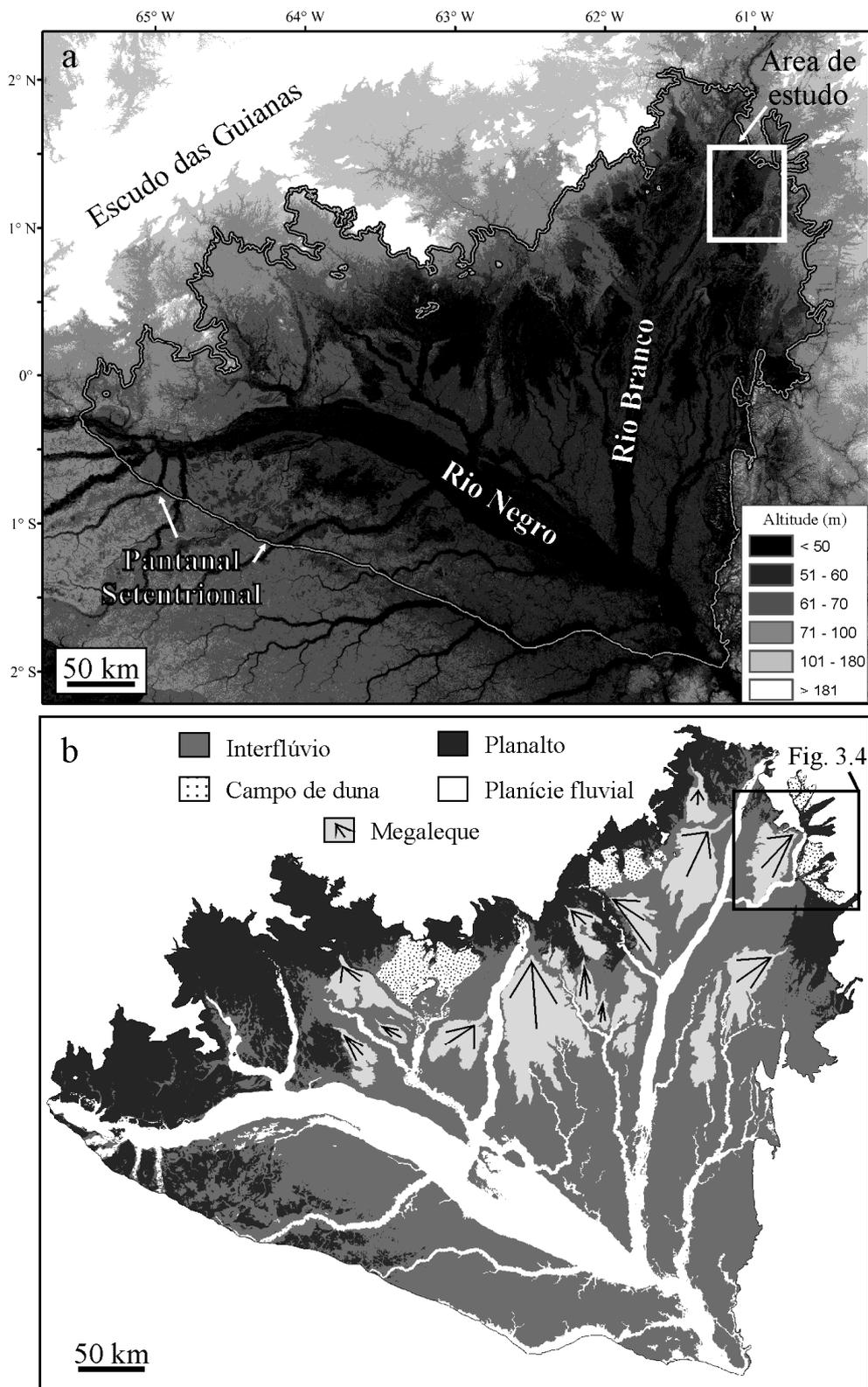


Figura 3.3 - Contexto geomorfológico da área de estudo. (a) MDE-SRTM ilustra as baixas altitudes que predominam no Pantanal Setentrional. (b) Principais formas de relevo que compõe o Pantanal Setentrional (ROSSETTI et al., submetido), com destaque para a ocorrência dos depósitos de megaleque.

### **3.4. Solos**

Os mapas pedológicos (RADAM, 1976; IBGE, 2008) representam a área de estudo como uma grande mancha de ESPODOSSOLO FERRIHUMILÚVICO Hidromórfico em contato com típicos LATOSSOLOS amazônicos. GLEISSOLOS ocorrem em menor proporção, associados com terrenos mal drenados de áreas de várzeas e paleocanais.

A prevalência incomum de ESPODOSSOLOS na área de estudo, assim como em outras regiões do Pantanal Setentrional, é explicada por alguns pesquisadores como produto de intensos processos de podzolização em um passado recente (KLINGE, 1965). Esse processo reflete constante flutuação do lençol freático e resulta na intensa lixiviação da matéria orgânica e de frações de argila do solo. Os LATOSSOLOS, por sua vez, são associados com a laterização que comumente ocorre em regiões tropicais úmidas, resultando em solos com altas concentrações de óxidos de ferro e alumínio.

### **3.5. Hidrologia e hidrografia**

Estimativas de sensoriamento remoto sugerem que aproximadamente 50 % da área do Pantanal Setentrional é inundada anualmente (FRAPPART et al., 2005), sendo esta classificada por Junk et al. (2011) como uma das maiores áreas alagáveis da Amazônia. Em sua maioria, estes terrenos estão associados com as morfologias de megaleque e planícies de inundação dos rios Negro e Branco (Figura 3.3-b). O período da cheia ocorre durante o inverno austral, com pico em junho; já a época seca ocorre durante o verão austral, com pico em março. Observações de campo e relatos de moradores locais indicam uma amplitude da coluna de água entre os estágios hidrológicos de seca e cheia de até 6 m.

Em comparação com outras áreas da Amazônia, a região estudada possui baixa densidade de drenagem, o que sugere pouca maturidade do sistema fluvial. Rios permanentes com fluxo convergente caracterizam a bacia de drenagem tributária da área de estudo, a qual se desenvolveu sobre rochas pré-cambrianas do Escudo das Guianas (Figura 3.4). No Pantanal Setentrional,

a drenagem permanente próxima à área de estudo é formada pelos rios Barauana e Viruá, os quais são tributários do rio Branco.

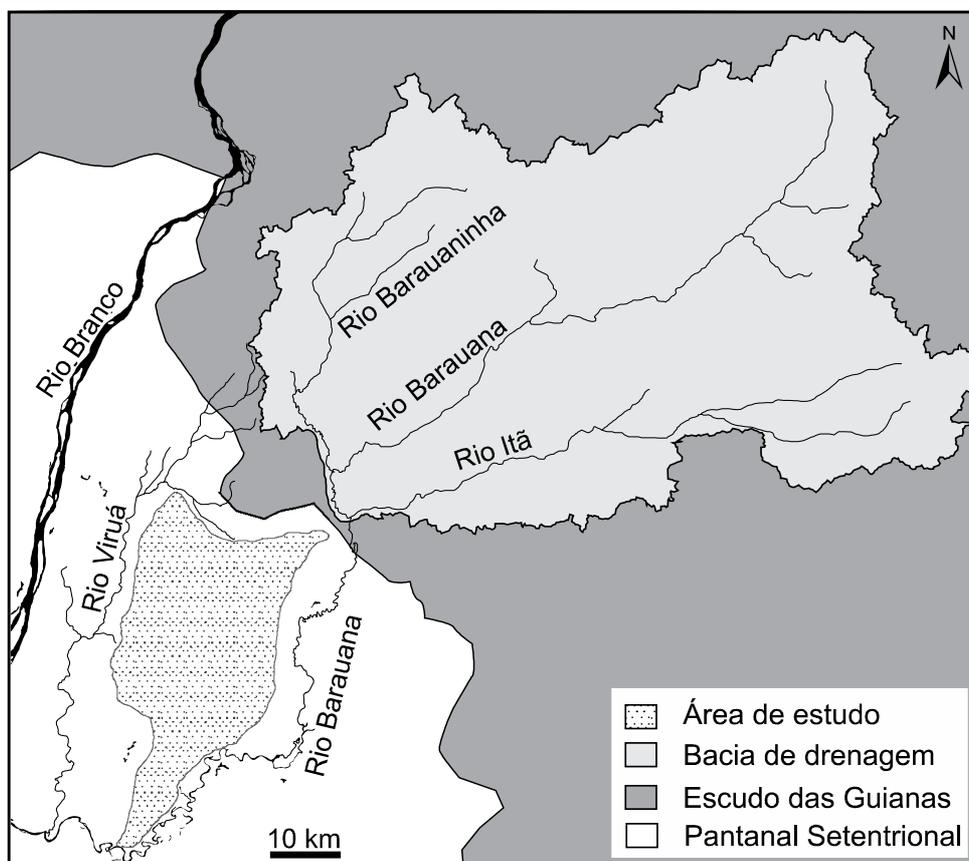


Figura 3.4 - Principais rios da área de estudo.

### 3.6. Clima

O clima na área de estudo é modulado por mudanças sazonais da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e possui influência direta do fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) (LATRUBESSE; RAMONEL, 1994). Com base no regime de chuva dominante, duas estações climáticas são definidas ao longo do ano: (1) estação chuvosa, que ocorre durante o inverno austral (pico de junho a agosto), com precipitação média mensal de 300 mm; e (2) estação seca, que ocorre durante o verão austral (pico de janeiro a março), com precipitação mensal <100 mm. Existe acentuado gradiente pluviométrico variando de  $\sim 1.500 \text{ mm.a}^{-1}$  na região nordeste para  $>2500 \text{ mm.a}^{-1}$  nas áreas à sudoeste. A média anual de temperaturas varia de  $26^{\circ}\text{C}$  durante o inverno austral a  $33^{\circ}\text{C}$  no verão austral (RADAM, 1976).

### **3.7. Vegetação**

A área de estudo é caracterizada por um mosaico de florestas ombrófilas, campinarana e espécies pioneiras (IBGE, 2008). As florestas ombrófilas típicas da Amazônia são caracterizadas por formações densas e estratificadas com alta diversidade de espécies, podendo ser divididas em floresta submontana, floresta de terras baixas e floresta aluvial (várzea ou igapó) (VELOSO et al., 1991). A vegetação de campinarana é típica da porção norte da Amazônia e possui alto endemismo florístico, caracterizada por baixo volume de biomassa (ANDERSON, 1981). São definidos os estágios sucessionais de campinarana gramíneo-lenhosa, campinarana arbustiva e campinarana florestada (VELOSO et al., 1991). Os dois primeiros estágios são caracterizados por vegetação aberta e possuem um marcado contraste com os demais tipos de floresta existentes na área de estudo. Formações pioneiras, por sua vez, estão restritas às planícies de inundação dos rios Branco e Barauana, além de depressões fechadas que se mantêm alagadas durante o estágio da seca (IBGE, 2008).

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1. Processamento das imagens PALSAR e modelo de mapeamento geomorfológico

O mapeamento geomorfológico foi elaborado com a finalidade de descrever as formas de relevo que caracterizam a área de estudo. Produtos derivados de sensoriamento remoto, juntamente com dados coletados em campo, são as principais fontes de dados para a elaboração de um mapa geomorfológico (VERSTAPPEN, 2011) e foram considerados nesta etapa do trabalho.

Devido às características físicas da área de estudo, foram utilizadas imagens do sistema radar PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture*) a bordo do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*). Detalhes sobre a missão e informações técnicas sobre este sensor podem ser obtidas em Rosenqvist et al. (2007). Foram necessárias 2 cenas PALSAR para a cobertura completa da área de estudo (Tabela 4.1). Esta série multitemporal abrange o ciclo hidrológico regional, que é caracterizado pelas diferentes posições de cota que o rio Branco alcança ao longo de um ano (Figura 4.1). Fotografias oblíquas georreferenciadas (SCHAEFER et al., 2009) e observações feitas em campo foram utilizadas para auxiliar na interpretação das feições identificadas nas imagens de radar e sua relação com as formas de relevo (Figura 4.2).

Tabela 4.1 - Características das imagens PALSAR utilizadas no mapeamento geomorfológico.

| Data de aquisição | Ângulo de Incidência | Órbita do sensor | Modo/Nível | Banda/Polarização | Pixel (m) | Nº de cenas |
|-------------------|----------------------|------------------|------------|-------------------|-----------|-------------|
| 01/jun/08         | 34,3°                | Ascendente       | FBD/1.5G   | L/HH+HV           | 12,5      | 2           |
| 04/set/09         | 34,3°                | Ascendente       | FBD/1.5G   | L/HH+HV           | 12,5      | 2           |
| 20/jan/10         | 34,3°                | Ascendente       | FBS/1.5G   | L/HH              | 6,25      | 2           |

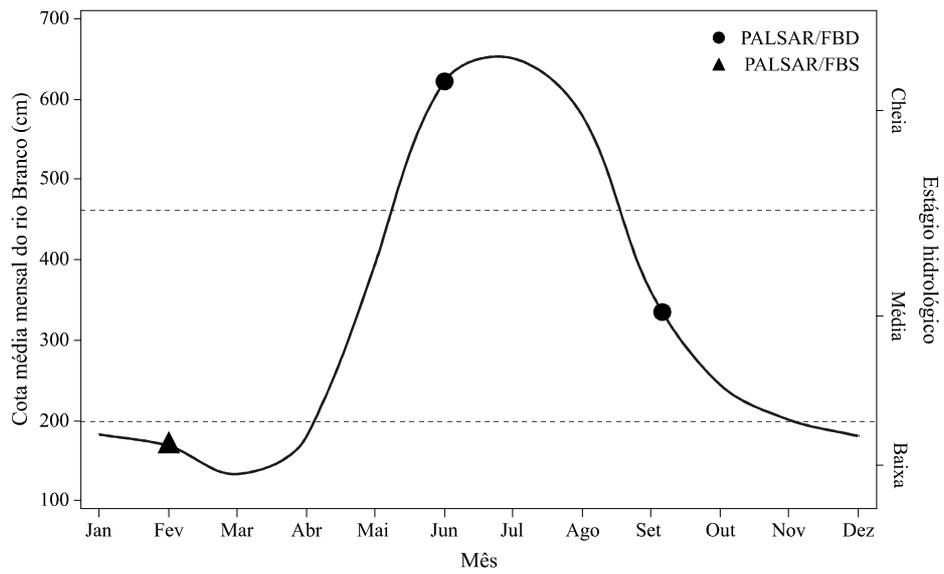


Figura 4.1 - Imagens PALSAR adquiridas e a variação média anual da cota do rio Branco, que representa o ciclo hidrológico da área de estudo. A estação fluviométrica está localizada na Figura 3.1.

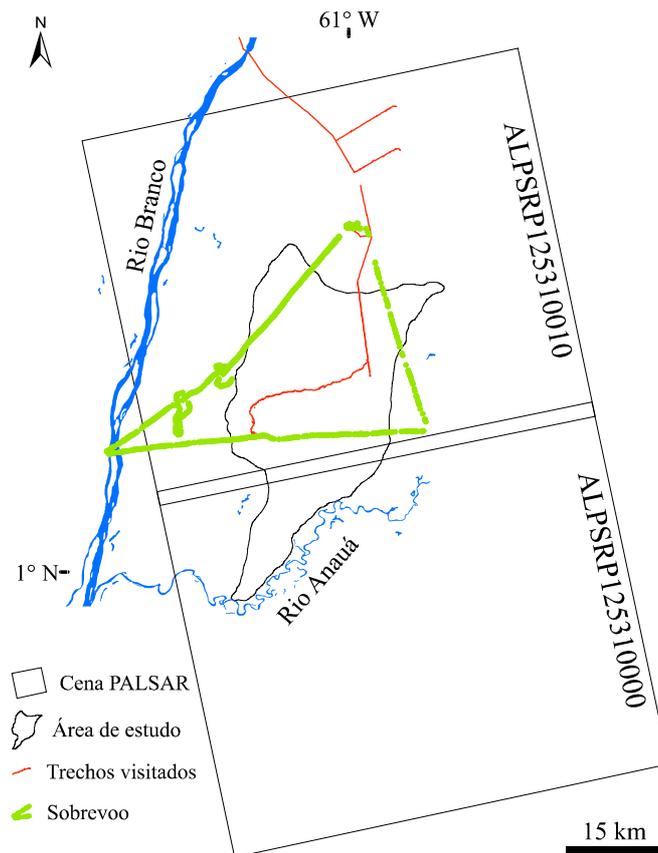


Figura 4.2 - Cobertura das imagens e dados auxiliares utilizados no mapeamento geomorfológico.

As etapas de pré-processamento consistiram na aplicação do filtro adaptativo *Enhanced Lee* (LOPES et al., 1990) de janela 7x7 pixels, com a finalidade de atenuar o ruído *Speckle* existente nos dados de radar. Posteriormente, as imagens foram ortorretificadas com base no modelo específico de posicionamento orbital do sensor PALSAR, que resulta em uma precisão geométrica superior a 1 pixel (CHENG, 2007). Os valores de número digital (*ND*) foram convertidos para o coeficiente de retroespalhamento ( $\sigma^\circ$ ), segundo a Equação 4.1 (SHIMADA et al., 2009):

$$\sigma^\circ = 10 \log (ND^2) + CF \quad (4.1)$$

onde *CF* é o fator de calibração, que varia de acordo com a data de aquisição da imagem. Para imagens adquiridas antes de 6 de janeiro de 2009, *CF* = -83.2 para o produto PALSAR/FDB-HH e *CF* = -80.2 para o produto PALSAR/FDB-HV. Para imagens adquiridas após 7 de janeiro de 2009, *CF* possui o valor constante de -83 para todos os produtos e polarizações.

Uma das principais características das imagens de radar é a alta sensibilidade às condições de umidade do terreno (HENDERSON; LEWIS, 1998). Como a área de estudo é caracterizada por um terreno extremamente plano (média de 15 cm.km<sup>-1</sup>), variações hidrológicas associadas com o ciclo anual das cheias (Figura 4.1) foram utilizadas como indicador das formas de relevo (Figura 4.3). Baseando-se nesta relação, 6 classes morfológicas foram definidas: (1) planície de inundação, que são feições deprimidas e alongadas adjacentes aos canais permanentes e temporários, totalmente cobertas por água durante o estágio hidrológico da cheia; (2) megaleque, de topografia plana, com cotas altimétricas mais elevadas que o nível médio das cheias; (3) terraço e barra fluvial, que correspondem a depósitos aluviais de posição altimétrica mais elevada que o nível médio das cheias, localizados marginalmente a canais ou entremeados à classe interflúvio em forma de leque; (4) áreas alagáveis, caracterizadas por pequenas depressões acanaladas que são inundadas apenas durante a cheia; (5) canais temporários, com água a partir das cotas médias; e (6) canal permanente, com água durante todo o ano.

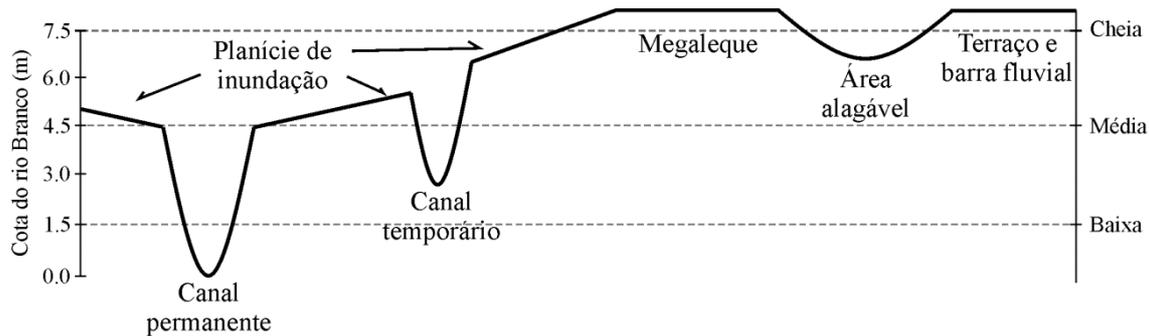


Figura 4.3 - Relação entre formas de relevo com o ciclo hidrológico anual.

Após a definição das classes e do modelo de mapeamento, amostras de treinamento representativas das formas de relevo foram coletadas sobre composição colorida multitemporal, elaborada com as imagens PALSAR (composição Jun2008-HH(R)/Set2009-HH(G)/Jan2010-HH(B)). Ao menos 1.000 pixels foram coletados para cada classe morfológica, com a maior distribuição espacial possível ao longo da área de estudo. Dados colaterais como fotografias aéreas georreferenciadas (SCHAEFER et al., 2009), fotos tiradas em campo, mapas de vegetação (RADAM, 1976; IBGE, 2008) e imagens ópticas também auxiliaram na etapa de treinamento.

A classificação das formas de relevo foi realizada com a aplicação do algoritmo CART (*Classification and Regression Tree*), que elabora uma árvore de decisão a partir de parâmetros extraídos das amostras de treinamento. Este método é indicado para imagens de radar, pois ao contrário das abordagens tradicionais de classificação (p.e., Máxima Verossimilhança), não assume funções de densidade de probabilidade à priori (FRIEDL; BRODLEY, 1997) e sofre pouca influência do ruído *Speckle*. A etapa final do mapeamento geomorfológico consistiu na análise da qualidade do produto gerado. Com base em até 100 amostras para cada classe, independentes das utilizadas para a elaboração da árvore de decisão, foi gerada uma matriz de confusão, estimada a exatidão global e a estatística Kappa, conforme detalhado em Jensen (2005).

#### 4.2. Caracterização da drenagem a partir de imagens Landsat

A drenagem constitui um dos principais elementos do meio físico e foi utilizada como um insumo básico para a caracterização do megaleque Viruá e análise

dos processos deposicionais. Comumente este plano de informação é mapeado por interpretação visual, com o apoio de aerofotos ou imagens de satélite (ZANI; ASSINE, 2011; BERTANI, 2011; CREMON, 2012). Outras metodologias utilizam modelo digital de elevação para extração por processos automáticos (FERNÁNDEZ, 2011). No entanto, grande parte dos canais existentes na área de estudo são intermitentes e pouco confinados, o que dificulta sua extração a partir da análise visual ou de modelos digitais de elevação. Assim, foi desenvolvida uma metodologia para registrar tanto a geometria dos canais existentes, como a dinâmica de variação espaço-temporal dos corpos de água na superfície do megaleque Viruá.

De maneira geral, a abordagem utilizada pode ser dividida em duas etapas: (1) avaliação do método mais adequado para a classificação de corpos de água em áreas continentais e sua adaptação para a área de estudo; e (2) aplicação do método escolhido em uma série temporal Landsat, a fim de quantificar o hidroperíodo (i.e., variação temporal dos corpos de água na superfície).

Existem diversos métodos na literatura de sensoriamento remoto para a classificação de corpos de água e canais fluviais. Estes incluem simples operações para fatiamento em bandas espectrais (FROUIN et al., 1996; FRAZIER; PAGE, 2000), operações aritméticas (MCFEETERS, 1996; XU, 2006), transformações estatísticas aplicadas em sensores multiespectrais (OUMA; TATEISHI, 2006) e utilização de técnicas para mapeamento em nível de sub-pixel (ROVER et al., 2010). Dada esta grande variedade, foram realizados vários testes para a análise do procedimento mais adequado, ou seja, aquele capaz de gerar um produto preciso e que pudesse ser aplicado na série multitemporal Landsat. Foram testados os seguintes métodos: Fatiamento do Infravermelho próximo (FIV); Índice Modificado Normalizado da Diferença de Água (*Modified Normalized Difference Water Index*, MNDWI); transformação *Tasseled Cap* (TC) e Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME).

Primeiramente foi adquirida uma imagem TM/Landsat-5 representativa da época cheia (01/07/2000), a qual foi utilizada para testar os métodos de classificação apresentados. Foram aplicadas operações padrão de pré-

processamento, como correção geométrica (exatidão de 0,3 pixel) e conversão dos números digitais para reflectância (CHANDER et al., 2009). Sobre este dado foi coletado um total de 36.035 pixels, representativos dos diversos tipos espectrais de água existentes na área de estudo (Figura 4.4). A estatística descritiva das amostras forneceu os limiares (i.e., valor digital mínimo e máximo) individuais de cada método para a extração dos corpos de água.

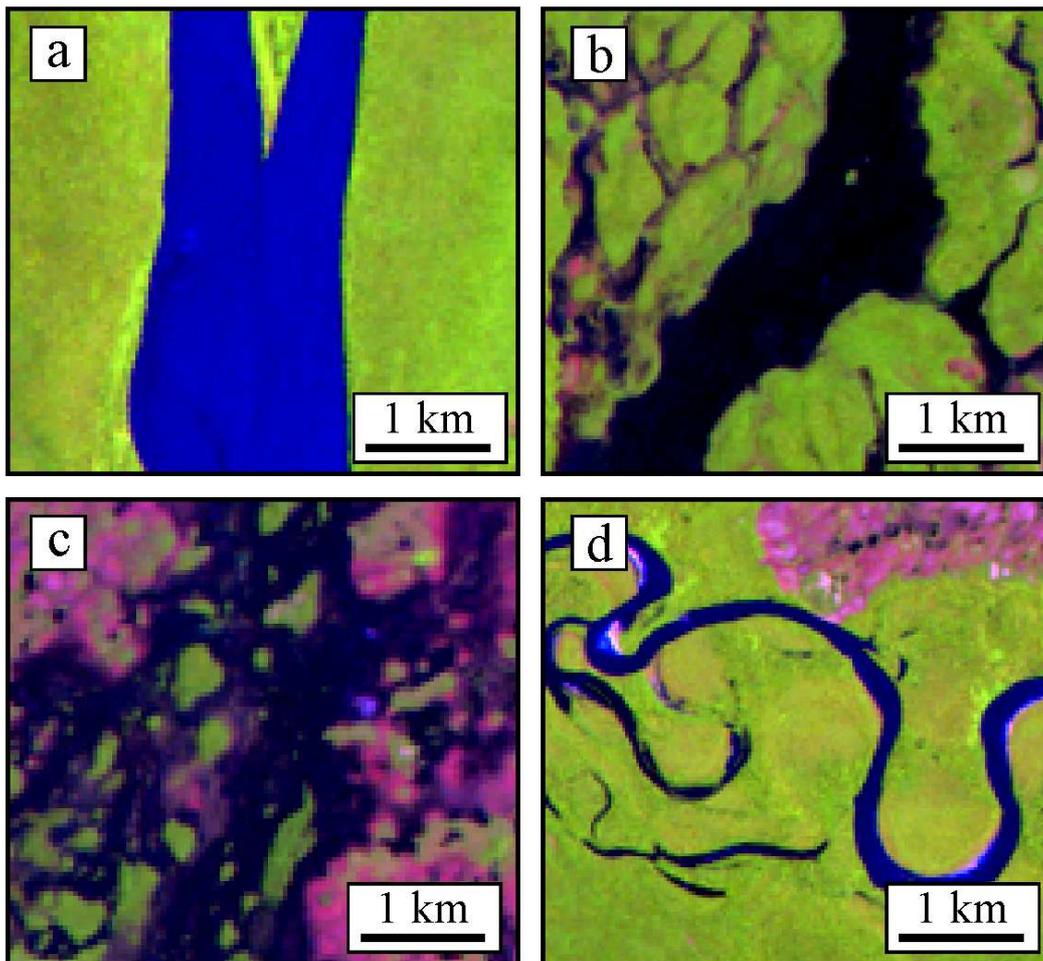


Figura 4.4 - Variedade espectral dos tipos de canais e corpos de água da área de estudo. (a) Canal permanente, representado em tons de azul. (b) Corpos de água permanentes confinados em um paleocanal, representados em tons escuros. (c) Corpos de água intermitentes desconfiados, representados em tons escuros. (d) Canal permanente e meandros abandonados, representados em tons de azul escuro. Imagem TM/Landsat-5 adquirida em 22/09/2005, composição 5(R)4(G)3(B).

Com relação aos testes realizados para a extração dos corpos de água, o método FIV (FRAZIER; PAGE, 2000) foi aplicado com limiar de 0,1 a 7 % nos valores de reflectância da banda 5 do sensor TM/Landsat-5. O método MNDWI seguiu a equação proposta por Xu (2006):

$$\text{MNDWI} = (\text{Verde} - \text{SWIR}) / (\text{Verde} + \text{SWIR}) \quad (4.2)$$

onde para o sensor TM/Landsat-5 *Verde* equivale banda 2 e *SWIR* à banda 5, sendo que os corpos de água foram extraídos da imagem resultante desta operação com o limiar de -0,74 a 0,85. Para o método TC, foi aplicada a transformação multiespectral proposta por Crist e Cicone (1984) e utilizada somente a imagem de umidade (*wetness*). Neste produto, os pixels com valores entre -0.023 e 0.039 foram agrupados na classe de corpo de água. O método MLME foi aplicado para gerar uma imagem de fração água, que estima a porcentagem total de água para cada pixel (SHIMABUKURO; SMITH, 1991). A identificação dos pixels puros foi baseada em Smith et al. (1985), e efetuada com auxílio da transformação dos componentes principais. A estatística descritiva indicou que todos os pixels com teor de 63 % de água representam corpos de água, sendo este o limiar de classificação utilizado.

A escolha do método mais adequado foi baseada na análise do índice Kappa, calculado a partir de uma matriz de confusão elaborada com amostras independentes das utilizadas no procedimento de classificação. Também foi realizada a análise visual dos corpos de água classificados e ponderada a viabilidade de aplicação dos métodos para a área de estudo. A partir destes parâmetros, apenas um dentre os quatro métodos de extração de corpos de água testados foi escolhido e aplicado para a extração e caracterização da drenagem.

Após os testes realizados em uma única imagem Landsat da época cheia e escolha do classificador mais adequado, procedeu-se com a seleção das imagens para compor a série multitemporal. Estes dados foram escolhidos a partir da baixa porcentagem de cobertura de nuvens e representatividade do ciclo hidrológico. Com o apoio das medidas de cota do rio Branco e

informações sobre o ciclo hidrológico regional (RADAM, 1976), foram definidos três estágios hidrológicos (Figura 4.5): uma fase seca, que ocorre no verão austral (dezembro a março), com nível médio da água de 70 cm; uma fase de cheia, que ocorre no inverno austral (junho a setembro), com nível médio da cota de água de 650 cm; e uma fase de transição, que separa os estágios anteriores e possui uma cota média de 330 cm. Como esperado, a disponibilidade de imagens Landsat para a estação húmida, com um total de três imagens, é menor devido à cobertura de nuvens permanente, enquanto para as estações de seca e transição foi obtido um total de quatro e seis imagens, respectivamente (Tabela 4.2).

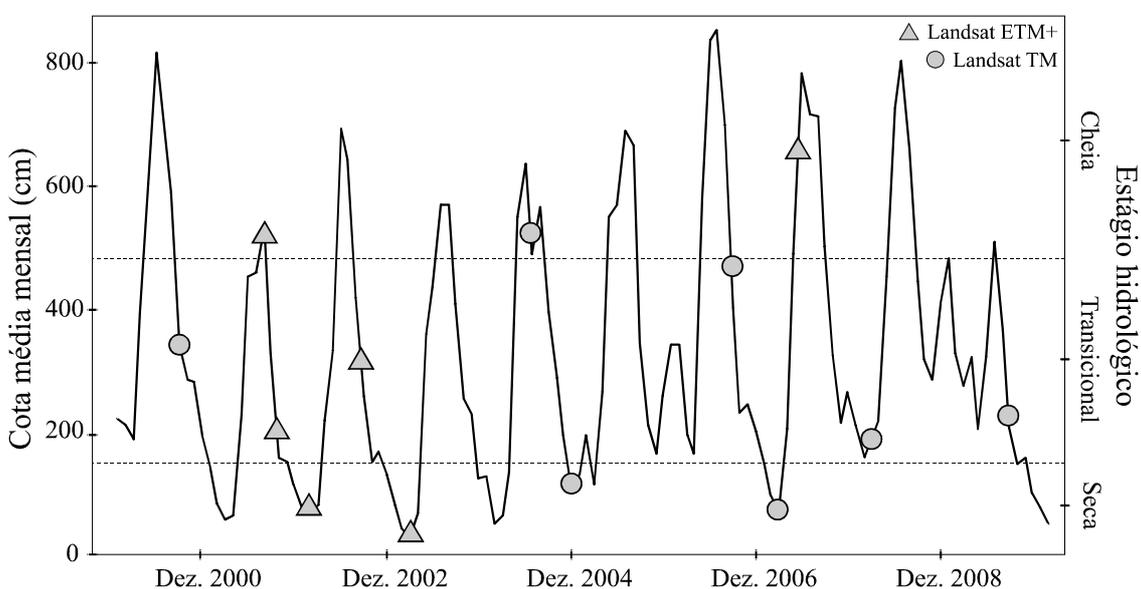


Figura 4.5 - Variações de cota do rio Branco e imagens Landsat selecionadas. Os intervalos hidrológicos entre os estágios de seca, cheia e transição estão marcados por linhas horizontais tracejadas.

Dentre as treze imagens selecionadas, seis foram obtidas do catálogo do Serviço Geológico Americano (USGS, 2010) e sete do catálogo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, 2010), todas distribuídas a partir de políticas de livre acesso. As imagens provenientes do catálogo do Serviço Geológico Americano encontram-se com nível de correção L1T (*Level 1 Terrain*), e ortorretificadas com exatidão superior a 0,8 pixel (USGS, 2010). As demais imagens foram georreferenciadas por modelo polinomial de segundo grau utilizando-se, como referência planimétrica, imagem adquirida durante

condições hidrológicas semelhantes, com um mínimo de quinze pontos de controle e exatidão superior a 0,5 pixel. Após as correções geométricas, todas as imagens tiveram seus números digitais (ND) convertidos para valores de reflectância de topo, conforme procedimento descrito em Chander e Markham (2003), com coeficientes de calibração atualizados por Chander et al. (2009).

Tabela 4.2 - Características das imagens ópticas utilizadas na caracterização da drenagem.

| <b>Sensor</b>  | <b>Data</b> | <b>Cota do rio Branco (cm)</b> | <b>Cobertura de nuvens (%)</b> | <b>Fonte</b> |
|----------------|-------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------|
| TM/Landsat-5   | 26 Out. 00  | 242                            | 0.2                            | INPE         |
| ETM+/Landsat-7 | 01 Jul. 01  | 520                            | 2.4                            | USGS         |
| ETM+/Landsat-7 | 05 Out. 01  | 200                            | 0.5                            | USGS         |
| ETM+/Landsat-7 | 09 Jan. 02  | 84                             | 0.3                            | USGS         |
| ETM+/Landsat-7 | 06 Set. 02  | 307                            | 1.3                            | USGS         |
| ETM+/Landsat-7 | 17 Mar. 03  | 37                             | 0.0                            | USGS         |
| TM/Landsat-5   | 19 Set. 04  | 523                            | 4.9                            | INPE         |
| TM/Landsat-5   | 08 Dez. 04  | 107                            | 0.1                            | INPE         |
| TM/Landsat-5   | 09 Set. 06  | 473                            | 2.1                            | INPE         |
| TM/Landsat-5   | 20 Mar. 07  | 73                             | 3.1                            | INPE         |
| ETM+/Landsat-7 | 26 Jul. 07  | 663                            | 15.6                           | USGS         |
| TM/Landsat-5   | 07 Abr. 08  | 156                            | 0.0                            | INPE         |
| TM/Landsat-5   | 04 Nov. 09  | 224                            | 0.7                            | INPE         |

Para estimar o hidroperíodo da área de estudo, o método de classificação selecionado foi aplicado no conjunto de imagens multitemporal Landsat. Este procedimento gerou treze imagens binárias, cada uma contendo as classes água (ND = 1) e não água (ND = 0). Uma operação aritmética de soma foi

aplicada no conjunto das imagens classificadas, a fim de estimar a frequência das inundações e caracterizar a dinâmica da drenagem. O resultado desta somatória simples foi uma nova imagem, que representa o hidroperíodo, onde o valor individual de cada pixel está relacionado com a frequência de permanência de água no mesmo (Figura 4.6). No produto de hidroperíodo, canais e corpos de água permanentes devem possuir água em todas as imagens, ao passo que canais intermitentes e paleocanais possuem água apenas no pico da cheia. Para distinguir as diferentes classes de canais existentes, foi analisada a relação entre a frequência acumulada da cota do rio Branco com o número digital resultante da operação de soma das imagens classificadas.

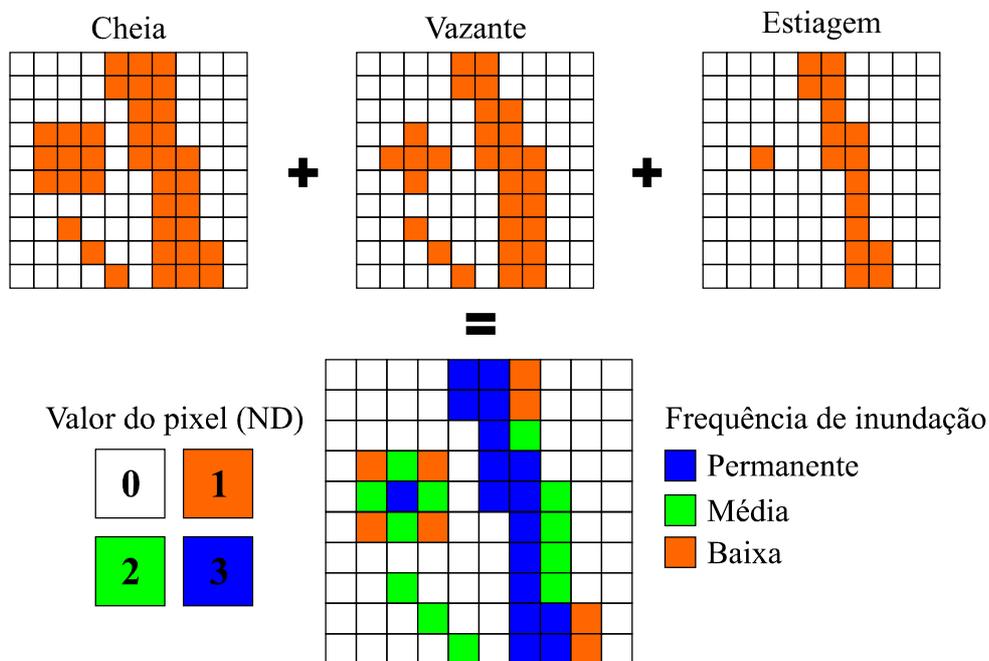


Figura 4.6 - Representação do procedimento aplicado para estimativa de hidroperíodo. A validação dos resultados foi feita com base em um conjunto de dados independente das imagens orbitais, que incluiu: fotos aéreas oblíquas, adquiridas com sobrevoo em épocas de cheia e vazante em 2006 e 2007, respectivamente; e pontos de controle e fotos georreferenciadas, coletadas durante campanha de campo na época de estiagem, em Janeiro de 2010. Estes dados foram utilizados para comparação visual dos resultados e análise quantitativa do produto final.

### **4.3. Caracterização sedimentológica**

Esta etapa do trabalho visou à reconstituição paleoambiental como forma de comprovar a existência de depósitos de megaleque na área de estudo. Devido à ausência de afloramentos, foi coletado um total de 26 testemunhos em subsuperfície. Estes dados foram coletados em dois transectos transversais e um transecto longitudinal (Figura 4.7). Para tal, foi utilizado um dispositivo de percussão acoplado a um motor modelo Cobra TT, com um cilindro amostrador de 2 m de comprimento e 6 cm de diâmetro (Figura 4.8). Condições naturais permitiram a coleta de sedimentos a uma profundidade máxima de 7,5 m. Em nenhuma das perfurações o embasamento rochoso, ou mesmo zonas de saprólito, foram atingidos. Desta maneira estima-se que apenas as últimas etapas evolutivas da paisagem estudada puderam ser registradas.

Os testemunhos foram abertos e descritos em campo logo após a coleta, com amostras de 5 cm<sup>3</sup> coletadas a cada 20 cm (ou 10 cm no caso do testemunho RR51) para as análises granulométricas. As fácies sedimentares foram analisadas em detalhe, que incluiu o registro da textura em intervalos de 10 cm, descrição da litologia com a existência de possíveis estruturas sedimentares e o tipo de contato existente entre as unidades. Os testemunhos foram sistematicamente fotografados. Com base nestes dados, procedeu-se com a elaboração dos perfis lito-estratigráficos.

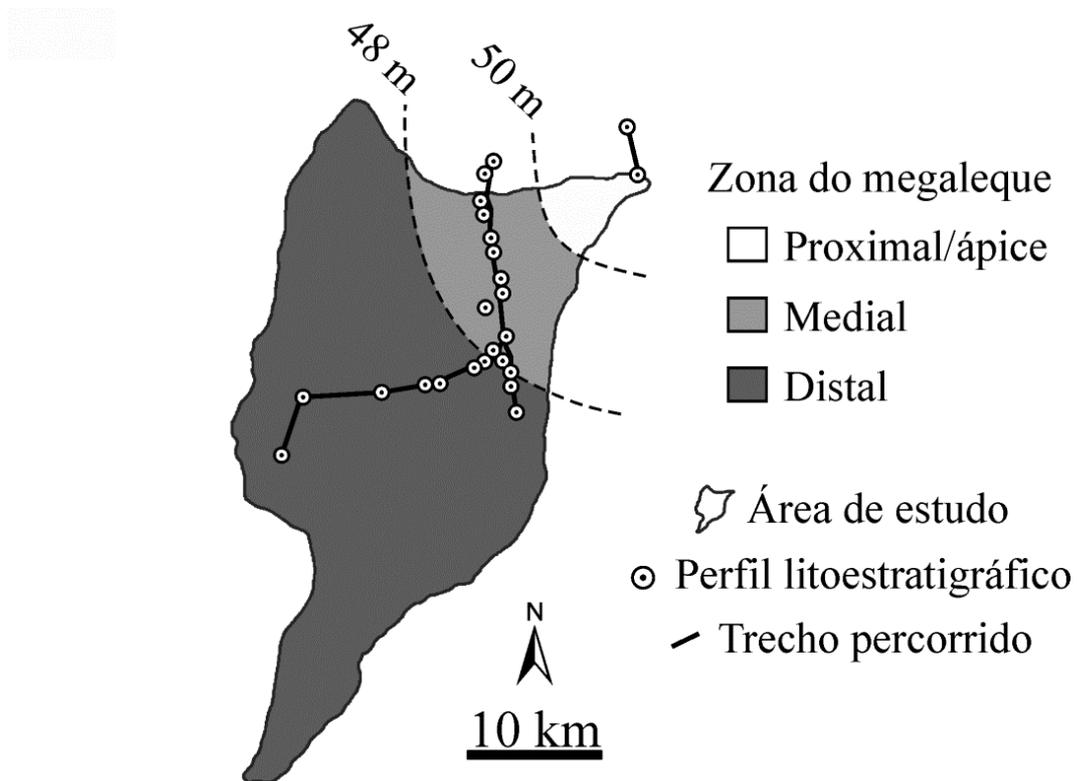


Figura 4.7 - Localização dos 26 perfis litoestratigráficos utilizados na análise sedimentológica.

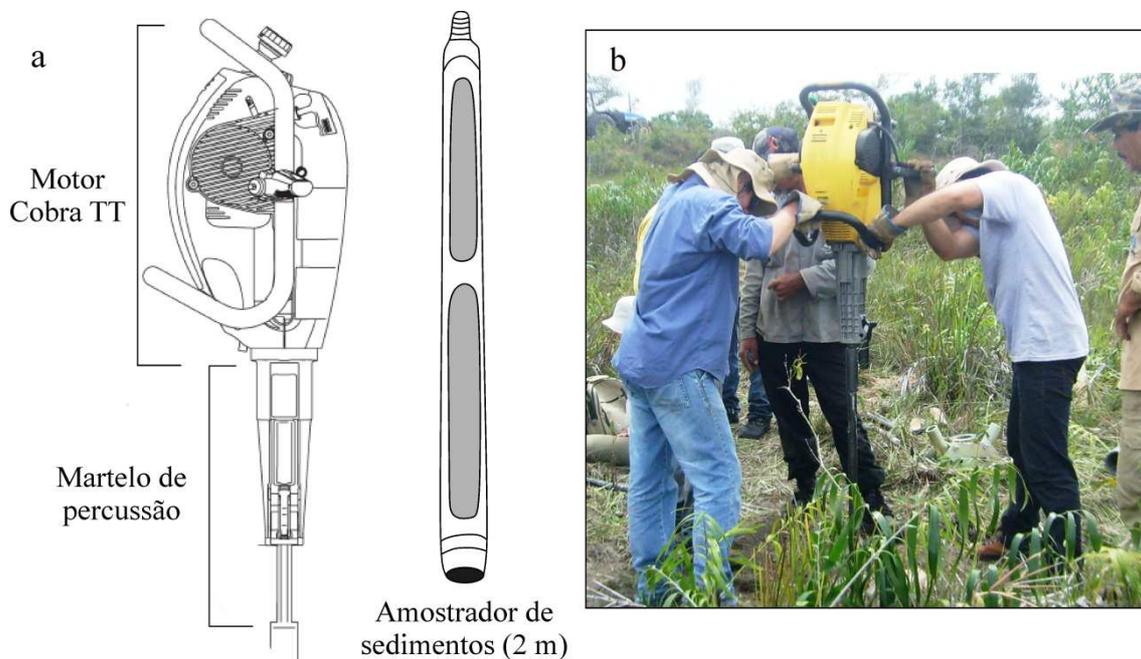


Figura 4.8 - Equipamento utilizado para coleta de sedimentos. (a) Principais componentes do equipamento utilizado. (b) Coleta de sedimentos durante campanha de campo.

#### 4.4. Caracterização da vegetação florestal moderna

A vegetação foi caracterizada em detalhe para analisar possível influência dos processos geomorfológicos nas florestas modernas. Conforme descrito na seção 3.7, a ocorrência de vegetação aberta é restrita apenas à área de estudo. Já formações florestais predominam nas regiões de entorno, além de ocorrerem na área de estudo em pequenos fragmentos, cujo padrão é denominado ilha de floresta (Figura 4.9). Neste sentido, a caracterização da vegetação foi realizada somente nas formações florestais, a fim de se analisar a existência de possível gradiente estrutural e florístico que pudesse estar relacionado com a geomorfologia local. Para tal, foram utilizadas imagens de sensoriamento remoto e dados de inventários florísticos coletados por Gribel et al. (2009).

Imagens de sensoriamento remoto foram utilizadas para mapear e quantificar a distribuição espacial das ilhas de floresta. Foram adquiridas duas cenas do sensor VNIR/ASTER, que possui resolução nominal de 15 m e abrange os comprimentos de onda do visível e infravermelho próximo. Estes dados são distribuídos com alto nível de processamento (L3), precisão de posicionamento estimada em 0,1 pixel, números digitais corrigidos para influência atmosférica e convertidos para reflectância de superfície (ABRAMS; HOOKE, 2002).

As ilhas de floresta da área de estudo foram mapeadas com uma abordagem semi-automática. O primeiro passo consistiu na diferenciação das classes floresta e não-floresta, que foi realizado a partir do índice de vegetação por diferença normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index*, NDVI). O produto desta operação está relacionado com o volume da biomassa vegetal (HUNT, 1994), sendo amplamente utilizado para extrair classes de cobertura do solo (TUCKER et al., 1985). A partir da análise visual do produto NDVI, foi identificado um limiar empírico de 0,6 para separar as formações florestais da vegetação aberta. Uma máscara que representa a área de estudo foi aplicada para eliminar as zonas adjacentes da classificação. Finalmente, a classe floresta foi convertida em polígonos por operação de fatiamento e editada para representar somente as ilhas de floresta.

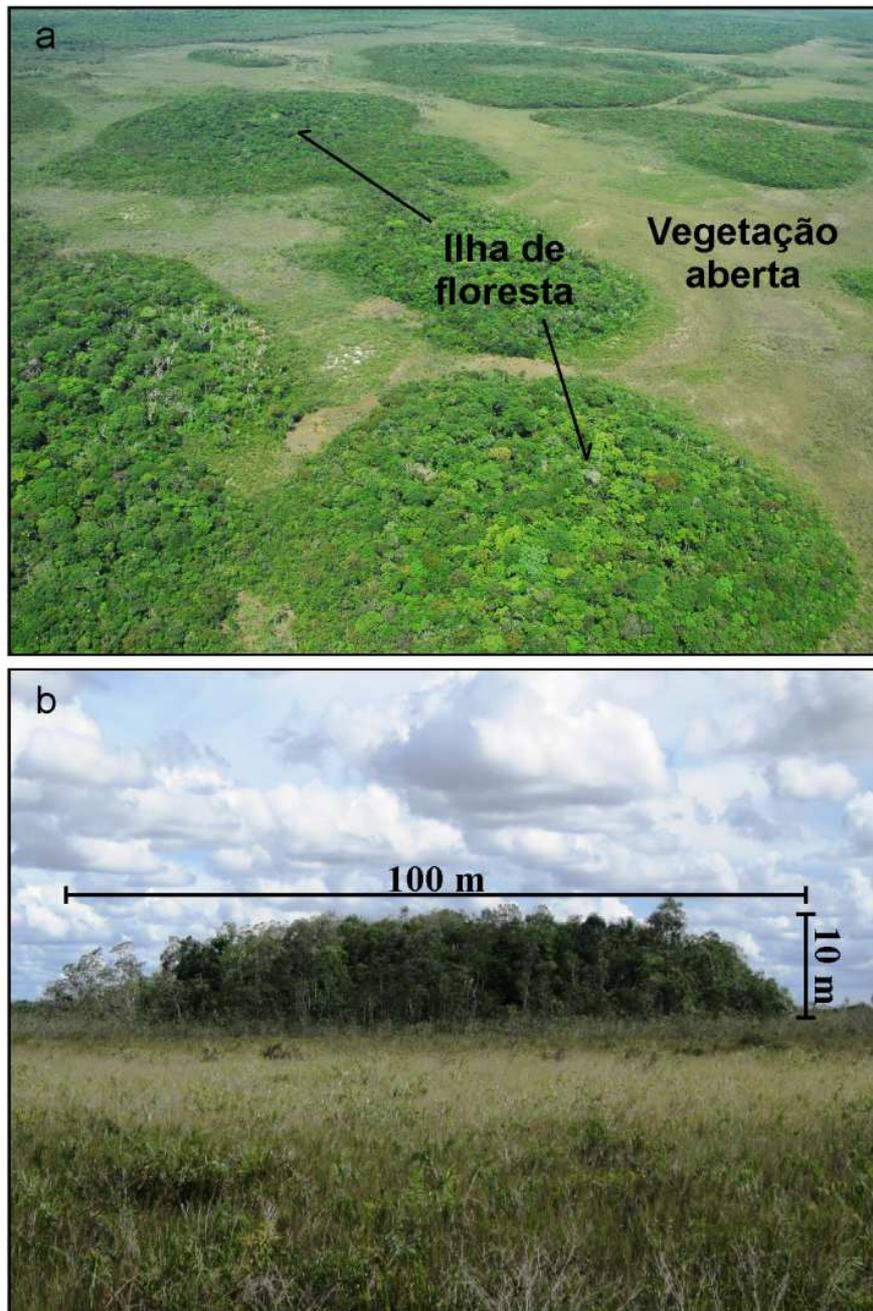


Figura 4.9 - Fragmentos florestais, denominados ilhas de floresta, que ocorrem na área de estudo. (a) Fotografia oblíqua mostra fragmentos naturais de Campinarana Florestada cercada por vegetação aberta de Campinarana Gramíneo/Arbustiva. (b) Dimensões de uma típica ilha de floresta observada em campo.

Após o procedimento de mapeamento, operações de geoprocessamento foram aplicadas para quantificar a distribuição espacial e a morfologia das ilhas de floresta. O plano de informação referente ao hidroperíodo e paleocanais (seção 4.2) foi utilizado para analisar a possível influência do sistema fluvial na gênese

das ilhas de floresta. Para tal, foi calculada a distância euclidiana das feições mapeadas em relação aos vetores de drenagem e corpos de água. Para a caracterização da morfologia das ilhas de floresta, foi extraído o eixo maior dos polígonos e obtido o valor de azimute. Finalmente, estes dados foram comparados com a rede de paleocanais mapeada na área de estudo.

O inventário florestal elaborado por Gribel et al. (2009) foi analisado para verificar a possível influência dos processos geomorfológicos na composição florística e morfologia das formações florestais. Foram selecionados pontos representativos de formações florestais localizadas dentro da área de estudo e nas áreas adjacentes, com um total de 3 pontos amostrais (Figura 4.10, Tabela 4.3). As campanhas de campo para a elaboração do inventário florestal (GRIBEL et al., 2009) foram realizadas durante as estações seca de 2006 e 2007. O esquema de amostragem seguiu o método proposto por Lamprecht (1964) e Finol (1971), composto por 60 parcelas, cada uma com dimensão de 250 m<sup>2</sup> (25 × 10 m) e área total analisada de 15.000 m<sup>2</sup>. Todas as plantas vasculares com diâmetro ≥ 3 cm a 1,3 m do solo foram registradas neste inventário. O parâmetro morfológico de diâmetro na altura do peito (DAP) foi coletado para todos os indivíduos analisados. As espécies que não puderam ser identificadas em campo tiveram seus frutos e folhas amostradas para análises laboratoriais comparativas (GRIBEL et al., 2009).

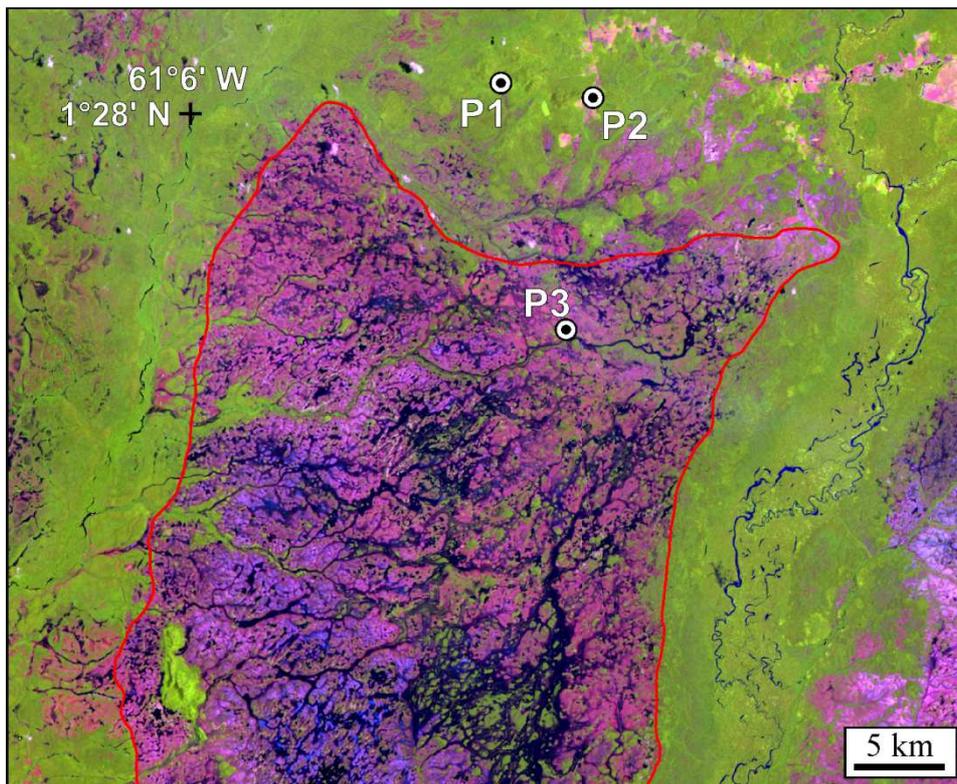


Figura 4.10 - Localização dos pontos de inventário florístico analisados. A linha vermelha representa o limite do megaleque.

A identificação sistemática da família e gênero realizada por Gribel et al. (2009) foi baseada em parâmetros taxonômicos pré-definidos (RIBEIRO et al., 1999). A nomenclatura das espécies seguiu o sistema de Cronquist (1981), com identificação a partir de análises comparativas com as coleções botânicas do Instituto de Pesquisas da Amazônia (INPA) e do Missouri Botanical Garden (<http://mobot.org>). Dados fitossociológicos, como distribuição total do número de espécies por família, distribuição das espécies em relação à localidade e valor de importância individual das espécies, foram obtidos com a aplicação de estatística descritiva nos dados coletados por Gribel et al. (2009).

Tabela 4.3 - Características dos pontos de inventário florístico analisados.

| Nome do ponto | Vegetação dominante    | Número de parcelas | Altitude SRTM (m) |
|---------------|------------------------|--------------------|-------------------|
| P1            | Ombrofila Sub-montana  | 20                 | 60                |
| P2            | Campinarana Florestada | 20                 | 55                |
| P3            | Campinarana Florestada | 20                 | 48                |

#### 4.5. Caracterização da paleovegetação

A reconstituição da paleovegetação foi conduzida para analisar a relação entre a vegetação aberta com o possível sistema de megaleque existente na área de estudo. Foram selecionados 9 testemunhos dentre os 26 coletados para a caracterização sedimentológica (Figura 4.11). Esta escolha foi baseada na representatividade dos padrões modernos de vegetação, em áreas de vegetação aberta (testemunhos com final A), áreas de floresta (testemunhos com final F) e ecótonos (testemunhos com final E). A Figura 4.12 ilustra a configuração típica destes ambientes na área de estudo. Áreas de floresta estão dispostas em fragmentos naturais, denominados ilhas de floresta, os quais estão envoltos por vegetação aberta. A transição entre os dois tipos de fitofisionomia se dá de maneira difusa e gradual, caracterizando regiões de ecótonos. Áreas alagáveis ocorrem com menor frequência, localizadas nos ecótonos ou regiões de vegetação aberta.

Como dados de pólen não puderam ser obtidos nos depósitos estudados, provavelmente devido à natureza predominantemente arenosa dos sedimentos e condições oxidantes, a reconstituição da paleovegetação foi realizada com base em isótopos estáveis de carbono-13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e, quando possível, análise da razão C/N. Esta técnica permite distinguir entre comunidades de planta do tipo  $\text{C}_3$  (árvores,  $\delta^{13}\text{C} = -32$  a  $-20\text{‰}$ ) e  $\text{C}_4$  (gramíneas,  $\delta^{13}\text{C} = -17$  a  $-9\text{‰}$ ), e quando utilizada em conjunto com métodos de datação, fornece dados sobre a estrutura da paleovegetação.

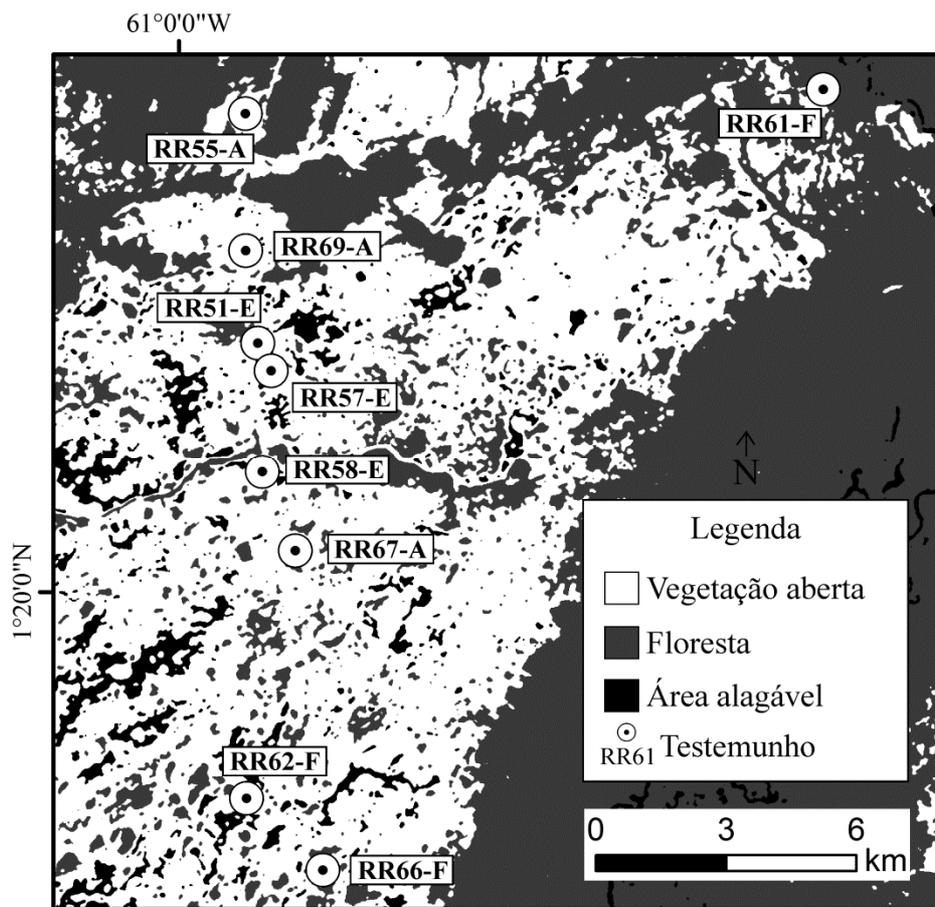


Figura 4.11 - Localização dos testemunhos coletados para análise da paleoflora.

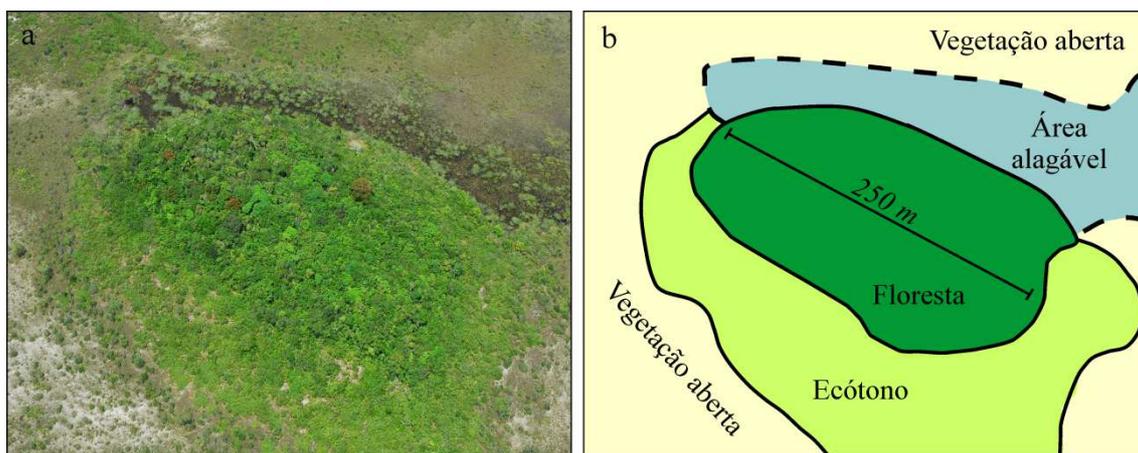


Figura 4.12 - Padrão de ocorrência das fitofisionomias de floresta, ecótono e vegetação aberta na área de estudo. (a) Foto aérea oblíqua ilustra o padrão de ilha de floresta associado com as demais fitofisionomias. (b) Modelo simplificado da distribuição das fitofisionomias baseado em (a).

A quantificação do carbono orgânico total (COT) e análises de  $\delta^{13}\text{C}$  foram realizadas em 271 amostras extraídas dos testemunhos coletados. As análises foram feitas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Energia Nuclear e Agricultura da USP (CENA/USP), Piracicaba/SP. Procedimentos laboratoriais consistiram na secagem dos sedimentos em estufa a 50°C por um período de 24h. Posteriormente, as amostras foram pulverizadas e pesadas em balança de precisão entre 7 e 70 mg, de acordo com a quantidade de carbono presente. Para a contagem isotópica foi utilizado um analisador elementar, acoplado a um espectrômetro de massa ANCA SL 2020 da Europa Scientific. Os resultados estão expressos pela unidade relativa “ $\delta$ ”, determinada em relação ao padrão internacional PDB. O valor do  $\delta^{13}\text{C}$  está expresso em ‰ e representa a proporção da razão de uma amostra em relação ao padrão PDB (Belemnitella Americana da Formação Pee Dee). As quantidades de nitrogênio (N) foram inferiores aos limites de detecção, exceto nas amostras RR51-E e RR57-E, as quais tiveram a razão C/N analisadas.

#### **4.6. Datação carbono-14**

A cronologia dos depósitos estudados foi estabelecida com base na datação por carbono-14 de um total de 27 amostras de sedimentos orgânicos. Devido à prevalência de depósitos arenosos, este procedimento foi restrito apenas aos horizontes com maior concentração de matéria orgânica. A contagem do carbono-14 foi realizada com um acelerador de partículas acoplado a um espectrômetro de massa (AMS - *Accelerator Mass Spectrometry*), nos laboratórios da Beta Analytic e Universidade do Arizona. Possíveis contaminantes, incluindo raízes, foram removidos manualmente durante o pré-tratamento das amostras. A matéria orgânica utilizada para a datação foi extraída utilizando o procedimento padrão de limpeza dos sedimentos, com uma solução ácido-álcali-ácido. Posteriormente, foram realizadas diversas lavagens para remover traços de matéria orgânica recente e compostos com decomposição lenta. Finalmente, as idades convencionais de carbono-14 ( $^{14}\text{C}$ ) foram convertidas para o calendário atual (cal a AP) com auxílio do aplicativo CALIB 6.0 e calibradas segundo a curva INTCAL09 (REIMER et al., 2009).



## 5 RESULTADOS

### 5.1. Classificação morfológica com base em imagens PALSAR

Os coeficientes de retroespalhamento ( $\sigma^\circ$ ) extraídos dos polígonos de treinamento apresentaram variabilidade em função de três fatores: (1) forma de relevo; (2) estágio hidrológico; e (3) polarização da imagem (Figura 5.1). Os valores mais altos de  $\sigma^\circ$  estão relacionados com canais temporários, registrados durante períodos de cotas médias e altas (média de -5 dB, polarização L-HH). Já os valores mais baixos de  $\sigma^\circ$  foram extraídos de canais permanentes e áreas alagáveis, nos períodos de cotas média e cheia, respectivamente (média de -27 dB, polarização L-HV). A maior variabilidade temporal foi registrada para a classe de área alagável, que apresentou uma diferença de 13 dB entre o estágio de cota cheia para a cota baixa na polarização L-HH. As classes de terraço/barra fluvial e megaleque foram que as que mostraram menor variação temporal de  $\sigma^\circ$ , sendo pouco influenciadas pelo ciclo hidrológico anual.

A árvore de decisão (Figura 5.2) mostra que a imagem PALSAR, polarização L-HH adquirida no estágio de cheia (i.e., 01 de junho de 2008), foi o principal dado da série multitemporal para diferenciar as áreas alagadas durante o estágio hidrológico da cheia (i.e., planície de inundação e canal temporário) das regiões de terra firme (i.e., terraço e barra fluvial, megaleque). Esta mesma imagem, mas com polarização L-HV, também permitiu a separação entre as classes megaleque e terraço/barra fluvial. Já a imagem PALSAR polarização L-HH adquirida durante a cota média (i.e., 04 de setembro de 2009), permitiu a distinção entre canal temporário e planície de inundação, sendo que a última classe é inundada somente no período de cheia. A imagem PALSAR polarização L-HH adquirida na cota baixa (i.e., 20 de janeiro de 2010) foi utilizada somente no último nó da árvore de decisão, e permitiu a identificação das áreas alagáveis.

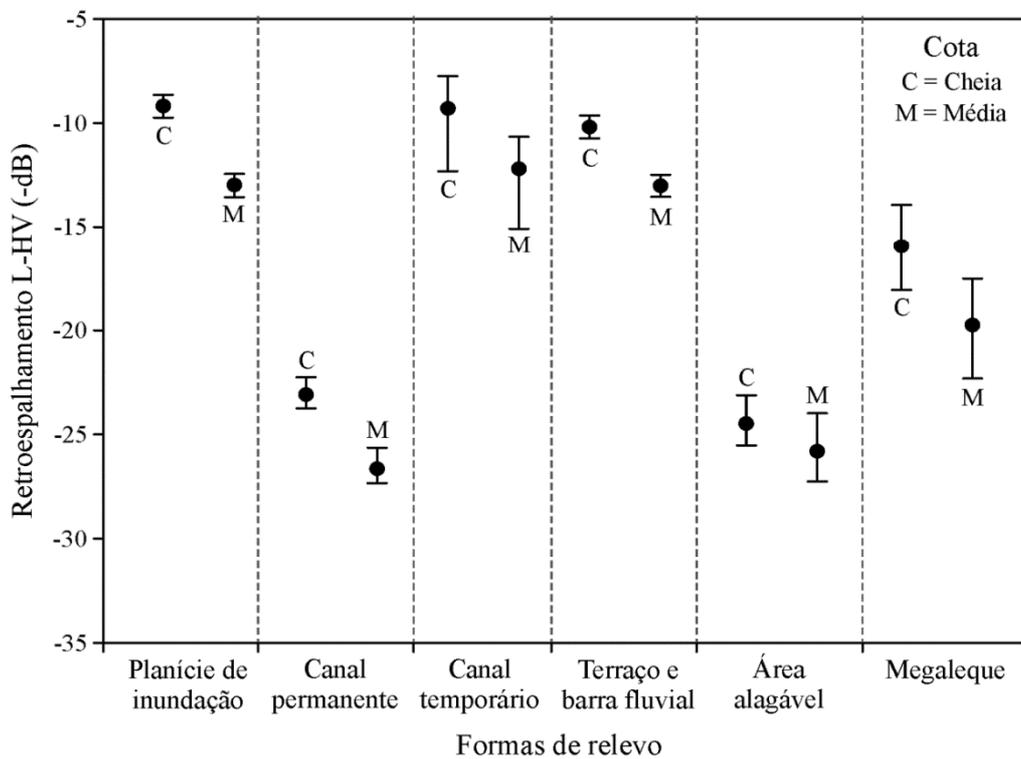
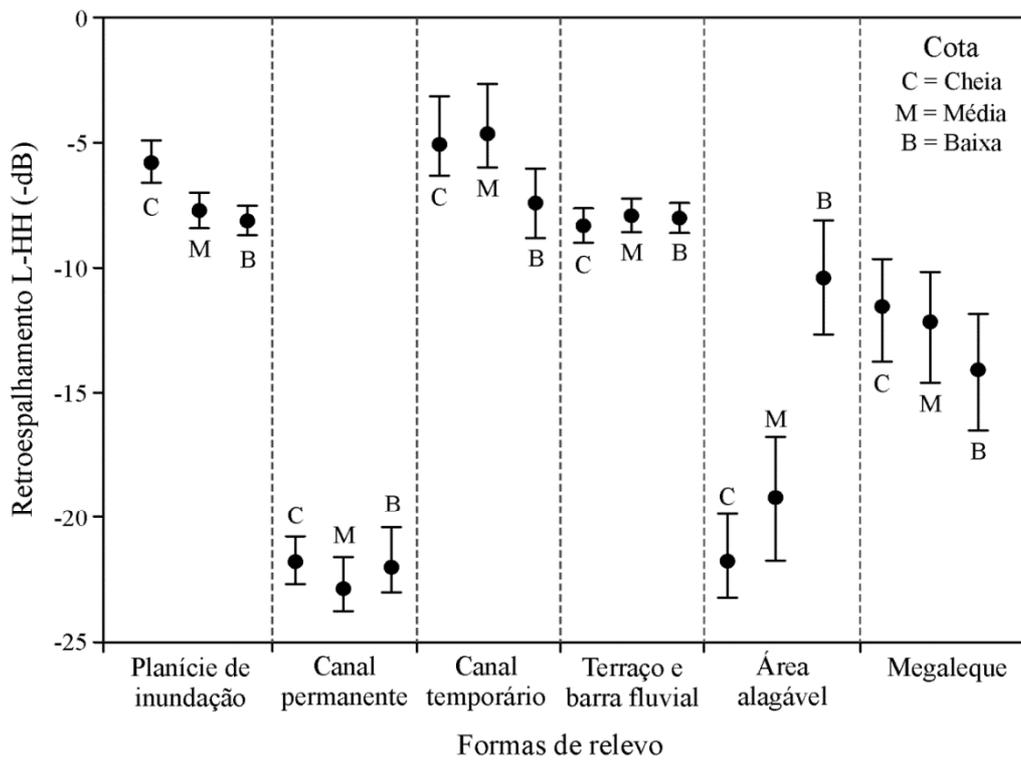


Figura 5.1 - Variações do coeficiente de retroespalhamento ( $\sigma^0$ ) para as formas de relevo mapeadas. Os círculos pretos representam valores de média e as barras verticais o desvio padrão das amostras de treinamento. A imagem que representa a cota baixa não possui polarização HV.

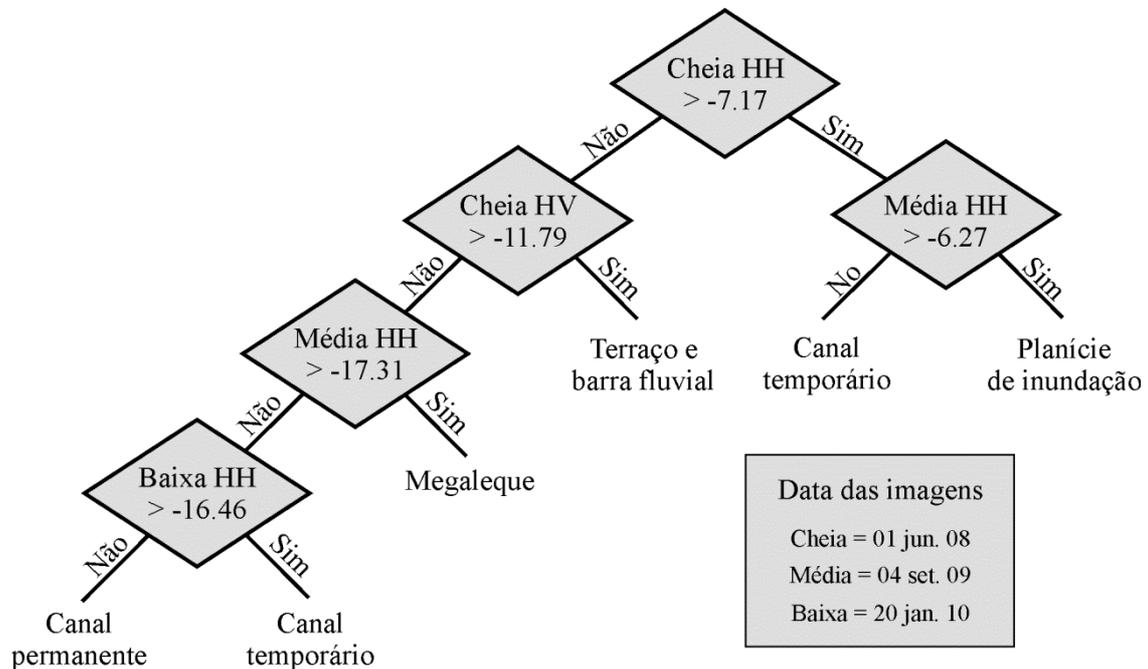


Figura 5.2 - Árvore de decisão com as regras para a classificação multitemporal das formas de relevo.

O mapa das classes extraídas com as imagens de radar (Figura 5.3) mostra o predomínio da classe de megaleque, que ocorre em contato com planícies de inundação e terraços fluviais nas porções sul e norte da área de estudo, respectivamente. A disposição da classe megaleque ressalta a geometria típica deste tipo de depósito. Na parte central desta grande feição, foram mapeados elementos associados à classe de terraço/barra fluvial. Observações de campo revelaram que estas barras correspondem a corpos de areia com dimensões máximas de 1.000 m<sup>2</sup>, posicionadas até 1 m mais elevadas que o entorno. Grande parte dos canais temporários mapeados, exceto aqueles localizados na porção oeste da Figura 5.3, está relacionada com meandros abandonados que são inundados durante o estágio hidrológico da cheia.

Erros de classificação foram identificados em áreas de relevos residuais (Figura 5.3-a) e em canais permanentes de pequena dimensão (Figura 5.3-b). No primeiro caso (Figura 5.3-a), a topografia local induziu distorções geométricas que foram erroneamente associadas com canais temporários e áreas de interflúvio. Já alguns canais de pequena ordem (Figura 5.3-b) foram classificados como megaleque, devido ao tamanho reduzido destas feições que

foram suavizadas com a aplicação do filtro *Enhanced Lee*. Observa-se também que feições de barras fluviais expostas durante o estágio de cota baixa foram erroneamente associadas pelo classificador com a classe de corpos de áreas alagáveis.

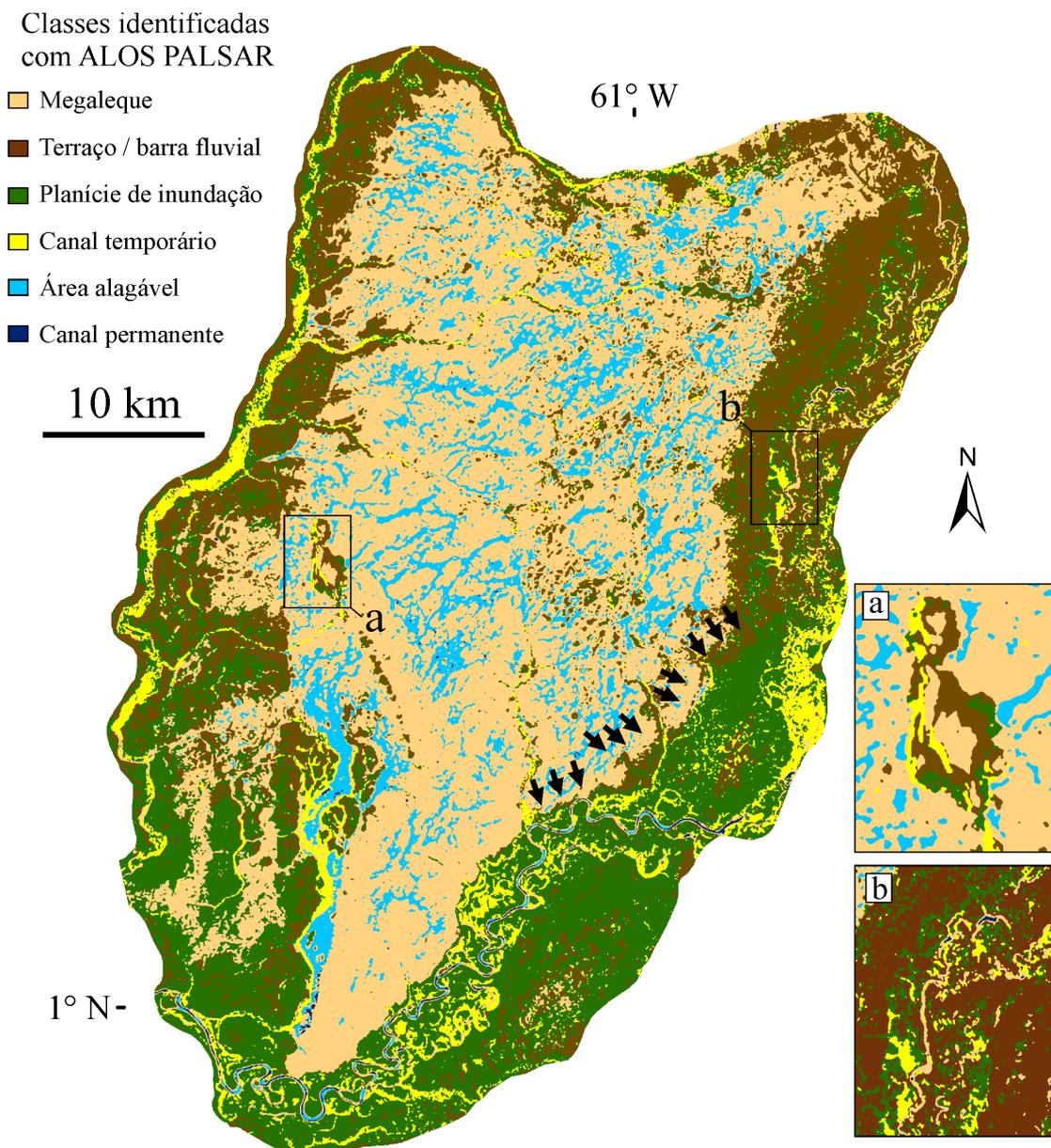


Figura 5.3 - Mapa com as classes de radar elaborado para a área de estudo e seu entorno. Exemplos de erros gerados no processo de classificação, que ocorreram principalmente em (a) áreas de relevos residuais e (b) canais permanentes de pequena ordem.

O mapa geomorfológico evidenciou que o limite entre a classe planície de inundação, relacionada com o rio Anauá, e a porção oriental da classe de

megaleque, dá-se por meio de vários segmentos retilíneos (ver setas na Figura 5.3). Outra possível anomalia identificada refere-se à linearidade de algumas áreas alagáveis existentes na área de estudo, que possuem orientação concordante com a interrupção da planície de inundação associada ao rio Anauá.

Com relação à exatidão do produto gerado, verificou-se um exatidão global de 88 % e índice Kappa de 0.82, com significância estatística de  $p < 0,001$ . A matriz de confusão, construída com amostras independentes das utilizadas no processo de classificação, pode ser observada na Tabela 5.1. As classes de planície de inundação e canal temporário apresentaram os maiores valores de exatidão. A classe áreas alagáveis apresentou a menor exatidão das dentre as mapeadas, que em alguns casos foi associada erroneamente com a classe de megaleque. A classe de canal permanente apresentou a menor exatidão do usuário, em grande parte devido à confusão do classificador com a classe de megaleque. Todas as demais classes apresentaram exatidão superior a 70 %.

Tabela 5.1 - Matriz de confusão do mapa geomorfológico gerado. As abreviações das formas de relevo correspondem a CT = canal temporário, Plan = planície de inundação, CP = canal permanente, Ter = terraço e barra fluvial, Meg = megaleque, Ala = área alagável.

| Classe ALOS<br>PALSAR |       | Classificação |       |    |     |     |     |       | Exatidão (%) |
|-----------------------|-------|---------------|-------|----|-----|-----|-----|-------|--------------|
|                       |       | CT            | Plan. | CP | Ter | Meg | Ala | Total |              |
| Referência            | CT    | 95            | 0     | 0  | 0   | 0   | 0   | 95    | 97,5         |
|                       | Plan  | 2             | 100   | 0  | 1   | 0   | 0   | 103   | 98,5         |
|                       | CP    | 0             | 0     | 59 | 0   | 7   | 0   | 87    | 83           |
|                       | Ter   | 3             | 0     | 0  | 98  | 1   | 0   | 102   | 97           |
|                       | Meg   | 0             | 0     | 1  | 1   | 82  | 1   | 109   | 78,5         |
|                       | Ala   | 0             | 0     | 0  | 0   | 3   | 41  | 45    | 77,5         |
|                       | Total | 100           | 100   | 60 | 100 | 100 | 64  | 624   | 88,6         |

## 5.2. Classificação da drenagem com base em estimativa de hidroperíodo

Histogramas obtidos a partir das amostras de treinamento mostram a distribuição dos valores de corpos de água, representados por cada um dos métodos de classificação testados (Figura 5.4). Observa-se que os métodos de Fatiamento do Infravermelho próximo (FIV) e Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME) apresentaram distribuições com apenas uma moda, ao passo que os métodos de Índice Modificado Normalizado da Diferença de Água (MNDWI) e transformação *Tasseled Cap* (TC) apresentaram ao menos duas modas.

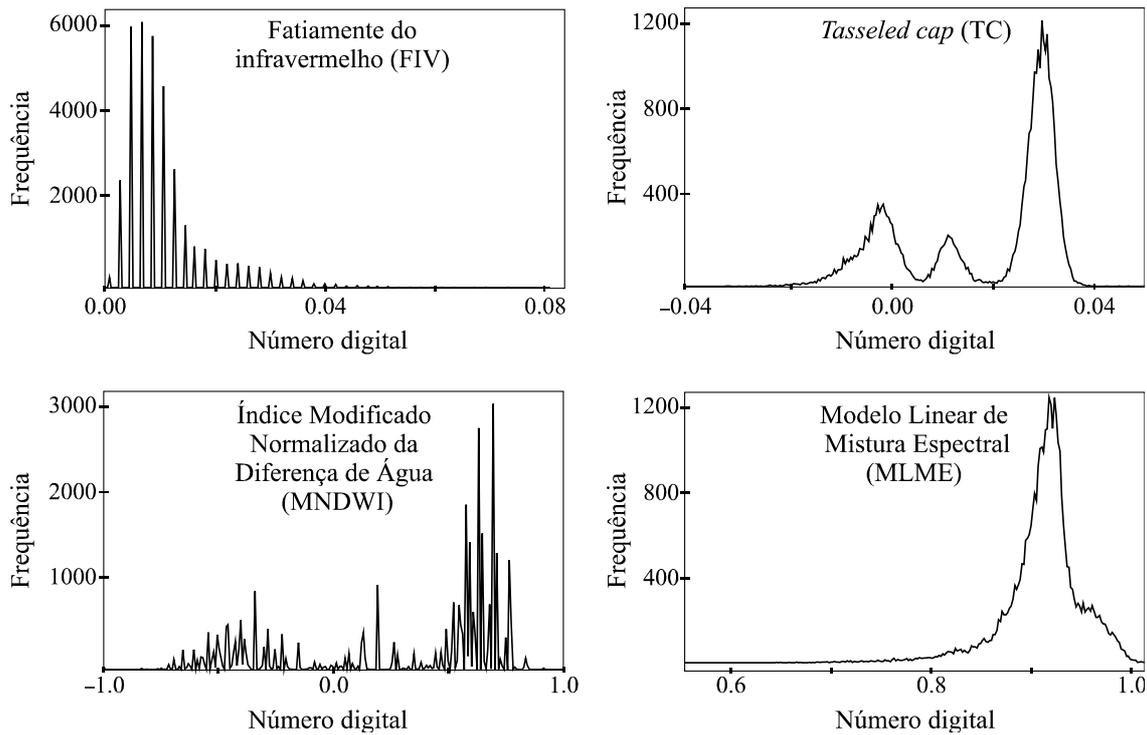


Figura 5.4 - Histogramas dos métodos testados para a classificação corpos de água.

Segundo o critério definido por Landis e Kock (1977), exceto a transformação TC, todos os métodos testados apresentaram um bom desempenho (Figura 5.5) e permitiram a identificação de corpos de água com um tamanho mínimo de 6.300 m<sup>2</sup> (i.e., 5 pixels de uma imagem TM/Landsat). Os métodos com melhor desempenho foram MLME e FIV, que apresentaram índices Kappa de 0,91 e 0,86, respectivamente. Já a análise visual do produto gerado pelo método TC mostra a inclusão de diversos artefatos, como a classificação de corpos de água inexistentes, os quais estão, em sua maioria, relacionados com alvos de solo exposto. Com base nesta avaliação, o método FIV foi selecionado como mais adequado para ser aplicado na série multitemporal de imagens Landsat. Embora o método MLME tenha apresentado um índice Kappa ligeiramente superior, o tempo necessário para sua execução foi considerado como um ponto desfavorável para a implementação da metodologia proposta, frente à facilidade e rapidez de aplicação do método FIV.

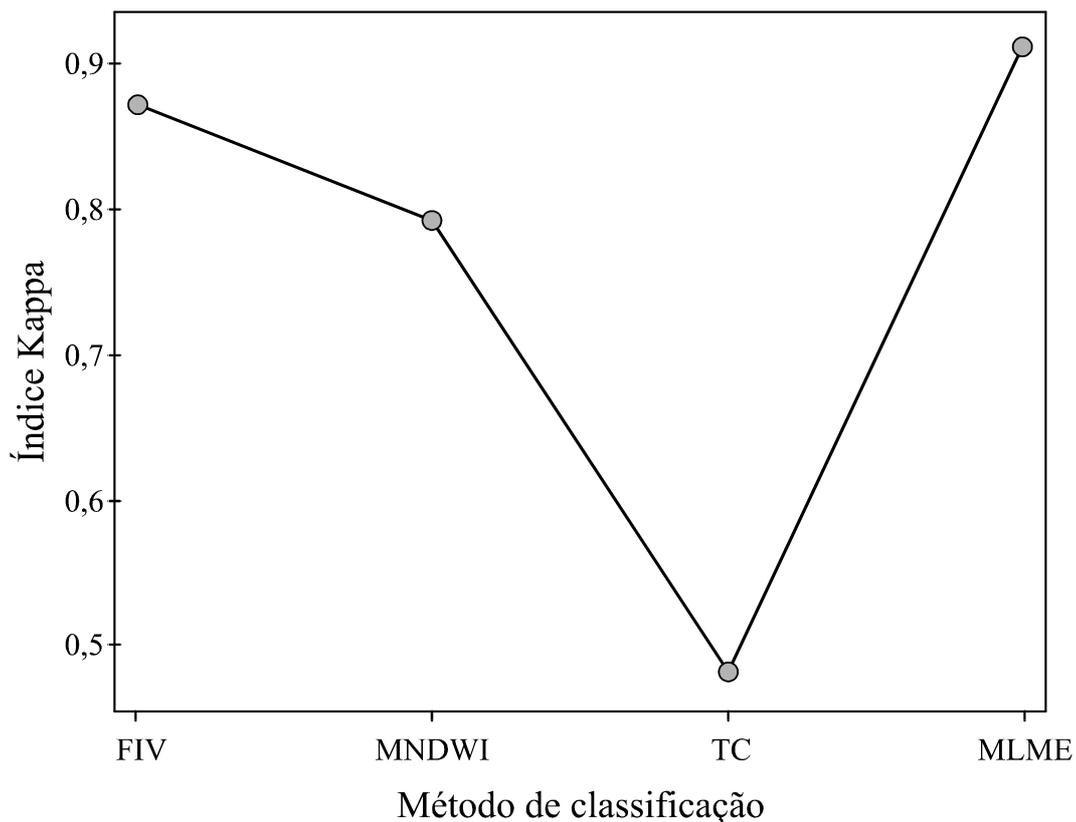


Figura 5.5 - Índice Kappa calculado para os métodos de classificação testados.

O produto que representa o hidroperíodo é composto pela soma de treze imagens Landsat (Figura 5.6), classificadas para água e não água com o método FIV. Com relação à análise de qualidade individual das classificações utilizadas para estimar o hidroperíodo, o índice Kappa variou de 0,91 a 0,57 para a melhor e pior classificação, respectivamente. A ocorrência de sombras de nuvens foi a principal fonte de erros das classificações com baixo índice Kappa. No entanto, esta interferência foi consideravelmente reduzida no produto final com a utilização da série temporal. Como a maioria das nuvens registradas nas imagens são dispersas e de pequenas dimensões, as sombras aparecem com baixos valores no produto de hidroperíodo, as quais foram detectadas e excluídas (Figura 5.6).

Com base na frequência de alagamento obtida com o produto de hidroperíodo, foram extraídas três classes de drenagem que ocorrem no megaleque Viruá (Figura 5.6-b). A relação entre a cota acumulada do rio Branco com os números digitais (ND) (Figura 5.7) mostra que a categoria dos paleocanais

possui a menor frequência de inundação (< 20%), representados por ND menores que 5. Canais permanentes e lagos possuem alta frequência de alagamento (> 75%), representados por ND maiores que 10. Canais intermitentes por sua vez, são alagados apenas no estágio da cheia e possuem média frequência de alagamento (20% a 75%), com ND entre 6 e 9. ND menores que 3 foram associados a sombras de nuvens e excluídos do produto final.

O produto de hidroperíodo sugere que não existe drenagem permanente fluindo sobre o domínio do megaleque Viruá. Os canais existentes são caracterizados por fluxos intermitentes, muitos dos quais constituem paleocanais (Figura 5.8). Estes estão parcialmente ou completamente preenchidos por sedimentos, e foram progressivamente abandonados e expostos a condições subaéreas e crescimento da vegetação. A análise dos canais intermitentes e paleocanais revelou geometrias que seguem um padrão tipicamente distributário. Tais características são altamente contrastantes com os canais tributários que caracterizam a bacia Amazônica.

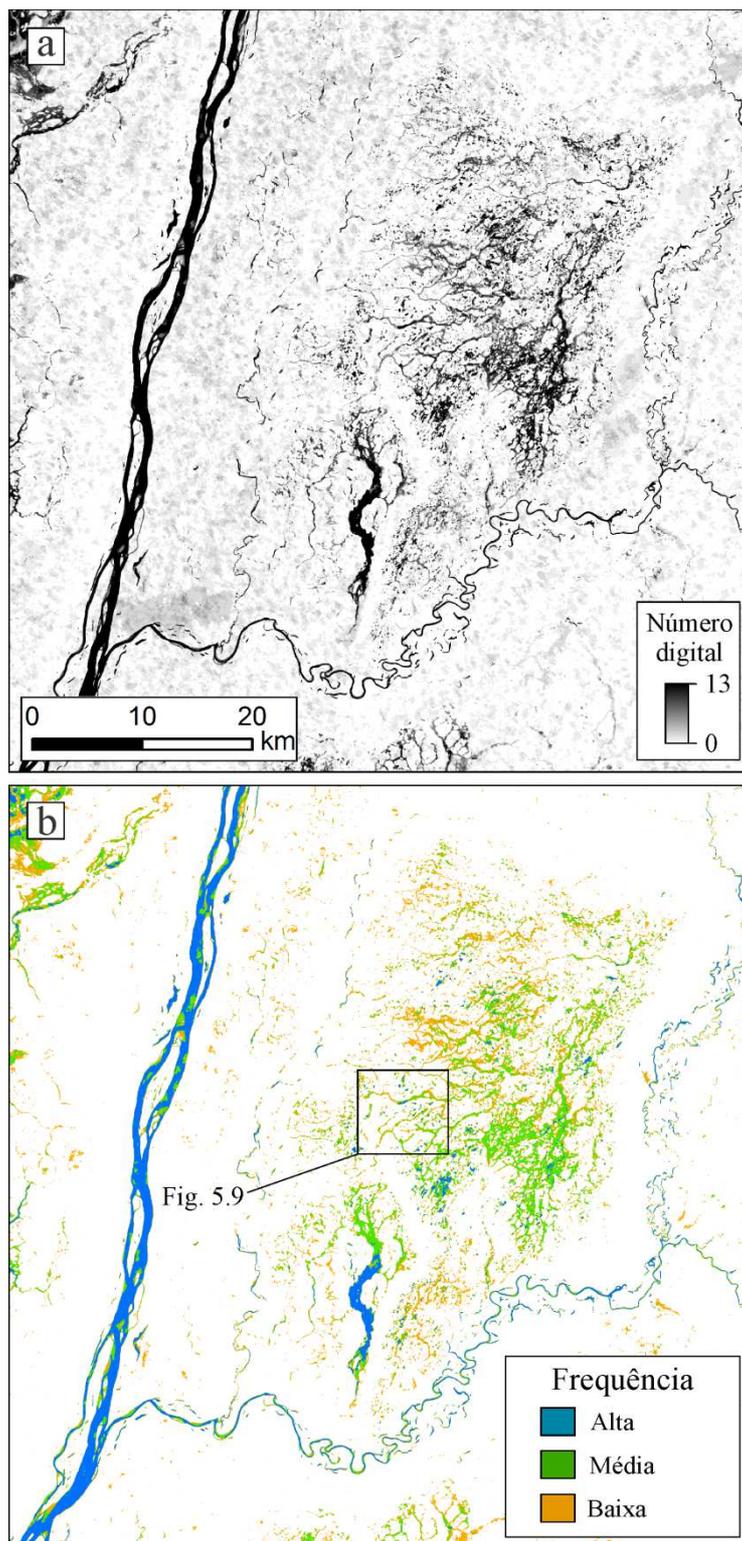


Figura 5.6 - Produto de hidroperíodo. (a) Resultado da somatória da série multitemporal classificada para água e não água. (b) Corpos de água classificados de acordo com as frequências de inundação.

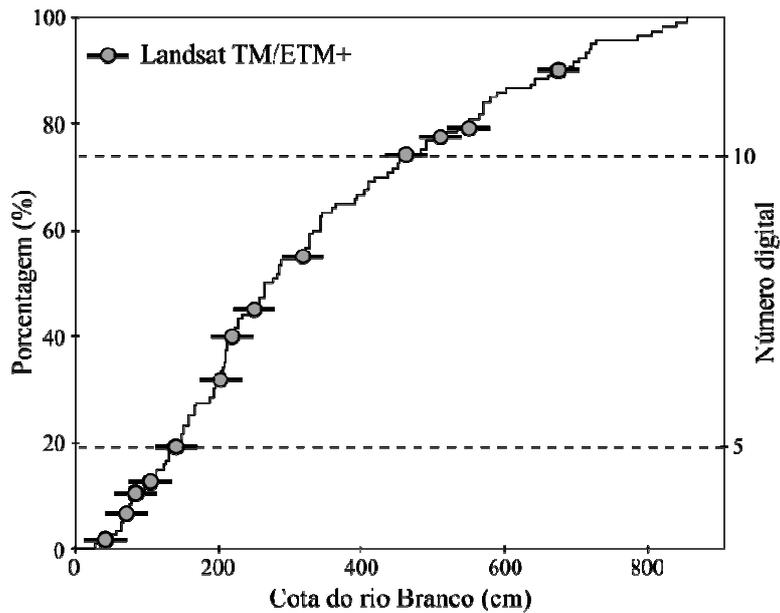


Figura 5.7 - Cota acumulada do rio Branco e sua relação com o hidropérido. A linha horizontal tracejada representa o limiar aplicado para obter as classes de drenagem.

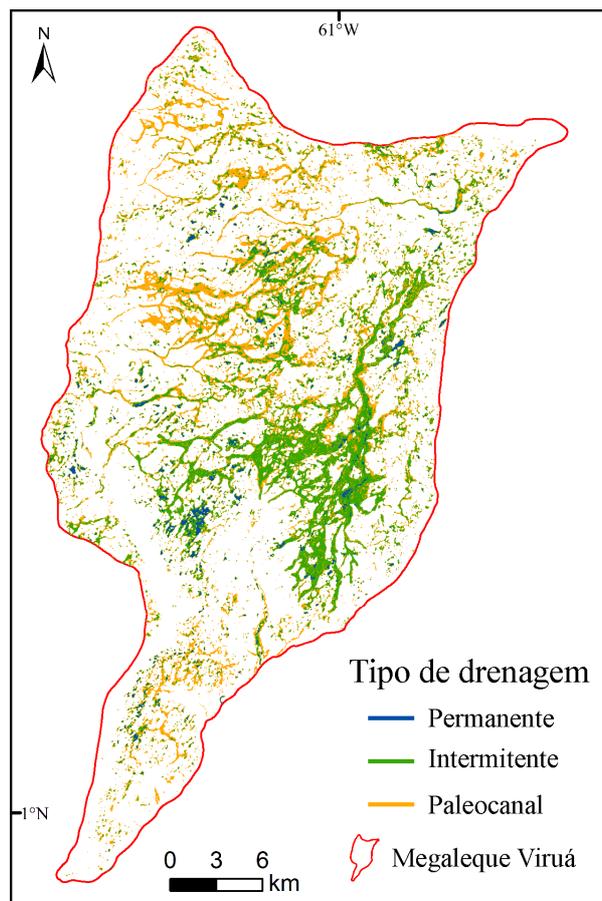


Figura 5.8 - Tipos de drenagem existente no megaleque Viruá. O limite em vermelho dos depósitos foi extraído da classificação multitemporal com as imagens PALSAR.

A comparação dos canais mapeados com os pontos visitados em campo, além da validação visual com as fotografias aéreas, assegura a validade do produto gerado (Figura 5.9). O trabalho de campo, realizado durante o estágio seco, permitiu a confirmação da existência de canais com diferentes frequências de inundação. Por exemplo, foram visitados diversos canais que apresentaram alta frequência de inundação no produto de hidroperíodo, e que possuíam água mesmo durante o pico da seca. Até mesmo corpos de água com pequena extensão (i.e.,  $\sim 6.300 \text{ m}^2$ ), incluídos na classe de alta frequência de inundações no produto hidroperíodo, foram identificados no campo como corpos de água permanente (Figura 5.9-a). De maneira geral, estas feições correspondem a lagos de pequena dimensão, que não possuem conexão com a drenagem. Por outro lado, canais com médias e baixas frequências de inundação correspondem a drenagens intermitentes ou paleocanais (Figura 5.9-b), e não possuíam água durante o período visitado. No entanto, o sobrevoo realizado durante a cheia confirmou a ocorrência de extensas áreas alagadas apenas sazonalmente (Figura 5.9-c-d). Estas regiões não puderam ser identificadas durante os pontos visitados na época seca, pela ausência de água e de feições indicativas de canal.

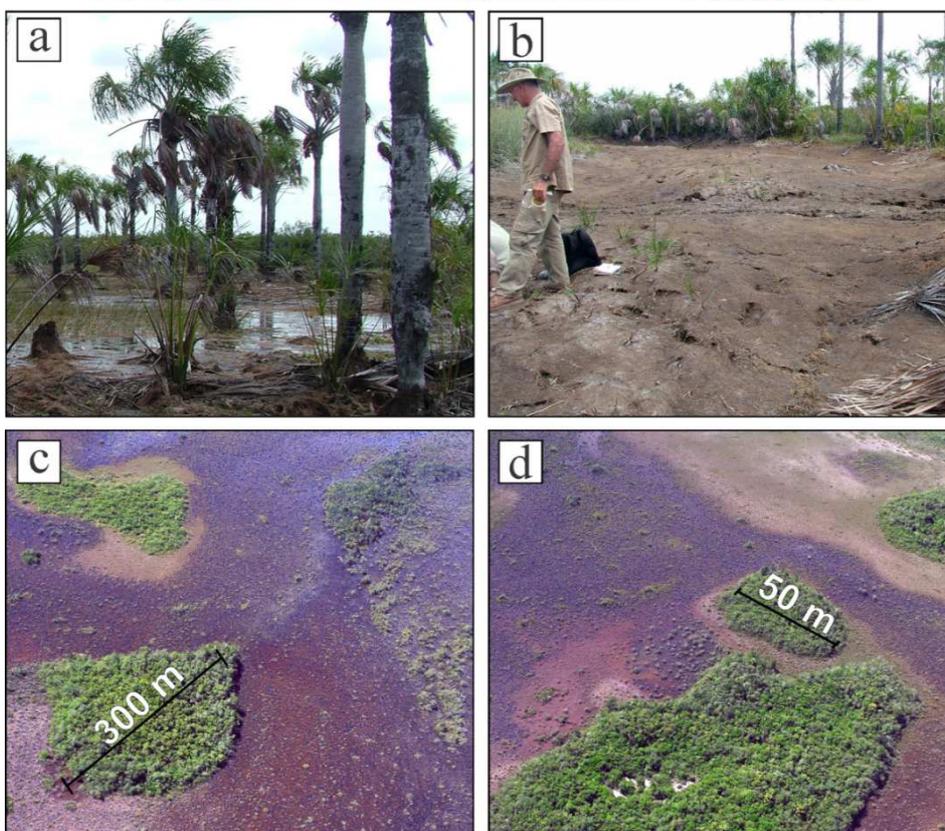
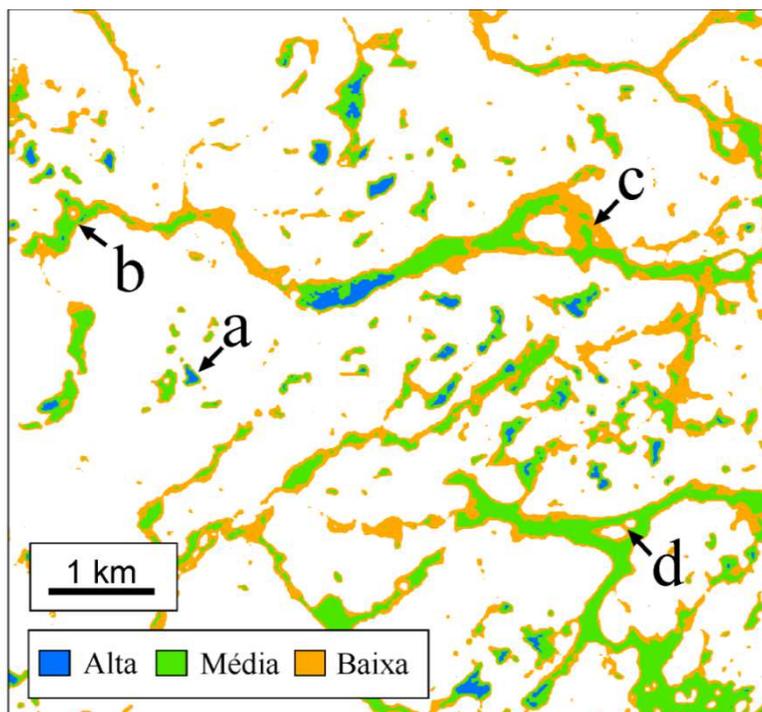


Figura 5.9 – Validação do produto de hidroperíodo, com base em pontos visitados durante campanha de campo e sobrevoo. (a) Lago de 6.300 m<sup>2</sup> visitado durante o estágio da seca (Jan 2010). (b) Canal temporário, visitado durante a seca (Jan 2010). (c-d) Fotos de sobrevoo, executado durante o estágio da cheia (Set 2007), com áreas alagadas desconfinadas.

### 5.3. Paleoambientes deposicionais

Os dados obtidos em subsuperfície mostram o predomínio de sedimentos quartzosos, classificados como areias moderadamente a bem selecionadas, com variações na granulometria de muito fina a média. Também foi constatado, embora em menor frequência, a ocorrência de areia grossa. Os 26 testemunhos coletados ao longo da área de estudo revelaram a distribuição dos sedimentos próximos à superfície e permitiram a comparação das características sedimentológicas das porções proximais (Figura 5.10), mediais (Figura 5.11) e distais (Figura 5.12) do suposto megaleque. A análise de fácies permitiu uma boa compreensão dos paleoambientes e do tipo de sistema deposicional (Tabela 5.2), fornecendo informações para analisar a dinâmica sedimentar durante seus últimos estágios evolutivos.

Tabela 5.2 – Principais características das fácies identificadas.

| Associação de fácies | Ambiente                | Litologia   | Estrutura   |
|----------------------|-------------------------|---|---|
| A                    | Canal ativo             | Areias sub-angulares, muito fina a grossa, pouco a moderadamente selecionadas | Estratificações cruzadas de médio e pequeno porte |
| B                    | Canal abandonado        | Argila, silte e silte arenoso   | Maciça e laminação plano paralela                 |
| C                    | Lobo de transbordamento | Areias muito finas a grossas, moderadamente selecionadas                      | Maciça  |
| D                    | Lago                    | Argila pura e plásica   | Laminação plano paralela                          |
| E                    | Fluxo de lama           | Matriz argilosa com grânulos e seixos angulares e sub-angulares de quartzo    | Maciça  |
| F                    | Duna                    | Areias arredondadas, finas a médias, bem selecionadas                         | Maciça  |

As associações de fácies foram reconhecidas nos testemunhos com base em suas características litológicas e texturais, bem como da distribuição vertical dos sedimentos, o que levou à sua associação a seis ambientes deposicionais, descritas a seguir.

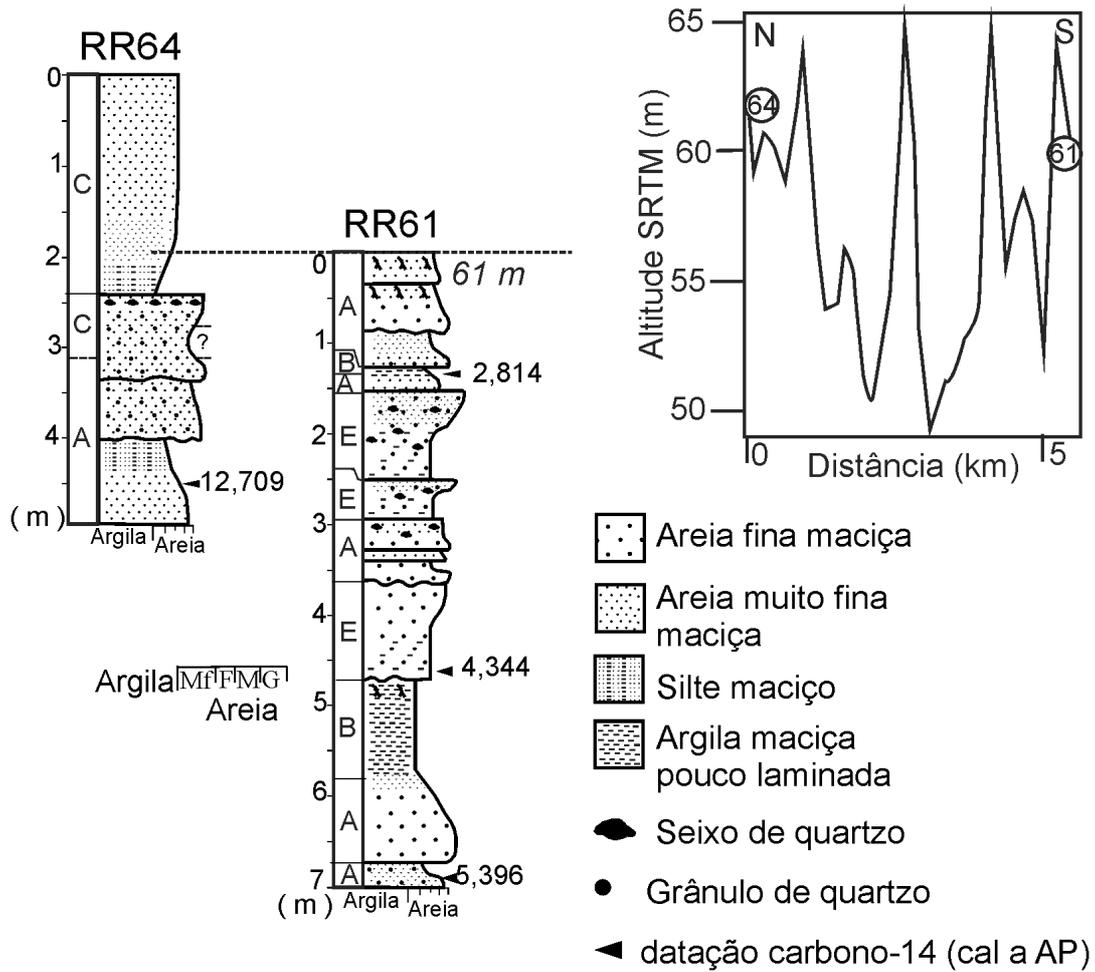


Figura 5.10 - Perfis com a distribuição das associações de fácies na região proximal do megaleque, onde: A = canal ativo; B = canal abandonado/planície; C = leque de transbordamento/lobo terminal; D = lago/lagoa; E = fluxo de lama e de detritos; F = duna eólica.

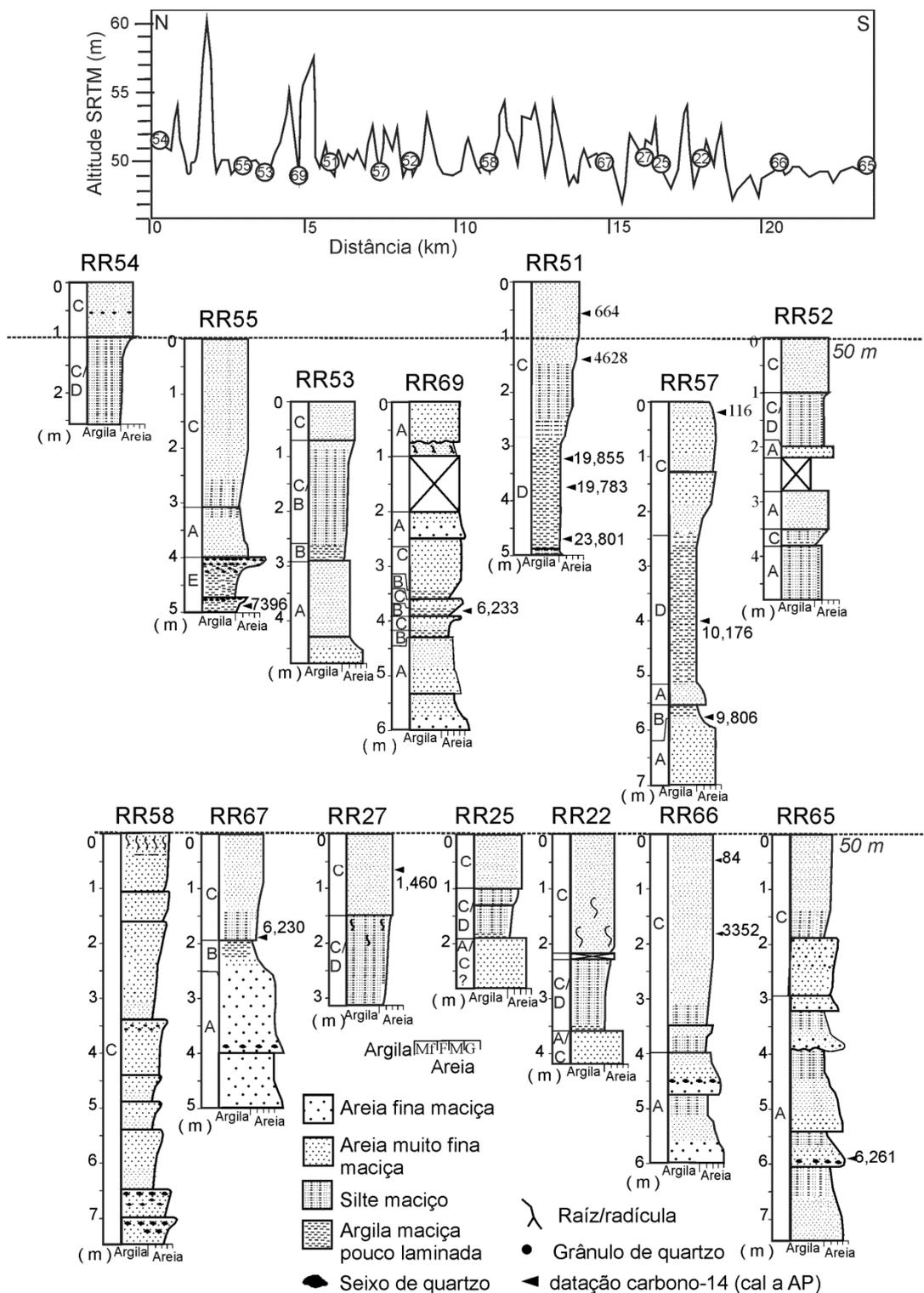


Figura 5.11 - Perfis com a distribuição das associações de fácies no transecto transversal da porção medial do megaleque, onde: A = canal ativo; B = canal abandonado/planície; C = leque de transbordamento/lobo terminal; D = lago/lagoa; E = fluxo de lama e de detritos; F = duna eólica.

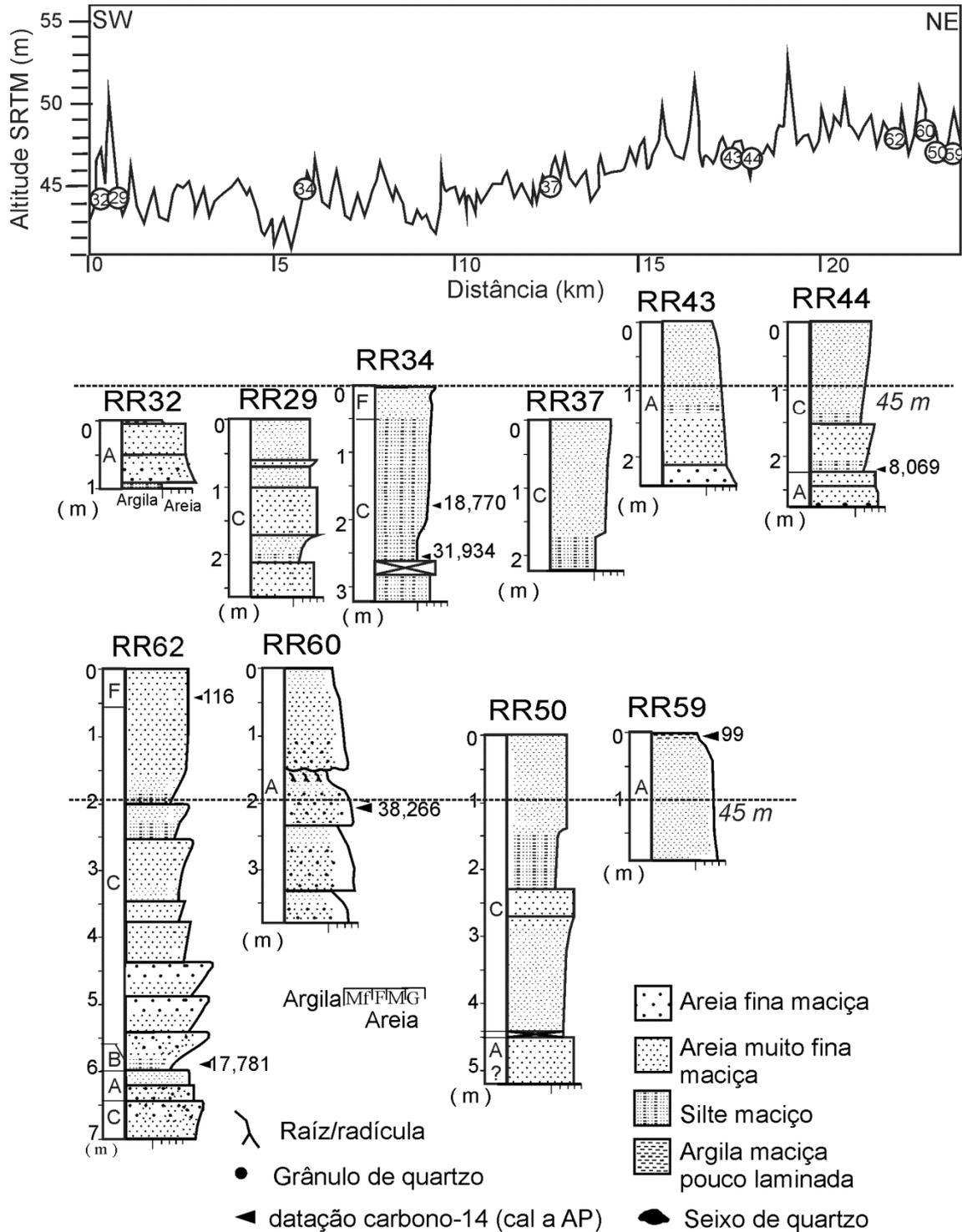


Figura 5.12 - Perfis com a distribuição das associações de fácies no transecto longitudinal da porção medial e distal do megaleque, onde: A = canal ativo; B = canal abandonado/planície; C = leque de transbordamento/lobo terminal; D = lago/lagoa; E = fluxo de lama e de detritos; F = duna eólica.

### **5.3.1. Associação de fácies A (canal ativo)**

Esta foi uma das associações de fácies mais frequentes observadas na área de estudo, comumente registrada nas porções mais inferiores dos testemunhos. Raramente este tipo de depósito foi identificado na superfície, sendo que, nestes casos, encontra-se associado com morfologias de paleocanais (p.e., RR32, RR43, RR59 a RR61), conforme aponta os produtos de sensoriamento remoto. Observa-se que esta associação ocorre preferencialmente nas zonas proximais e mediais do megaleque estudado, com registros menos expressivos na porção oeste do transecto longitudinal. As litologias da associação de fácies A consistem principalmente de areias sub-angulares, pouco a moderadamente selecionadas, com granulometria que varia de muito fina a grossa, com domínio de areias finas a médias. Grânulos subangulares de quartzo e, com menor frequência, seixos de quartzo encontram-se dispersos nestes depósitos. Não foram identificadas diferenças de granulometria quando comparadas esta associação de fácies entre as porções proximais e distais da área de estudo. No entanto, foi verificada maior ocorrência de grânulos e seixos de quartzo dispersos na zona proximal, sendo estes concentrados principalmente nas porções inferiores desta associação de fácies.

As areias são, em geral, maciças. Onde presentes, estruturas sedimentares consistem em estratificações cruzadas de médio e pequeno porte. As areias encontram-se sistematicamente organizadas em sucessões marcadas por granodecrescência ascendente de até 3 m de espessura. Estas são limitadas por bases abruptas, comumente marcadas por discontinuidades erosivas ou cobertas por camada fina de areia grossa com grânulos e seixos de quartzo dispersos. A associação de fácies A ocorre intercalada, na maioria das vezes, com a associação C, mas também pode constituir uma sucessão de até 5 ciclos amalgamados (i.e., RR65). Em alguns locais, os depósitos marcados por granodecrescência ascendente possuem nas porções superiores marcas de raízes.

A característica predominantemente arenosa dos depósitos, marcados por bases erosivas e abruptas com grânulos e seixos de quartzo, além das notáveis

sucessões granodecrescentes ascendentes, são características que em conjunto levam a relacionar a associação de fácies de A com depósitos de canais ativos. As características faciológicas são compatíveis com outros depósitos de canal descritos na literatura (ALLEN, 1982).

### **5.3.2. Associação de fácies B (canal abandonado/planície de inundação)**

Esta associação de fácies ocorre nos testemunhos localizados na porção medial do megaleque (i.e., RR51, RR53, RR57, RR62, RR67 e RR69) e em um testemunho localizado em seu ápice (i.e., RR61). É composta por depósitos muito finos de argila, silte e silte arenoso, que são maciços ou plano paralelos. Nos casos de textura silte-arenosa, é comum a ocorrência de depósitos heterolíticos lenticulares. Em casos excepcionais (i.e., RR61), a associação B pode alcançar até 1 m de espessura. Ocorre também em menor frequência na base da associação de fácies C, configurando sucessões granocrescentes ascendentes.

Estes depósitos possuem características típicas de ambientes de águas rasas onde ocorreu a deposição de partículas finas a partir de suspensões que, em ambientes continentais, pode ocorrer em planícies de inundação e várzeas (CARLING; PETTS, 1992). As sucessões granodecrescentes ascendentes formadas pela graduação de depósitos de canais ativos para esta associação são compatíveis com a atribuição da associação de fácies B a ambientes de canal abandonado e planície de inundação.

### **5.3.3. Associação de fácies C (lobo de transbordamento/lobo terminal)**

Esta é a associação de fácies mais comum ao longo de toda a extensão dos transectos analisados. A maioria dos testemunhos possui essa associação de fácies no topo, sendo dominante na porção ocidental do transecto longitudinal. Onde estes depósitos se encontram expostos à superfície, observa-se que os mesmos ocorrem em áreas de interflúvio. Semelhante à associação de fácies A, os depósitos da associação C são caracterizados por areias muito finas a grossas, maciças, subangulares e moderadamente selecionadas. Além disso, grânulos e seixos de quartzo ocorrem dispersos. Em contraste com a

associação A, neste caso eles aumentam em abundância em direção ao topo dos testemunhos. A associação C ainda diferencia-se da associação A pela base gradacional e topo abrupto, que marca o início e término dos ciclos deposicionais. No entanto, a característica mais marcante da associação C é a organização interna dos grãos, que caracteriza sucessões com aumento da granulometria em direção ao topo (granocrescência ascendente). Pacotes individuais variam de poucos cm a até 3 m de espessura. Estes depósitos ocorrem intercalados com outras associações de fácies ou são amalgamados, neste caso podendo formar intervalos com até 9 sucessões granocrescentes ascendentes (i.e., RR58). É interessante notar que em diversos testemunhos (i.e., RR22, RR25, RR53, RR55, RR57, RR58, RR64 a RR67, RR69), esta associação de fácies se sobrepõe à associação de fácies B, além de também gradarem para baixo para a associação de fácies D (i.e., ambientes lacustres, conforme apresentado a seguir),

A associação de fácies C pôde ser diferenciada dos depósitos de canal pelo aumento da granulometria em direção ao topo, que evidencia aumento de energia do fluxo ao longo do tempo. Sua gradação para baixo a depósitos de planície de inundação (associação B) e lago registra acúmulo episódico de areia em áreas alagáveis interfluviais. Com base nessas características, e levando em consideração o contexto paleoambiental proposto, a associação de fácies C é atribuída a lobos de transbordamento que progradaram sobre as planícies de inundação durante episódios de energia de fluxo maior, ou a lobos terminais formados pelo desconfinamento do fluxo de canais.

#### **5.3.4. Associação de fácies D (lago)**

A associação de fácies D consiste nos sedimentos mais finos identificados na área de estudo, que incluem depósitos de argila pura e plástica, maciça ou com laminação plano-paralela. Esta associação é similar à fácies B, no entanto possui espessura consideravelmente maior (i.e., > 2,5 m) e natureza essencialmente argilosa. Sua ocorrência foi registrada em apenas dois testemunhos (i.e., RR51 e RR57), localizados na porção norte do transecto longitudinal. No testemunho RR51, a base desta associação não pode ser

atingida; já no RR57 esta associação grada para baixo para a associação A e para cima para a associação C, configurando granodecrescência e granocrescência ascendentes, respectivamente.

As características desta fácies indicam predomínio de deposição de argila a partir de suspensões, denotando ambientes de baixa energia. Neste sentido, a presente associação é similar à associação B. No entanto, a individualização desta fácies D justifica-se pela espessura dos depósitos e predominância de argila pura. Assim, este tipo de depósito é associado com a presença de bacias internas, mais propensas ao acúmulo de litologia argilosa a partir de suspensões, provavelmente registrando áreas de maior alagamento correspondentes a lagos.

#### **5.3.5. Associação de fácies E (fluxo de lama e de detritos)**

A principal característica litológica desta associação é a matriz argilosa maciça com a presença de grânulos e seixos angulares e subangulares de quartzo de até 3 cm de comprimento. A frequência destes fragmentos aumenta em direção ao topo dos testemunhos, onde eles também podem estar associados com areias de granulometria média a muito grossa, resultando em gradações inversas.

A associação de fácies E é restrita a dois testemunhos, sendo um localizado no ápice do megaleque (RR61) e outro na porção norte do transecto transversal (RR55), muito próximo da margem do sistema deposicional. Esta associação ocorre em três pacotes sedimentares, com 0,5 m de espessura cada, que se sobrepõem de maneira abrupta à associação A e possuem gradação para a associação D, formando ciclos com granocrescência ascendente. No testemunho RR55, esta associação forma duas sucessões com até 2 m de espessura. Destaca-se que este tipo de depósito ocorre somente a 1 km de distância do embasamento cristalino do Escudo das Guianas, possível fonte dos sedimentos.

A localização e as características sedimentológicas destes depósitos mostram sua associação com eventos deposicionais rápidos. Apesar da abundância de

argila, o aumento expressivo do tamanho dos grânulos e seixos de quartzo para o topo denota aumento da energia de fluxo no tempo. Os depósitos lamosos misturados com grânulos e seixos de quartzo na porção proximal do suposto megaleque é provavelmente o registro de fluxos de lama e de detritos formados pela ação da gravidade em porções de talude deposicional suave.

### **5.3.6. Associação de fácies F (duna eólica)**

Estes depósitos são formados por areias quartzosas limpas, arredondadas e bem selecionadas, com granulometria que varia fina a média. Essas areias são maciças, sendo observadas nas porções superiores dos testemunhos RR34 e RR62. Sua distinção de outras fácies arenosas foi baseada na morfologia superficial de dunas existentes na superfície (Figura 5.13-a). Imagens de sensoriamento remoto sugerem que estes depósitos configuram dunas parabólicas típicas (Figura 5.13-b), parcialmente ou totalmente cobertas por vegetação (Figura 5.13-c). Estas feições estão orientadas na direção NE-SW, paralelas à direção principal dos ventos atuais.

As areias limpas, bem selecionadas e arredondadas da associação de fácies F indicam sedimentação eólica. As características desta fácies são distintas das demais associações de areia existentes no megaleque, por possuírem grãos mais arredondados e de melhor seleção granulométrica. No entanto, o elemento chave para a associação destes depósitos a dunas eólicas foi sua ocorrência em áreas com morfologias de dunas parabólicas paralelas à direção principal dos ventos atuais.

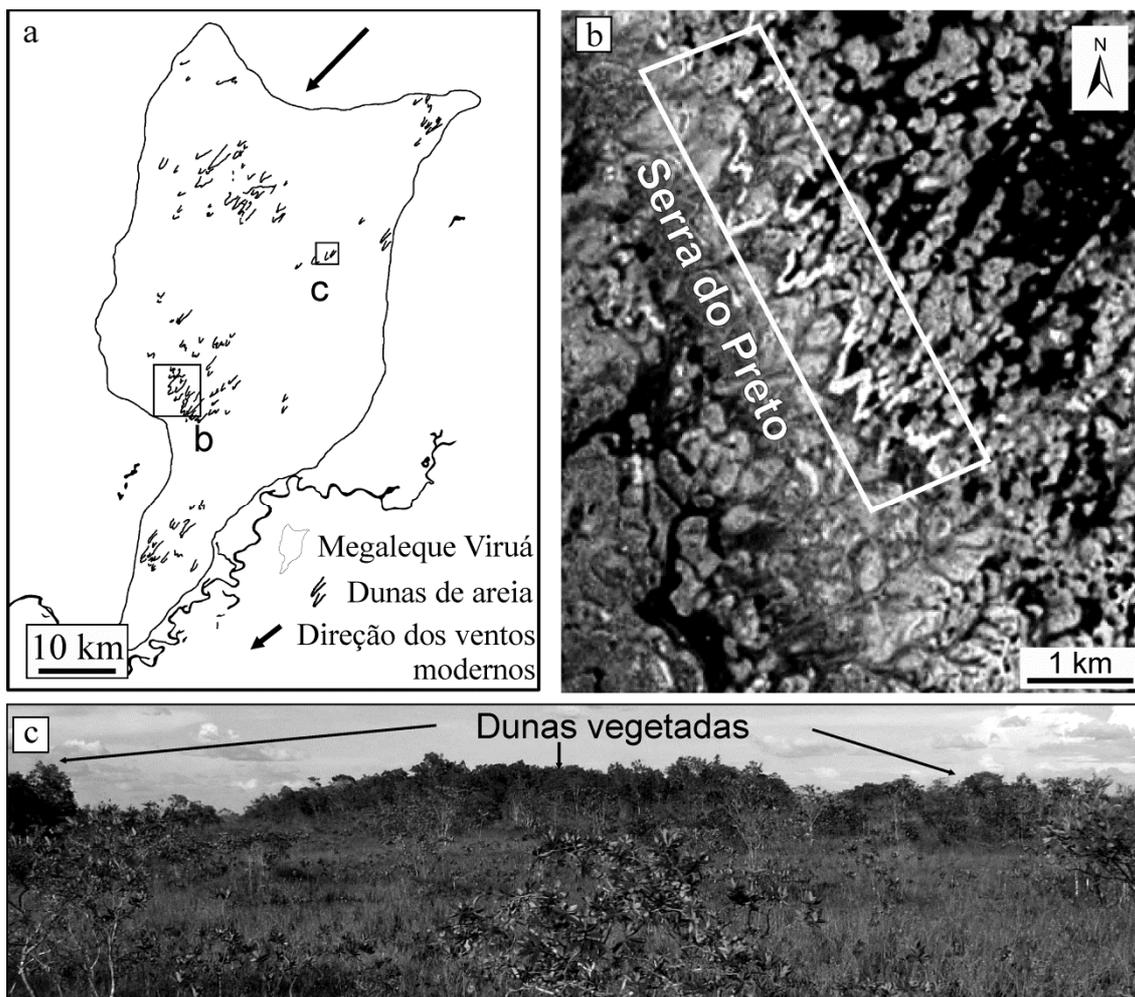


Figura 5.13 - Dunas no megaleque Viruá. (a) Mapeadas a partir de dados de sensoriamento remoto. (b) Imagem TM5/Landsat-5 com destaque para campo de dunas parabólicas próxima à Serra do Preto na finalização do megaleque. (c) Foto de campo de dunas vegetadas. Figuras (b) e (c) estão localizadas na figura (a).

#### 5.4. Cronologia dos depósitos

A cronologia dos depósitos foi baseada em 27 datações de carbono-14 (Tabela 5.3; Figuras 5.10 a 5.12). As idades mais antigas (38.266 e 31.934 cal a AP) foram registradas nos testemunhos RR60 e RR34, respectivamente. Outras 6 idades do Pleistoceno Tardio, entre 23.801 e 12.709 cal a BP, foram registradas na área de estudo. As idades restantes variam de 10.176 cal a BP até o presente.

Tabela 5.3 - Datações carbono-14 obtidas pelo método AMS para a área de estudo.

| <b>Código do laboratório</b> | <b>Nome da amostra</b> | <b>Profundidade (m)</b> | <b><math>\delta^{13}\text{C}</math> (‰)</b> | <b>Idade (<math>^{14}\text{C}</math> a BP)</b> | <b>Erro</b> | <b>Idade média calibrada (cal a BP)</b> |
|------------------------------|------------------------|-------------------------|---|--|-------------|---|
| AA89119                      | RR27.61                | 0,65                    | -28,7                                       | 1.572  | 37          | 1.460                                   |
| BETA296247                   | RR34.18                | 1,75                    | -26,2                                       | 15.590   | 60          | 18.760                                  |
| AA89118                      | RR34.22                | 2,55                    | -25,6                                       | 27.600   | 280         | 31.934                                  |
| BETA296248                   | RR44.21                | 2,15                    | -24,6                                       | 7.250  | 40          | 8.081                                   |
| BETA275717                   | RR51.13                | 1,35                    | -22,7                                       | 4120   | 40          | 4.628                                   |
| BETA288712                   | RR51.26                | 3,15                    | -26,3                                       | 16.680   | 80          | 19.855                                  |
| BETA288713                   | RR51.30                | 3,55                    | -27,3                                       | 16.630   | 70          | 19.783                                  |
| BETA275718                   | RR51.39                | 4,45                    | -29,4                                       | 19.910   | 110         | 23.801                                  |
| AA89117                      | RR51.5                 | 0,45                    | -23,7                                       | 703  | 35          | 664                                     |
| BETA296249                   | RR55.5                 | 4,90                    | -23,5                                       | 6.470  | 40          | 7.396                                   |
| BETA296250                   | RR57.1                 | 0,15                    | -23,9                                       | 108  | 0.4         | 116                                     |
| BETA296251                   | RR57.4                 | 4,00                    | -26,1                                       | 8.980  | 50          | 10.176                                  |
| BETA296252                   | RR57.5                 | 5,75                    | -25,6                                       | 8.790  | 50          | 9.777                                   |
| BETA296243                   | RR59.1                 | 0,05                    | -25,6                                       | 110,9  | 0,4         | 90                                      |
| BETA296254                   | RR60.2                 | 2,10                    | -26,2                                       | 32.680   | 250         | 37.369                                  |
| BETA296255                   | RR61.3                 | 1,40                    | -30,9                                       | 2.710  | 40          | 2.814                                   |
| BETA296256                   | RR61.7                 | 4,60                    | -25,2                                       | 3.930  | 40          | 4.344                                   |
| BETA296257                   | RR61.9                 | 7,00                    | -25,3                                       | 4.680  | 40          | 5.396                                   |
| BETA309792                   | RR62.1                 | 0,35                    | -27,6                                       | 106.3  | 0.4         | 116                                     |
| BETA309793                   | RR62.4                 | 5,95                    | -26   | 14.620   | 60          | 17.781                                  |
| BETA296258                   | RR63.3                 | 1,45                    | -25,9                                       | 6.260  | 40          | 7.211                                   |
| BETA309796                   | RR64.3                 | 4,50                    | -25,6                                       | 10.780   | 50          | 12.690                                  |
| BETA296259                   | RR65.3                 | 5,95                    | -23,7                                       | 5.500  | 40          | 6.333                                   |
| BETA309794                   | RR66.1                 | 0,40                    | -27,7                                       | 60   | 30          | 84                                      |
| BETA309795                   | RR66.2                 | 1,90                    | -22,5                                       | 3.170  | 40          | 3.401                                   |
| BETA296260                   | RR67.2                 | 1,95                    | -25,1                                       | 5.390  | 40          | 6.230                                   |
| BETA296261                   | RR69.2                 | 3,85                    | -25,1                                       | 5.400  | 40          | 6.233                                   |

É importante destacar que diferentes idades foram registradas em profundidades semelhantes. Observa-se que este fato ocorreu mesmo em testemunhos localizados relativamente próximos e em mesmas associações de fácies. Por exemplo, apesar dos testemunhos RR51 e RR57 estarem distantes apenas 2 km, a associação de fácies D identificada em ambos não é contemporânea. Isto indica que o desenvolvimento de ambientes favoráveis à sedimentação de granulometrias finas variou no espaço e no tempo. Nestes testemunhos, a associação D é a mais antiga dentre as observadas na porção medial do transecto transversal, provavelmente devido ao desenvolvimento de lagos ao longo do tempo.

#### **5.5. Distribuição espacial e caracterização das formações florestais modernas**

O mapeamento das formações florestais revelou que este tipo de fitofisionomia ocorre isolado em pequenos fragmentos e segue o padrão típico de ilhas de floresta (Figura 5.14-a), as quais estão distribuídas de maneira não uniforme ao longo da área de estudo (Figura 5.14-b). A vegetação aberta de campinarana domina grande parte da área de estudo e coincide com a extensão superficial do possível megaleque analisado.

Um total de 842 feições associadas a ilhas de floresta foram identificadas, com extensões superficiais que variam de 1.903 m<sup>2</sup> a 101.000 m<sup>2</sup>. A vegetação dominante nas ilhas de floresta é composta por Campinarana Florestada. Esta fitofisionomia possui transição difusa para a vegetação aberta, a qual é formada por Campinarana Gramínea e Arbustiva. Observações de campo sugerem que muitas das feições de ilhas de floresta mapeadas possuem microtopografia diferenciada, com até 1,5 m mais elevadas que as áreas planas circundantes.

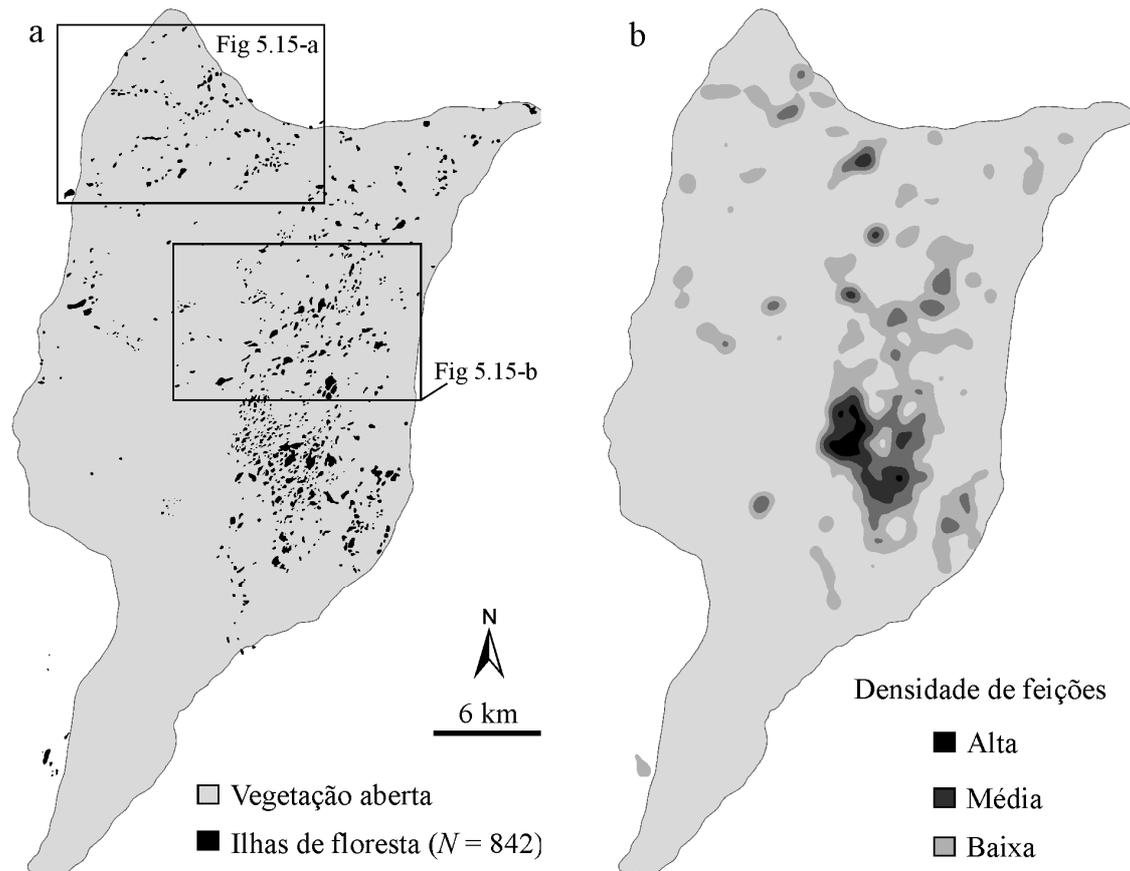


Figura 5.14 - Feições florestais que ocorrem com padrão de “ilhas” na área estudada. (a) Ilhas de floresta mapeadas. (b) Densidade das feições mapeadas. Os limites da vegetação aberta coincidem com a morfologia residual do megaleque estudado.

É importante destacar que as ilhas de floresta possuem distribuição espacial não aleatória, e em alguns casos formam cordões alinhados de baixa sinuosidade (Figura 5.15). Outro padrão observado é a prevalência de maior densidade das ilhas de floresta na porção central da área de estudo. O cruzamento destes dados com os resultados apresentados na seção anterior mostra que a localização dos fragmentos florestais mapeados está relacionada com os planos de informação de drenagem e paleocanais (Figura 5.16).

Com relação ao inventário florestal (GRIBEL et al., 2009), um total de 3.148 árvores foram analisadas, representando 225 espécies que estão distribuídas em 53 famílias. Considerando as ilhas de floresta e vegetação densa do entorno, as 10 famílias com maior número de espécie foram Vochysiaceae ( $N=363$ ), Lauraceae ( $N=260$ ), Chrysobalanaceae ( $N=257$ ), Rubiaceae ( $N=235$ ),

Clusiaceae ( $N=199$ ), Humiriaceae ( $N=187$ ), Burseraceae (151), Apocynaceae ( $N=147$ ), Annonaceae ( $N=145$ ) e Mytaceae ( $N=131$ ).

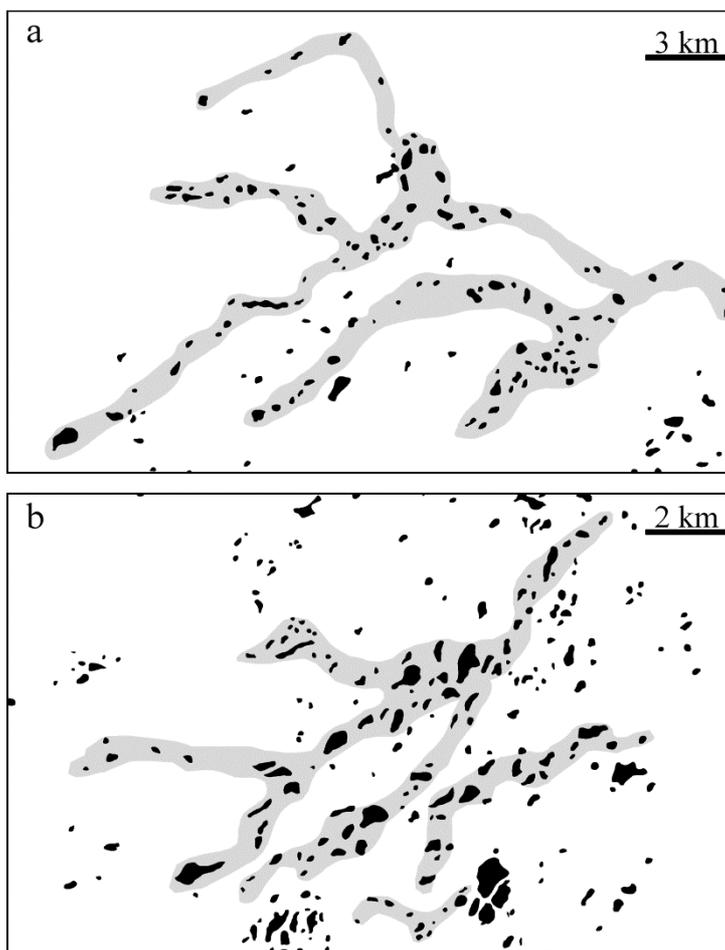


Figura 5.15 - Distribuição espacial das ilhas de floresta. (a) Feições mapeadas formam cordões sinuosos, com geometria semelhante a dos canais distributários. (b) Ilhas de floresta de maior dimensão também ocorrem distribuídas em um padrão alinhado e pouco sinuoso. Formas em cinza claro foram desenhadas manualmente para ressaltar este tipo de geometria. Ver localização na Figura 5.14-a.

A somatória das espécies pertencentes às 10 famílias de maior representatividade compõe 68,9% das árvores registradas no inventário (Figura 5.17). Mesmo com a pequena distância máxima entre os pontos inventariados de apenas 7 km, o número absoluto de espécies é consideravelmente menor nas ilhas de floresta. O ponto de Campinarana Florestada que ocorre na área de entorno (P2) possui 91 tipos de espécies, ao passo que foi identificado um total de 62 espécies na ilha de floresta (P3) amostrada por Gribel et al. (2009).

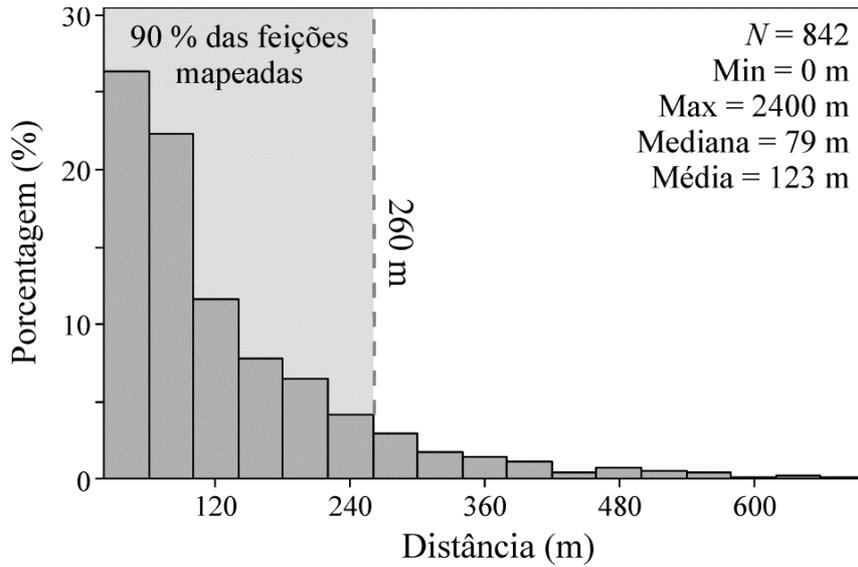


Figura 5.16 - Distância das ilhas de floresta em relação à drenagem moderna, paleocanais e corpos de água. Observa-se que 90 % das feições mapeadas possuem proximidade de até 260 m dos elementos do sistema fluvial.

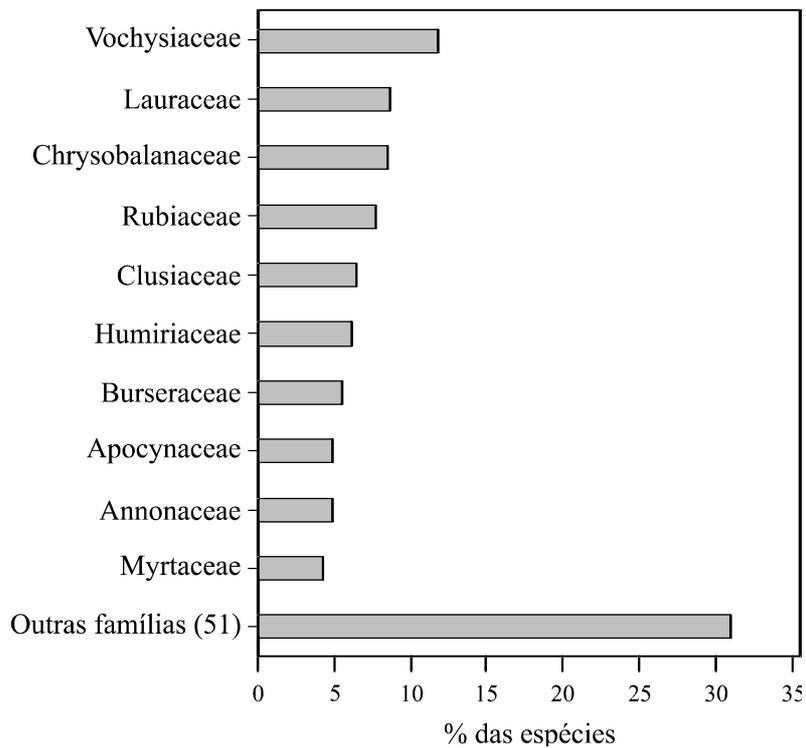


Figura 5.17 - Porcentagem total de espécies por família.

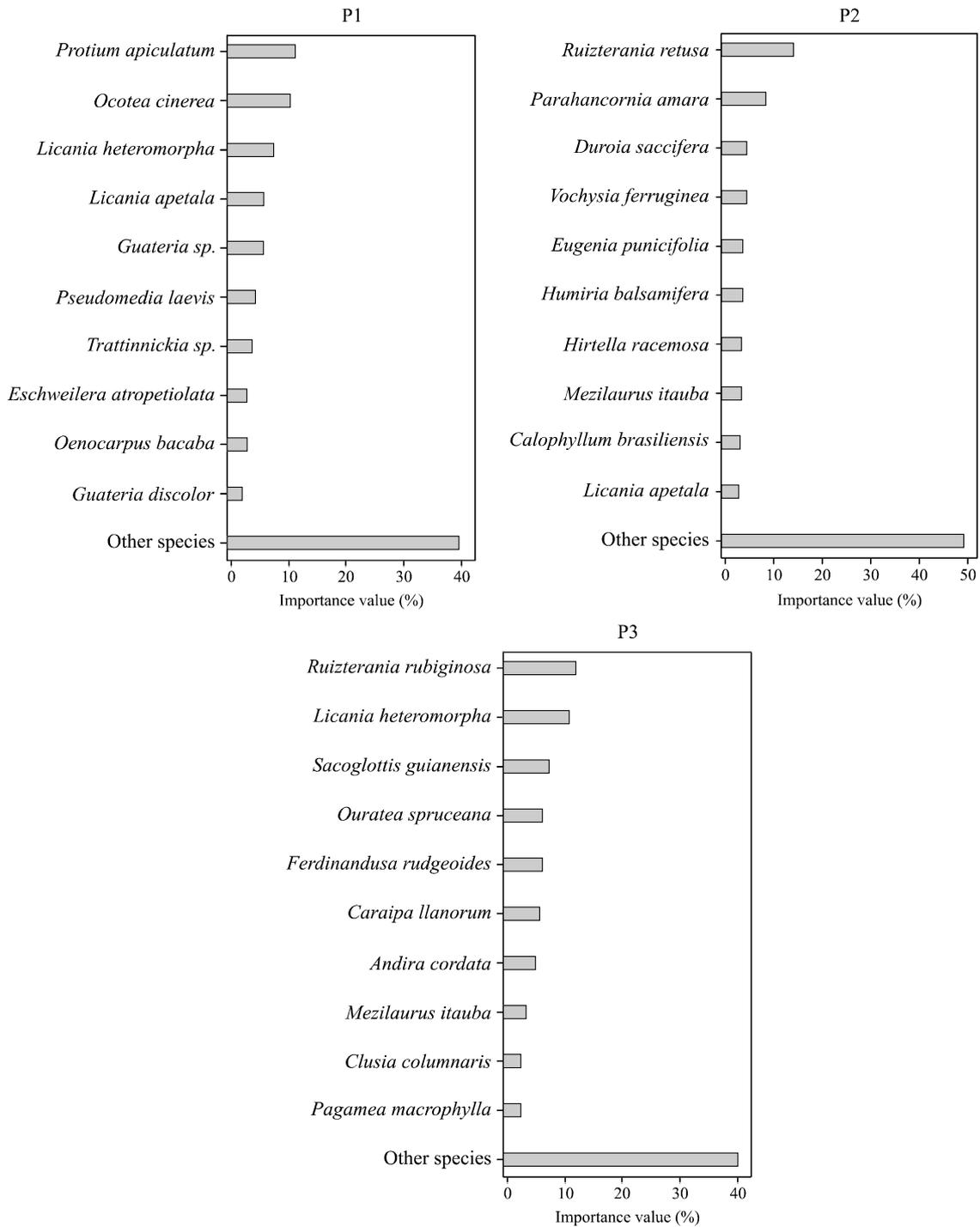


Figura 5.18 - Espécies de maior ocorrência nos pontos do inventário analisado.

A distribuição das 10 espécies de maior ocorrência mostra o predomínio de indivíduos distintos entre os três pontos do inventário analisado (Figura 5.18). Observa-se que nas áreas florestadas do entorno, a vegetação de Floresta Ombrófila (P1) e Campinarana Florestada (P2) possui apenas uma espécie em comum dentre as 10 de maior ocorrência. Este contraste florístico também

ocorre com o ponto de Campinarana Florestada da área de estudo (P3), que possui apenas uma espécie em comum com P2 e P3. Quando todos os indivíduos são analisados, a proporção de espécies comuns entre P2 e P3 aumenta para 14.9%. Os pontos P1 e P2 possuem apenas duas espécies em comum (Figura 5.19-a). As demais são exclusivas do ponto localizado na Floresta Ombrófila (P1, 47.3%), Campinarana Florestada do entorno (P2, 26.5%) e Campinarana Florestada que compõe as ilhas de floresta (P3, 14%). No entanto, desconsiderando a ocorrência de espécies raras (i.e., com menos de três indivíduos identificados), a proporção de espécies exclusivas diminui para 29.5% em P1, 22.1% em P2 e 16.8% em P3. Nesta mesma análise, o total de espécies em comum entre P2 e P3 aumenta consideravelmente para 36.1% (Figura 5.19-b).

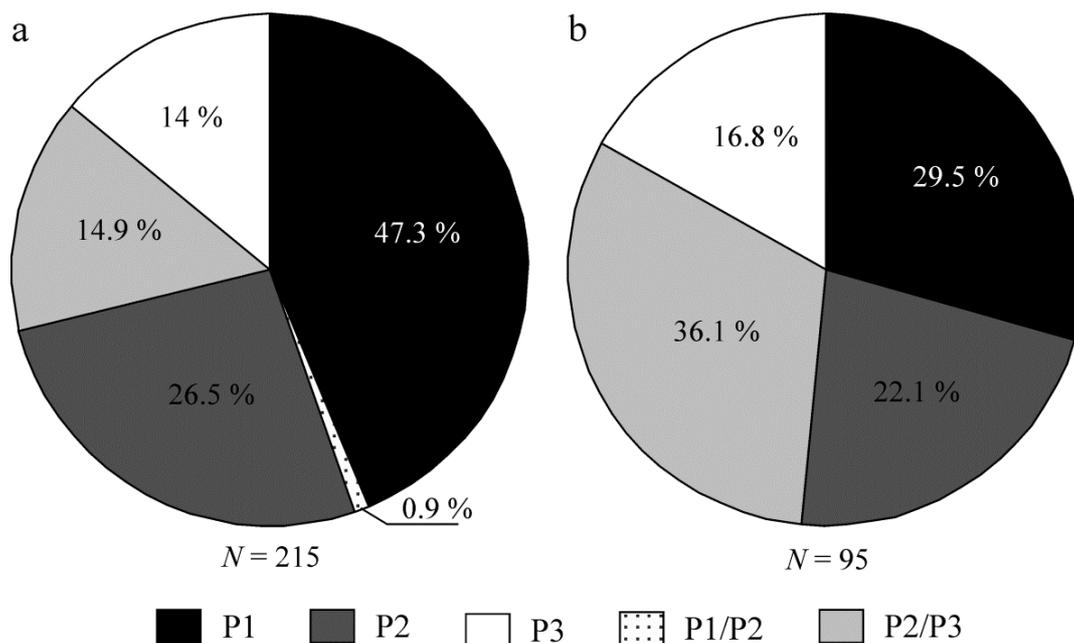


Figura 5.19 - Distribuição das espécies para os pontos inventariados. (a) Representação considerando o número total de espécies. (b) Representação considerando apenas as espécies não raras.

Para a representatividade dos resultados, a característica morfológica de diâmetro na altura do peito (DAP) foi analisada somente para espécies com número de ocorrência superior a 5 indivíduos. Os resultados indicam que o parâmetro de DAP varia entre os pontos do inventário florestal analisado

(Figura 5.20). Observa-se que a maior média foi registrada no P1 (19,55 cm), que reflete o maior volume de biomassa da Floresta Ombrófila em relação às demais formações florestais analisadas. Conforme ressalta a Figura 5.20, foi identificada uma diferença menos pronunciada entre as florestas de Campinarana. As espécies registradas em P2 apresentaram DAP ligeiramente superior (9,66 cm) às espécies existentes em P3 (8,18 cm).

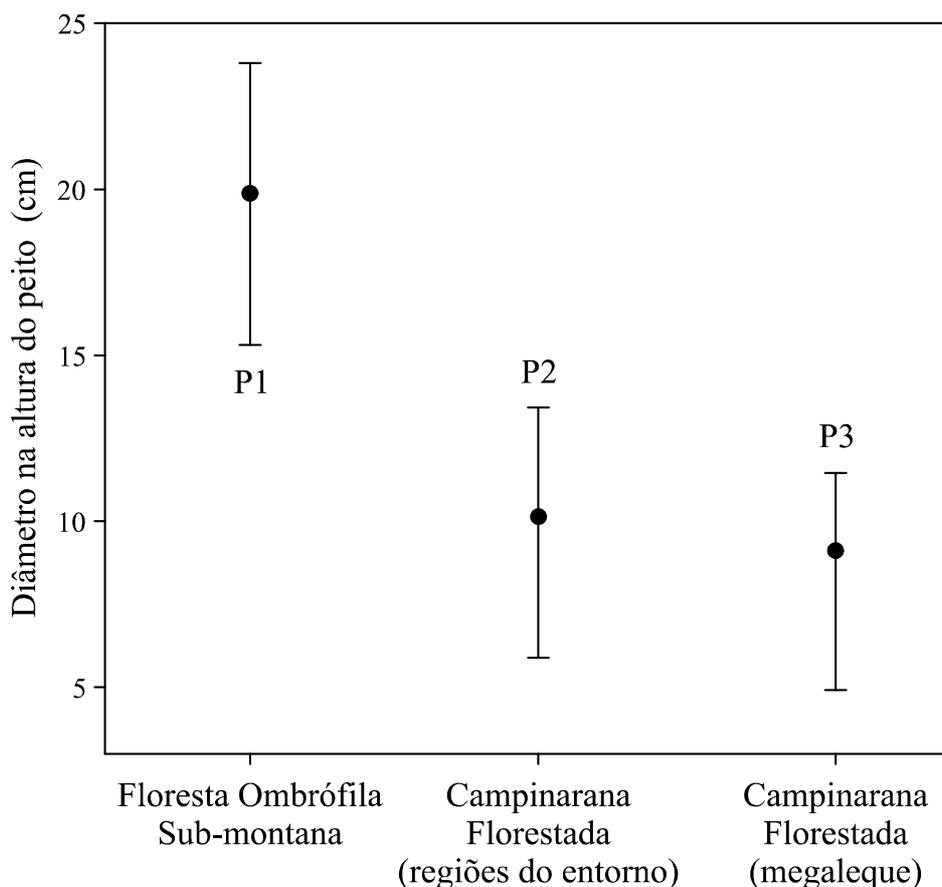


Figura 5.20 - Variação do DAP para os pontos analisados. Os círculos pretos representam o valor médio e as barras o desvio padrão. Foram consideradas somente espécies com mais de 5 indivíduos.

### 5.6. Distribuição temporal da vegetação com base em $\delta^{13}\text{C}$ e C/N

A reconstituição da paleoflora baseou-se na análise de  $\delta^{13}\text{C}$  e, quando possível, C/N de 9 testemunhos (ver localização na figura 4.11), que registram sedimentos formados entre 23.801 cal a AP a 660 cal a AP (Tabela 5.3). Idades pleistocênicas tardias foram registradas apenas na metade inferior do

testemunho RR51-E (i.e., entre 19.783 - 23.801 cal a AP), e na parte inferior do testemunho RR62-F (i.e., 17.781 cal a AP). Acima destas profundidades, bem como nas demais amostras coletadas, os sedimentos apresentaram somente idades holocênicas (i.e., < 11.000 a AP). O testemunho RR57-E é o único que possui idades holocênicas superiores, enquanto os demais possuem idades que variam entre o Holoceno médio e tardio. Observa-se que, de maneira geral, as idades variam de forma consistente em função da profundidade. Duas inversões (i.e., amostra antiga posicionada acima de uma amostra mais jovem) ocorreram nos testemunhos RR51-E e RR57-E. O primeiro exibe 18.855 e 19.783 cal a AP a 3,15 m e 3,55 m de profundidade, respectivamente, enquanto que o segundo registra 10.176 e 9.806 cal a AP a 4,00 m e 5,75 m de profundidade, respectivamente. No entanto, a localização destas amostras nos testemunhos é relativamente próxima, o que sugere alta taxa de sedimentação em ambos os locais nos períodos registrados.

Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  variam em torno de -32,2 a -19,6‰, mas com aproximadamente 60% dos valores mais leves que -26,5 ‰ (Figura 5.21 – 5.23). Estes dados estão em conformidade com os intervalos identificados para vegetação florestal em áreas amazônicas (PESSENDA et al., 2001), bem como em outras regiões tropicais do mundo (BOUTTON et al., 1998). Observa-se que a frequência de valores enriquecidos possui a tendência de geral de aumentar em direção ao topo dos testemunhos, exceto nas áreas atualmente dominadas por florestas (i.e., RR61-F, RR62-F e RR66-F).

As curvas de  $\delta^{13}\text{C}$  derivadas de áreas de vegetação aberta exibem os valores mais enriquecidos (Figura 5.21). O testemunho RR67-A, extraído da região central do megaleque, ilustra bem este padrão, com valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -27,1 e -20,7 ‰. Já os testemunhos RR69-A e RR55-A foram coletados em locais mais próximos do limite do megaleque, sendo o último relativamente próximo das áreas de floresta de seu entorno. Observa-se que os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  refletem sua localização, com variações de -28,5 a -19,6 ‰ (média de -26,1 ‰) no testemunho RR69-A, e -28,3 a -21,3 ‰ (média de -26,7 ‰) no testemunho RR55-A. Destaca-se que os testemunhos RR67-A e RR69-A apresentam

mudanças para valores isotópicos mais pesados apenas nos últimos 0,1 e 0,3 m, respectivamente. Com exceção destes incrementos com a profundidade, 14% dos valores de RR67-A e 59% dos valores de RR69-A, as amostras restantes apresentaram  $\delta^{13}\text{C}$  mais leves que  $-26,5 \text{ ‰}$ , com enriquecimento progressivo após o Holoceno médio (i.e., 3,4-2,9 m de profundidade).

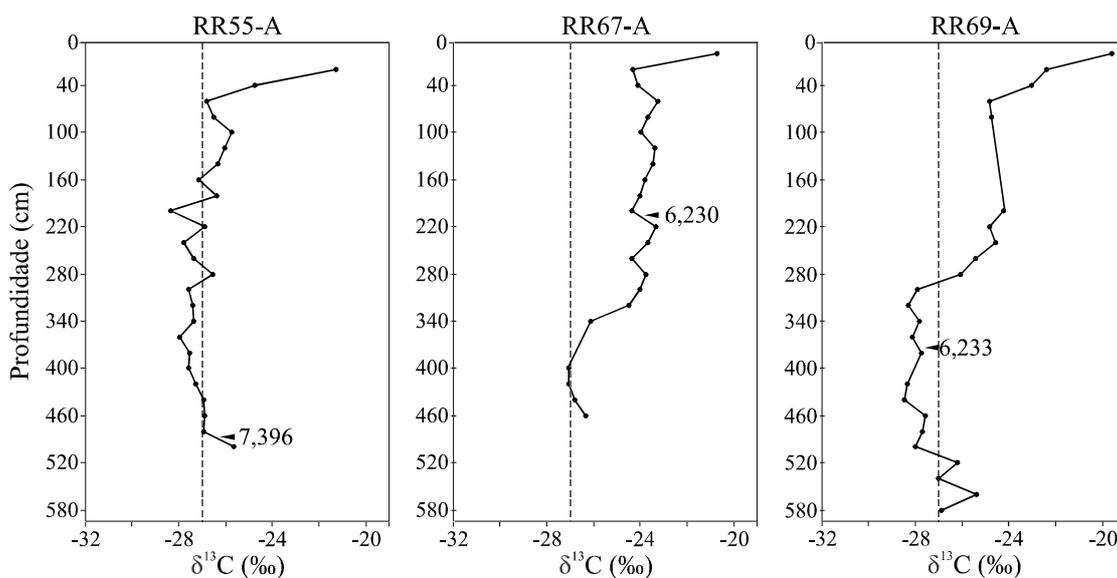


Figura 5.21 - Distribuição dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  nas áreas de vegetação aberta. A linha tracejada vertical cinza representa o valor médio ( $-26,5 \text{ ‰}$ ) de plantas C3. Ver localização dos testemunhos na Figura 4.11.

Os dados derivados de áreas com domínio de floresta apresentam os valores mais leves de  $\delta^{13}\text{C}$  (Figura 5.22). Considerando os três testemunhos da Figura 5.22, os valores mais negativos ocorrem em RR61-F ( $-32,2$  a  $-27,3 \text{ ‰}$ ; média de  $-29,0 \text{ ‰}$ ), sendo este o único extraído de uma região dominada por floresta fora da área de influência do megaleque. Todas as amostras localizadas neste ponto apresentaram valores inferiores a  $-26,5 \text{ ‰}$ . Os outros dois testemunhos são provenientes de ilhas de floresta localizadas dentro do megaleque. Observa-se que o testemunho RR66-F foi extraído de uma área mais marginal que o testemunho RR62-F. Isto reflete nos valores médios de  $\delta^{13}\text{C}$ , que são  $-27,3 \text{ ‰}$  e  $-26,7 \text{ ‰}$  para os testemunhos RR66-F e RR62-F, respectivamente. A comparação entre estes dois testemunhos mostra que 100% das amostras extraídas da porção mais marginal do megaleque (i.e., RR66-F) são mais leves que  $-26,5 \text{ ‰}$ , mas apenas 3% são mais leves que  $-28 \text{ ‰}$ . Já no testemunho

RR62-F, 56% dos valores são mais leves que 26.5‰, com apenas duas amostras da porção superior (i.e., 0,5 a 0,3 m) mais leves que -28‰. Destaca-se que estes dois testemunhos exibem curvas com inflexões semelhantes, caracterizadas por valores mais leves próximo da superfície. Este fato não é observado no testemunho RR61-F, o qual foi extraído de uma área externa ao megaleque Viruá.

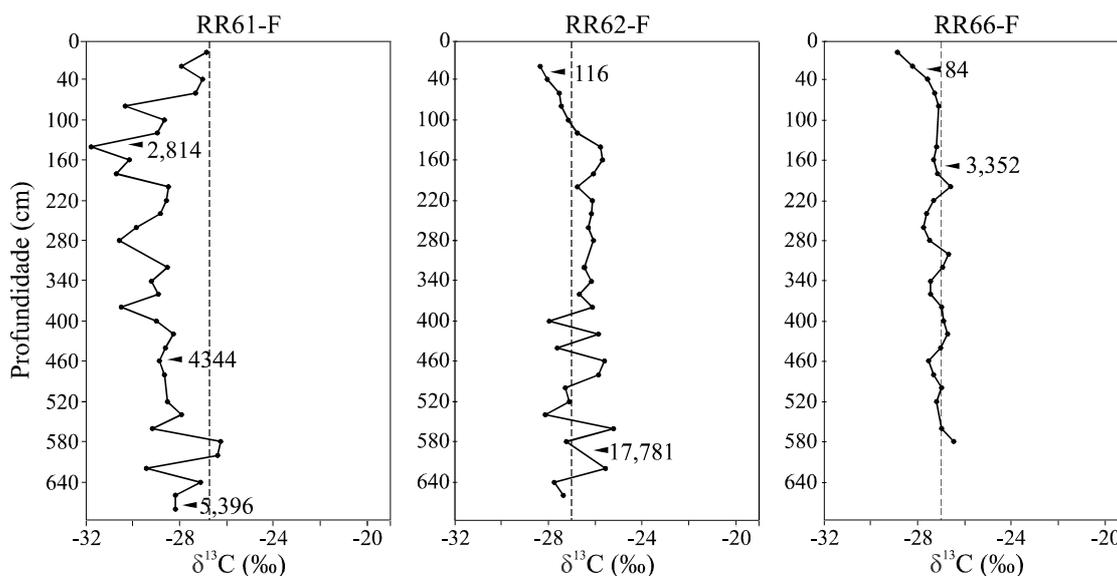


Figura 5.22 - Distribuição dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  nas áreas de floresta. A linha tracejada vertical cinza representa o valor médio (-26,5 ‰) de plantas C3. Ver localização dos testemunhos na Figura 4.11.

Os testemunhos das áreas de ecótono foram extraídos das regiões centrais do megaleque. Estes apresentaram valores intermediários entre os verificados para áreas de floresta e vegetação aberta, com variações de -28,2 a -20,6 ‰ em RR51-E, -28,0 a -24,6 ‰ em RR57-E, e -27,4 a -23,7 ‰ em RR58-E (Figura 5.23). O testemunho RR51-E é o único que possui registro contínuo desde o Último Máximo Glacial, e possui a maior amplitude de variação nas medidas de  $\delta^{13}\text{C}$ . Também é importante notar que este registro possui tendência de enriquecimento isotópico a partir de 19.783 cal a BP. De maneira geral, os três testemunhos das áreas de ecótono exibem tendência de aumento progressivo dos valores em direção ao topo. No entanto, pode-se verificar inflexões de pequena magnitude (~1 a 2 ‰) para valores mais leves nas amostras mais próximas da superfície. A razão C/N variou de 3,0 a 84,1 para o

testemunho RR51-E e de 1,0 a 20,0 para o testemunho RR57-E. No primeiro, os maiores valores (i.e., > 44,1) ocorrem na profundidade de 1,5 m, enquanto no segundo testemunho os maiores valores (i.e., >19,4) foram registrados após 0,3 m de profundidade. Os valores de C/N não puderam ser obtidos para as demais amostras, pois o teor de nitrogênio (N) das amostras foi aquém dos níveis detectáveis pelo instrumento utilizado.

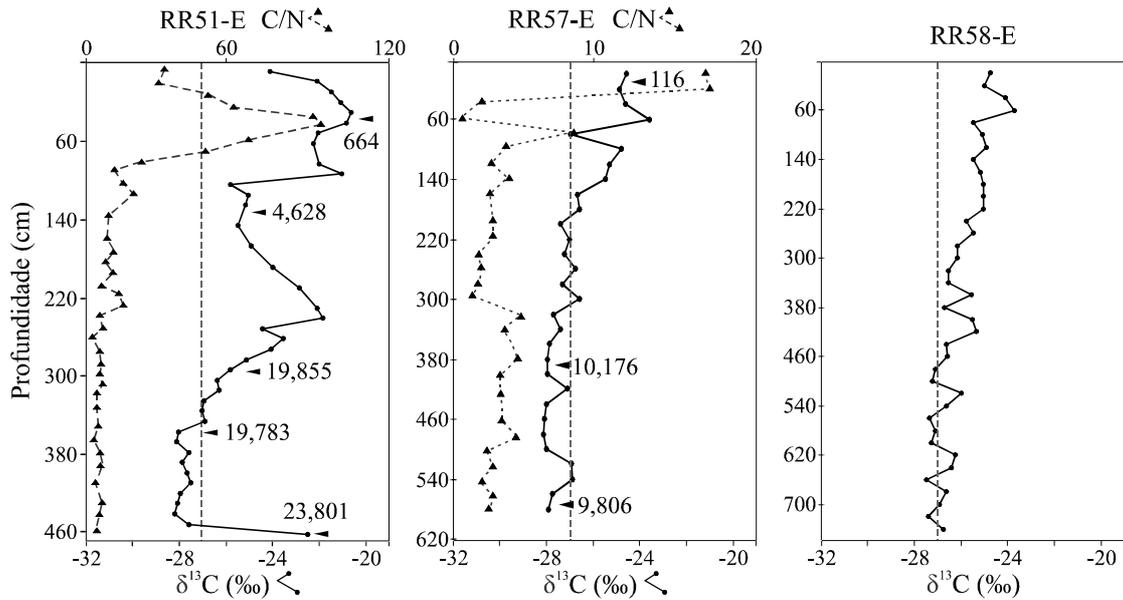


Figura 5.23 - Distribuição dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  nas áreas de ecótono. A linha tracejada vertical cinza representa o valor médio (-26,5 ‰) de plantas C3. Ver localização dos testemunhos na Figura 4.11.



## 6 DISCUSSÃO

### 6.1. Eficiência dos dados de sensoriamento remoto no mapeamento geomorfológico

Mapas geomorfológicos são amplamente baseados em imagens ópticas multiespectrais e modelos digitais de elevação (MDE) (SMITH; PAIN, 2009). A preferência por imagens ópticas deve-se ao maior número de sensores que operam entre as frequências espectrais do visível e infravermelho. Além disso, este tipo de dado é interpretado mais facilmente que as imagens geradas por sistemas de radar, pois não contém ruído *Speckle* e possuem maior quantidade de bandas espectrais, as quais podem ser associadas a filtros para elaboração de composições coloridas. No entanto, experimentos iniciais elaborados com dados dos sensores CBERS-2B, TM/Landsat e ASTER mostraram que este tipo de dado possui baixo potencial para a discriminação das classes de relevo na área de estudo. Duas características podem explicar esse fato: (1) cobertura florestal densa em alguns locais, que não permite a observação de formas como planície de inundação e canais temporários nas imagens ópticas; e (2) topografia extremamente plana, que impossibilita a diferenciação das formas de relevo através de padrões de sombra e tonalidade.

Dados topográficos extraídos de MDE são comumente utilizados para identificar formas de relevo a partir de padrões altimétricos característicos (PIKE et al., 2009). Além disso, também fornecem informações sobre a morfometria do terreno, as quais podem ser incorporadas nos mapas geomorfológicos (RUSZKICZAY-RÜDIGER, et al., 2009). Para a região estudada, o MDE-SRTM é a única fonte existente de dados topográficos, sendo inicialmente considerado como um importante insumo na elaboração do mapa geomorfológico. De fato, diversos estudos comprovaram a eficiência do MDE-SRTM para a extração de feições morfológicas na Amazônia, desde escalas regionais (ALFAYA, 2012) até análises mais detalhadas (MANTELLI, 2008). No entanto, devido às mesmas características que dificultaram a extração das formas de relevo com as imagens ópticas (i.e., vegetação densa e predomínio de baixas declividades), a aplicação do MDE-SRTM não foi satisfatória para

esse propósito. A Figura 6.1 ilustra um caso típico de inversão de relevo que ocorre na área de estudo, ocasionado pela ocorrência conjunta de baixas declividades e áreas dominadas por vegetação densa. Observa-se que nas formas de planície de inundação, o MDE-SRTM registra altitudes de até 20 m mais altas que os depósitos de megaleque. Entretanto, observações de campo sugerem que as planícies fluviais são topograficamente mais baixas que as áreas de megaleque. Assim, a cobertura da Terra pode acrescentar altitudes no MDE-SRTM que não correspondem à topografia, como é o caso do artefato relacionado com o efeito dossel (VALERIANO et al., 2006).

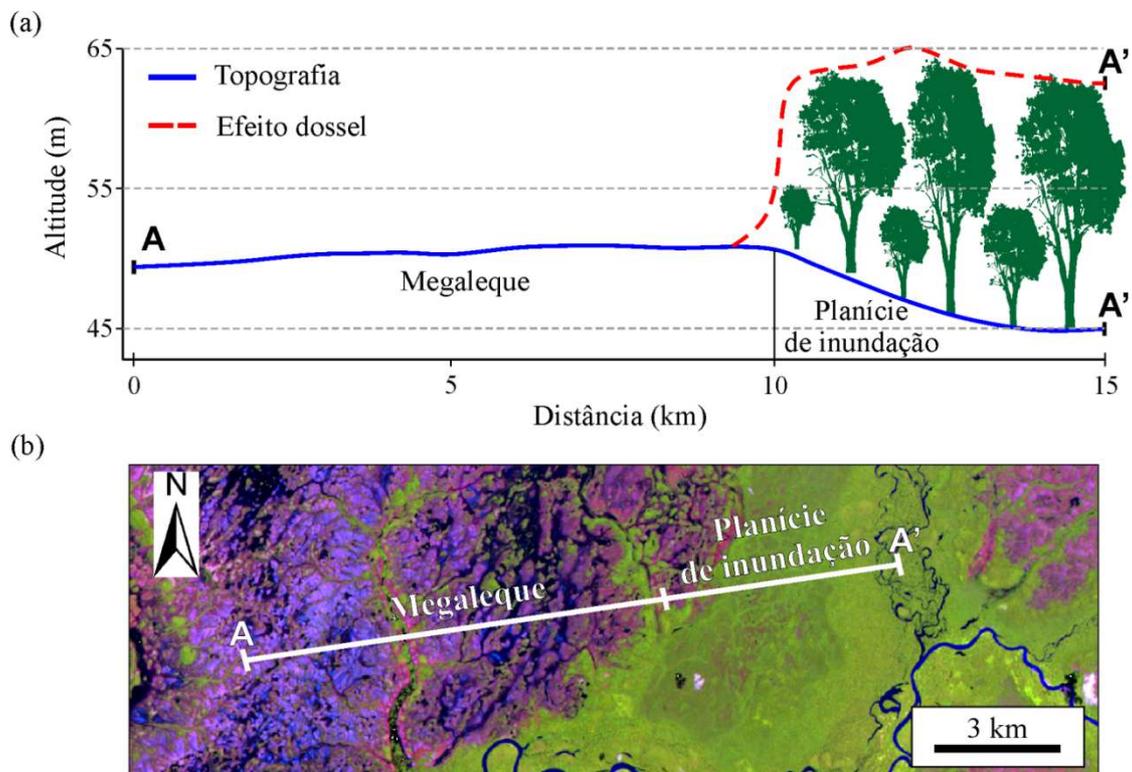


Figura 6.1 - Inversão de relevo ocasionada pelo efeito dossel. (a) Perfil topográfico (linha azul) mostra a planície com altitudes de até 5 m mais baixas que os depósitos de megaleque. Devido ao efeito dossel (linha tracejada vermelha), esta forma de relevo aparece no MDE-SRTM com um acréscimo de até 20 m na altitude real. (b) Localização do perfil topográfico na área de estudo, traçado sobre o mosaico ETM+/Landsat GeoCover 2005, composição 7(R)4(G)2(B). Os perfis representados em (a) são baseados em dados reais suavizados para melhor representatividade.

Desconsiderando técnicas de interferometria para elaboração de MDE, imagens de sistemas radar têm sido pouco exploradas em mapeamentos geomorfológicos. Em recente revisão sobre o tema, Oguchi et al. (2011) mostram que é muito reduzido o número de aplicações de mapeamento que utilizam imagens de radar, muitas das quais em âmbito experimental ou em regiões com carência de outro tipo de dado. Conforme observaram Kasischke e Melack (1995), a maior complexidade deste tipo de dado, juntamente com distorções e ruídos inerentes ao radar (i.e., encurtamento de rampa, ruído *Speckle*), são os principais obstáculos para sua utilização em mapeamentos geomorfológicos.

Conforme discutido anteriormente, os dados de sensoriamento remoto mais comumente aplicados para mapeamento geomorfológico não apresentaram resultados satisfatórios na área estudada. No entanto, as mesmas características que comprometem a eficiência das imagens ópticas e do MDE-SRTM, favoreceram a aplicação de imagens de radar para a identificação das formas de relevo. Primeiramente, a topografia extremamente plana minimizou distorções geométricas típicas de imagens de radar, como encurtamento de rampa (*foreshortening*), inversão (*layover*) e sombreamento (*shadow*). Esta mesma característica foi o componente chave para a elaboração do modelo de mapeamento geomorfológico utilizado. Conforme ilustrado nas Figuras 4.1 e 4.3, a diferença entre as cotas mínimas e máximas do rio Branco possui amplitude superior a 6 m. Desta maneira, o ciclo hidrológico anual representado pela série multitemporal das imagens PALSAR resulta em diferentes padrões espaciais de alagamento, os quais estão relacionados com a microtopografia e foram utilizados na identificação das formas de relevo.

Os valores de retroespalhamento ( $\sigma^0$ ) (Figura 5.1) mostram que a imagem PALSAR adquirida durante a cheia com polarização HH fornece informação suficiente para discriminar as classes morfológicas referentes à planície de inundação e a canal temporário das demais existentes. Esta relação, de fato, foi utilizada pelo algoritmo CART para a elaboração da árvore de decisão (Figura 5.2). A imagem adquirida durante a cota média permitiu diferenciar os

canais temporários (inundados) das planícies de inundação (não inundadas). A polarização HV foi de grande importância para a separação entre as classes de terraço/barra fluviais e megaleque. Embora ambas as formas de relevo ocupem a mesma cota altimétrica (Figura 4.3), esta diferenciação foi possível devido ao contraste de vegetação existente. As os depósitos associados com o megaleque são dominados por vegetação aberta, do tipo campinarana aberta. Já as áreas de terraço/barra fluvial são compostas, em sua maioria, por vegetação florestal (IBGE, 2008). Desta maneira, a interação da radiação polarizada HV com uma vegetação estruturada resulta em um retroespalhamento volumétrico, que permite a diferenciação das áreas de vegetação aberta (HESS et al., 1995). Embora a imagem da seca tenha registrado uma situação hidrológica única da área de estudo, sua utilidade para a elaboração do mapa geomorfológico restringiu-se na distinção entre as classes de canal permanente das áreas alagáveis. Sendo assim, caso a drenagem permanente pudesse ser extraída ou identificada por outro meio, a imagem da época seca seria um dado redundante para este tipo de análise.

A banda L e polarização HH das imagens PALSAR favoreceram a ocorrência do espalhamento de reflexão dupla (*double-bounce*), característico da interação entre a radiação emitida pelo radar com áreas de florestas alagadas (HENDERSON, LEWIS, 1998). Este mecanismo retorna ao sensor grande parte do sinal emitido, resultando em altos valores de retroespalhamento. Assim, alvos com tais características, como canais temporários e planícies de inundação, são ressaltados de maneira expressiva na composição colorida multitemporal com as imagens PALSAR (Figura 6.2-a) e seus limites puderam ser precisamente traçados no mapa geomorfológico (Figura 6.2-b). Por outro lado, a observação da mesma área com dados ópticos não revela os alvos observados com as imagens PALSAR (Figura 6.2-c).

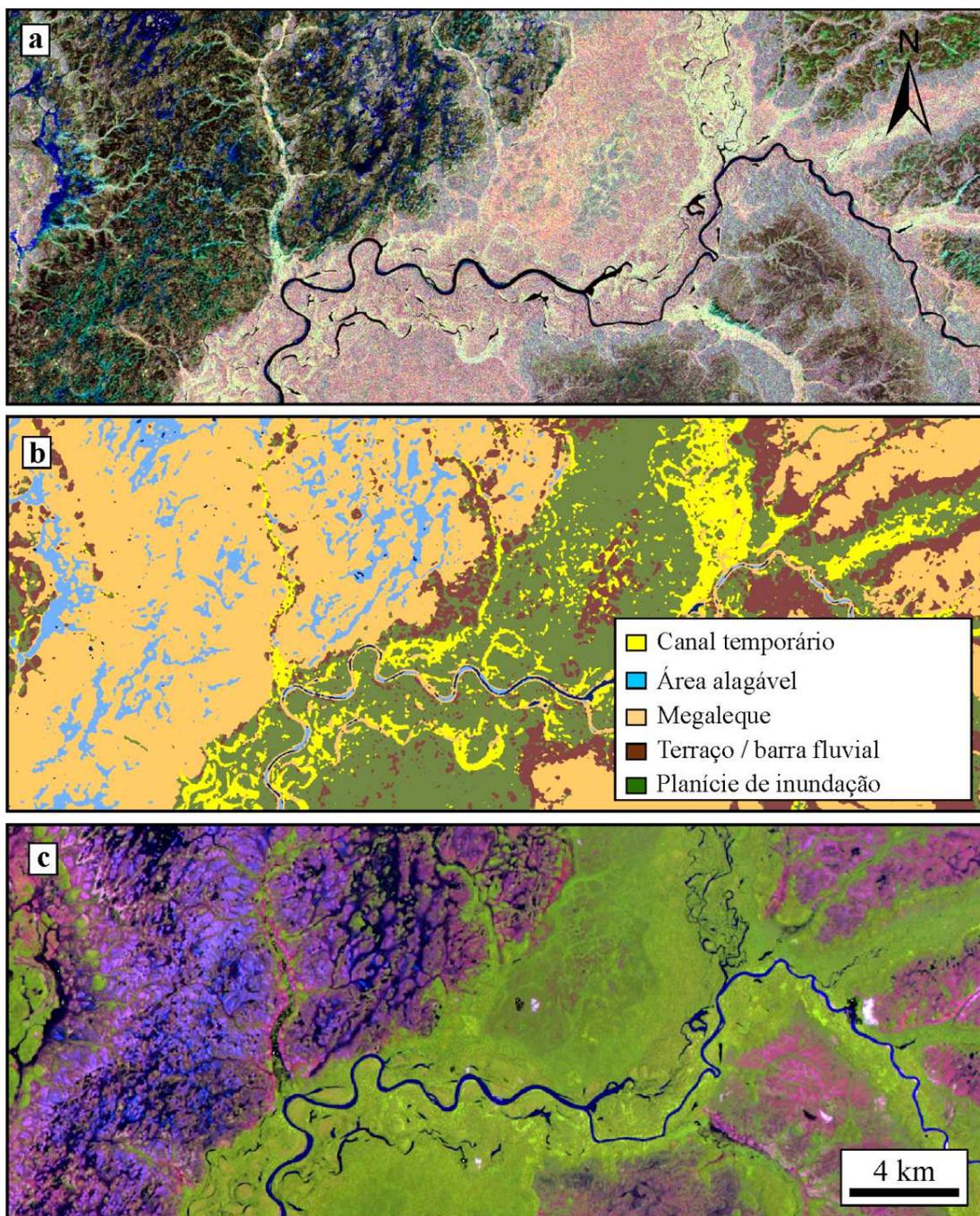


Figura 6.2 - Comparação das formas de relevo com as imagens de radar, imagem classificada e imagem óptica. (a) Composição colorida multitemporal gerada com as imagens PALSAR (tripleto cheia-HH(R)/média-HH(G)/seca-HH(B)). (b) Mapa geomorfológico, derivado da classificação por árvore de decisão aplicada na série de imagens PALSAR. (c) Mosaico Landsat-ETM+ GeoCover 2005 da mesma área representada em (a) e (b).

Os resultados estatísticos de análise do mapa geomorfológico (Tabela 5.1) corroboram a boa qualidade deste produto. Os altos valores de exatidão

obtidos e o coeficiente Kappa próximo de 1 atestam que as formas de relevo extraídas com a árvore de decisão possuem alta correspondência com a interpretação visual. Conforme esperado, as classes dominadas por espalhamento de dupla reflexão (i.e., canal temporário e planície de inundação) possuem os maiores acertos, devido ao marcado padrão de inundação que caracteriza estas formas de relevo. A maior confusão entre canais permanentes e megaleque de leque está relacionada com o tamanho das feições. Observa-se que pequenos canais permanentes, como aqueles mostrados na Figura 6.2-b, foram erroneamente associados a depósitos de megaleque. No entanto, este tipo de erro não prejudica a interpretação do produto gerado, pois mesmo erroneamente associados à outra classe, os canais mantêm uma morfologia que permite sua distinção visual.

O mapa geomorfológico gerado com as imagens PALSAR fornece um dos primeiros elementos utilizados para corroborar a hipótese de existência do megaleque Viruá. Com relação à disposição das feições mapeadas, observa-se claramente na porção central do mapa que a associação dos depósitos de megaleque possui geometria triangular, com o eixo alinhado ao embasamento cristalino. Esta morfologia é semelhante a outros megaleques descritos na literatura (STANISTREET; MCCARTHY, 1993; GUPTA, 1997; ASSINE, 2005; LATRUBESSE et al., 2012), resultado do desconfinamento de um antigo sistema de drenagem que ocupava essa área, o qual possivelmente era caracterizado por frequentes mudanças de canais e perda de energia potencial rumo à jusante. Este padrão já era relativamente evidente em mapas de vegetação (Figura 2.4) e composições coloridas com imagens ópticas. Entretanto, somente através dos dados de radar foi possível a extração dos limites precisos desta feição. As informações geradas com a classificação multitemporal das imagens PALSAR foi integrada com outras análises de sensoriamento remoto e de dados de campo, que serão apresentadas nos tópicos seguintes para a caracterização completa do megaleque Viruá.

## **6.2. Considerações sobre a metodologia para estimativa do hidroperíodo e processos geomorfológicos no megaleque Viruá**

Os resultados apresentados sobre a estimativa da frequência de inundação a partir do produto de hidroperíodo mostram a eficiência da metodologia proposta. No entanto, é importante ressaltar que estes procedimentos fornecem informações sobre corpos de água expostos, com aplicação limitada apenas às áreas de vegetação aberta. Como a área de estudo é caracterizada por vegetação de campinarana, com predomínio de gramíneas e espécies arbustivas, isto não constituiu um problema para a aplicação da metodologia proposta.

Com relação ao desempenho dos métodos de classificação testados, observa-se que os histogramas gerados podem ser utilizados como um indicativo da qualidade dos resultados (Figura 5.4). Distribuições com apenas uma moda (i.e., Fatiamento do Infravermelho, Modelo Linear de Mistura Espectral) atribuem aos alvos de água valores mais homogêneos, caracterizados por menor variância. Já as distribuições multimodais sugerem que os métodos do Índice Modificado Normalizado da Diferença de Água e transformação *Tasseled Cap* caracterizaram os mesmo alvos com valores heterogêneos e maior variância. Desta maneira, nos procedimentos que apresentaram histograma com mais de uma moda, a adoção de um único limiar para classificar os corpos de água pode introduzir erros, de forma a classificar como água alvos de outra natureza.

A boa exatidão das classificações geradas e, conseqüentemente, do produto de hidroperíodo, deve-se aos baixos valores de reflectância dos corpos de água. De fato, o método de Fatiamento do Infravermelho próximo (FIV) explora as baixas reflectâncias dos alvos dominados por água na região espectral do SWIR (i.e., banda 5 nos sensores TM e ETM+), que contrastam com outros elementos do entorno (p.e., solo e vegetação) de maior reflectância. Assim, apesar da sua simplicidade, os resultados obtidos sugerem que este método de classificação permite extrair corpos de água com altos valores de exatidão global. Outros estudos também chegaram a resultados similares (LEE et al.,

2001; RYU et al., 2002; OWOR et al., 2007), e adotaram o método FIV para a classificação de corpos de água. No entanto, deve-se atentar para a existência de sombras ou vegetação queimada nas imagens analisadas, que assim como os alvos dominados por água, possuem baixo brilho na região espectral do infravermelho e podem provocar erros de classificação.

A análise dos canais intermitentes e paleocanais revelou geometrias que seguem um padrão tipicamente distributário. Tais características são altamente contrastantes com os canais tributários que caracterizam a bacia Amazônica. Em regiões continentais, feições similares foram registradas em associação com sistemas deposicionais de megaleque (HARTLEY et al., 2010), onde o suprimento sedimentar é fornecido através de canais que se bifurcam, com perda progressiva da descarga em direção à jusante (NICHOLS; FISHER, 2007). É interessante notar que todos os sistemas de megaleques descritos na literatura foram reconhecidos com base em padrões de drenagem semelhantes (STANISTREET; MCCARTHY, 1993; SINHA et al., 2005; ASSINE, 2005; ASSINE; SILVA, 2009; LATRUBESSE et al., 2012). Além disso, o registro de antigas sucessões sedimentares relacionadas com megaleques também sugere a associação deste tipo de depósito com canais distributários (WILLIAMS, 2000; NICHOLS, FISHER; 2007).

Com base na discussão acima, propõe-se que o padrão distributário da drenagem, revelado no produto de hidroperíodo, está em plena conformidade com os depósitos sedimentares formados em sistemas de megaleque. Este tipo de ambiente deposicional é formado pelo desenvolvimento de vários lóbulos progradantes. Estes são alimentados por canais distributários altamente instáveis, que muitas vezes mudam a sua posição por avulsões (NICHOLS, FISHER, 2007). Como resultado deste processo, a cronologia dos depósitos associados com megaleques pode variar significativamente. A disposição dos canais distributários associados a este tipo de sistema é de grande importância para reconstituir sua evolução.

Diversos estudos realizados em sistemas de megaleques do Pantanal Matogrossense mostraram que é possível inferir a cronologia relativa dos

processos deposicionais a partir da geometria de canais e paleocanais distributários (ASSINE, 2005; ASSINE; SILVA, 2009; SILVA, 2010; ZANI; ASSINE, 2011; CORRADINI, 2011). Considerando que o modelo de construção e abandono de lobos deposicionais seja plausível para o megaleque Viruá, a geometria e dinâmica das drenagens obtidas com o produto de hidroperíodo foram utilizadas para definir a cronologia relativa deste sistema. Com base na tendência perceptível de distribuição dos canais identificados, foram definidos três compartimentos com geometria lobada, os quais estão relacionados com processos deposicionais distintos, que deram origem ao megaleque Viruá (Figura 6.3). O lobo deposicional mais recente, referido como Lobo 1, está localizado na parte sul da área de estudo, sendo formado por canais distributários que possuem fluxo apenas no estágio da cheia. Observações feitas em campo sugerem que estas feições estão em processo de abandono, com baixo volume sedimentar, dominadas por grãos muito finos (silte e argila). A umidade associada a esses canais possibilita o desenvolvimento de vegetação arbórea apenas em suas margens.

Os compartimentos definidos como Lobo 2 e Lobo 3 estão localizados nas regiões norte e central do megaleque, respectivamente (Figura 6.3). Os canais existentes nestas áreas possuem menor frequência de inundação que aqueles que caracterizam o Lobo 1. Além disso, estas feições são dificilmente visualizadas em campo, devido ao total preenchimento sedimentar e ausência de depressões que poderiam indicar os canais. Desta maneira, atribui-se que estes canais sejam relativamente mais antigos que os existentes no Lobo 1. A cobertura vegetal também é diferenciada, com a ocorrência de arbustos e vegetação herbácea que recobrem as paleomorfologias.

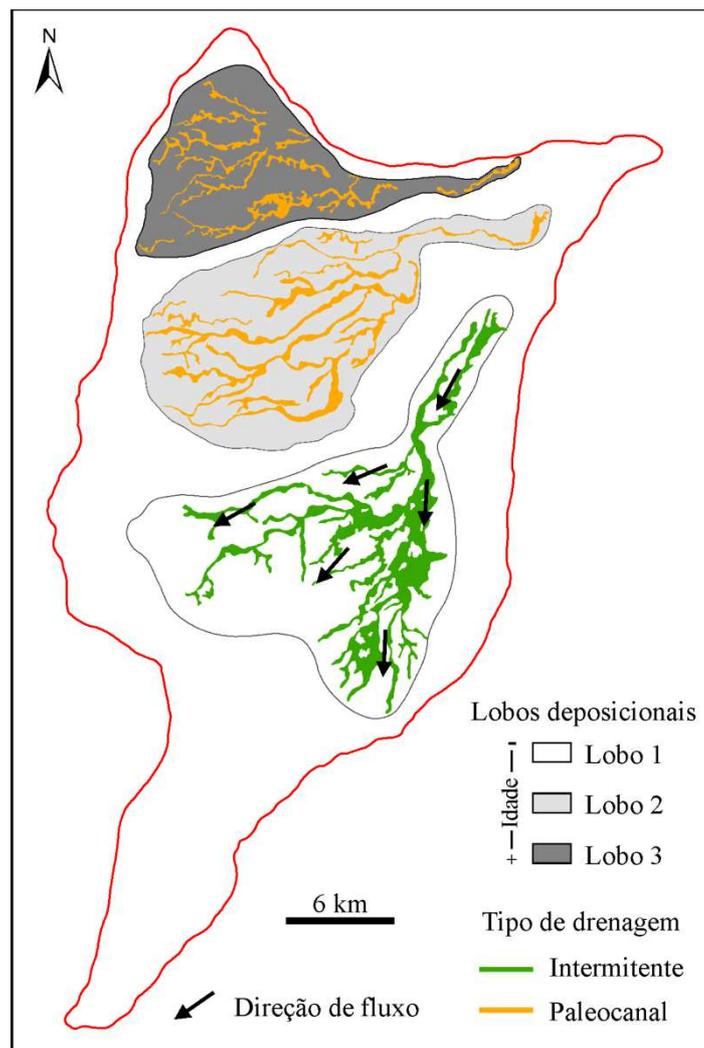


Figura 6.3 - Canais distributários e lobos deposicionais que caracterizam a geomorfologia do megaleque Viruá.

O modelo proposto de evolução do megaleque Viruá sugere que a porção norte possui uma história deposicional mais antiga que as áreas do centro e do sul, cujos canais existentes estão nos estágios terminais de abandono. Neste sentido, utilizando o mesmo critério aplicado em outros ambientes de megaleque (ASSINE; SILVA, 2009; ZANI; ASSINE, 2011), a menor densidade de canais na porção norte pode ser resultante de uma história sedimentar mais antiga. Este raciocínio sugere que depósitos mais antigos foram erodidos ou soterrados, e assim, suas impressões morfológicas são menos perceptíveis nos produtos de sensoriamento remoto. Caso os processos deposicionais e as intensidades verificadas se mantenham, é possível que os canais temporários da porção sul do megaleque sejam completamente colmatados e,

conseqüentemente, que as frequências de alagamento sejam progressivamente reduzidas nesta região.

### **6.3. Influência da dinâmica sedimentar na vegetação moderna**

Características da vegetação como distribuição espacial, composição e morfologia das espécies estão fortemente relacionadas com o meio físico (BISPO, 2012). Segundo alguns pesquisadores, grande parte da biodiversidade existente na Amazônia pode estar relacionada com a geologia regional e processos deposicionais atuantes desde o Mioceno (TUOMISTO et al., 1995; ROSSETTI et al., 2005; HIGGINS et al., 2011). Neste contexto, a possibilidade da existência de grandes sistemas deposicionais de megaleque teria implicações diretas nos modelos biogeográficos existentes. Os resultados apresentados sobre a caracterização das formações florestais permitem discutir a influência da dinâmica sedimentar nos padrões de distribuição da vegetação atual.

Os dados de mapeamento das formações florestais, associados com a análise do inventário florístico, sugerem que a composição das espécies é controlada pela geomorfologia local, resultante da presença de depósitos associados ao megaleque Viruá. Isto é inicialmente sugerido pelo fato de que os limites propostos para este sistema deposicional são coincidentes com o domínio da vegetação aberta. Já as formações florestais densas que ocorrem no entorno estão além da área de influência dos processos deposicionais associados com o megaleque Viruá. Desta maneira, Campinarana Graminosa e Campinarana Arbustiva prevalecem sobre a superfície do sistema deposicional, o que é atribuído ao fato dessas áreas permanecerem sobre influência periódica de processos deposicionais até um período de tempo relativamente recente.

O estabelecimento e crescimento de florestas, de um modo geral, é restrito em ambientes caracterizados por frequentes avulsões fluviais e com ocorrência de sucessivos eventos deposicionais, como em megaleques. Este tipo de sistema possui capacidade de acumular grandes volumes de sedimentos por longos períodos de tempo em áreas continentais (BARNES; HEINS, 2009).

Estimativas com base em informações de poços tabulares sugerem que o megaleque Viruá possui um volume de 15 km<sup>3</sup> de areia, em parte acumulada no Pleistoceno Tardio e Holoceno. Em contraste com as áreas do entorno, onde as florestas se mantiveram relativamente estáveis, a frequente deposição de sedimentos associados com a evolução do megaleque Viruá foi um fator importante que restringiu formações florestais em sua superfície. Assim, é sugerido que a vegetação regional moderna presente na área de estudo está diretamente relacionada com os eventos sedimentares que ocorreram em um passado geológico relativamente recente.

A ocorrência e distribuição das ilhas de floresta sobre a área de influência do megaleque também aparentam estar relacionadas com a dinâmica sedimentar local. Observa-se que grande parte dessas ilhas estão localizadas próximas de canais distributários com fluxo intermitente (Figura 6.4-a). Além disso, a orientação das ilhas de floresta segue claramente a mesma direção da rede de drenagem distributária (Figura 6.4-b), evidenciando origem relacionada com a evolução e dinâmica dos canais existentes. Outro padrão espacial importante é a disposição sinuosa das ilhas de floresta, o que reforça gênese diretamente associada à evolução dos canais que formaram o megaleque Viruá. Desta maneira, pode-se considerar que os depósitos associados com os canais distributários constituem áreas favoráveis para o crescimento de árvores, conforme explicado a seguir.

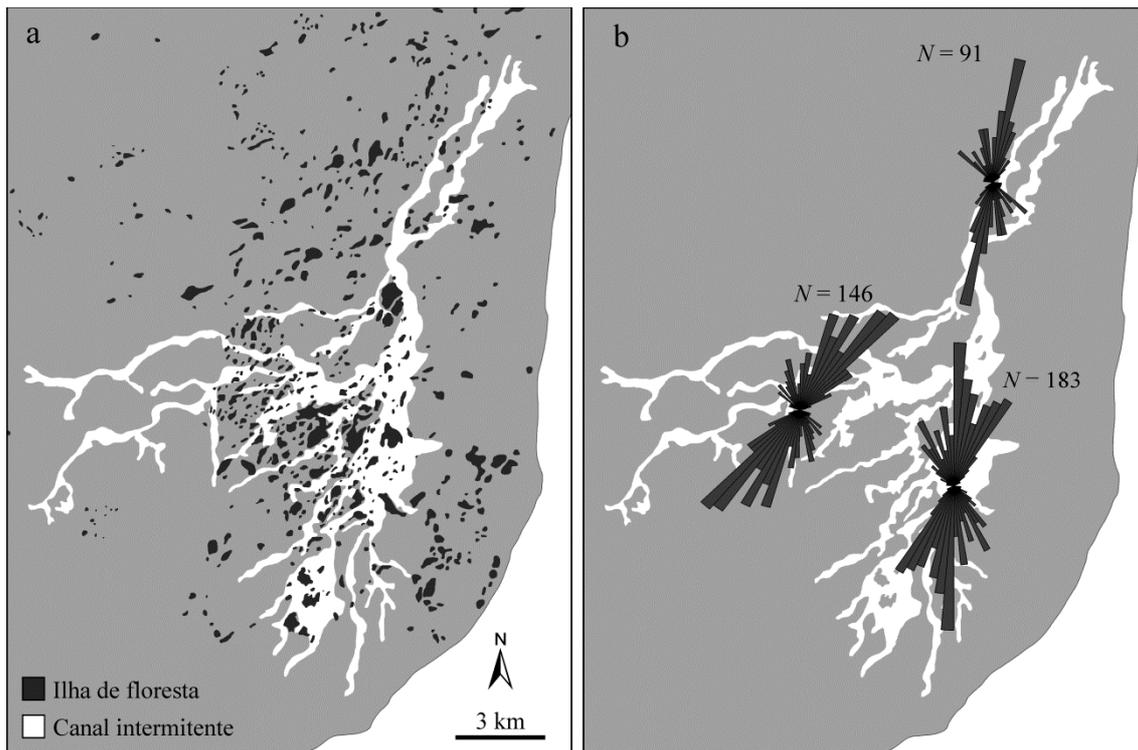


Figura 6.4 - Relação entre ilhas de floresta e drenagem. (a) Áreas com maior concentração de ilhas de floresta ocorrem próximas a canais distributários. (b) Diagramas de roseta ilustram a concordância das ilhas de floresta com a orientação da drenagem distributária.

Segundo Schumm (1977), a ocorrência e características dos depósitos existentes nos canais fluviais são regulados principalmente pela descarga e granulometria dos sedimentos transportados. Canais com alta concentração de sedimentos e caracterizados por baixa energia de fluxo proporcionam condições ideais à sedimentação aluvial. Em tais ambientes, barras fluviais são formadas em áreas específicas do canal, principalmente onde predominam baixas energias de fluxo, que favorece a deposição dos sedimentos (BRIDGE, 2003). Caso as barras fluviais se mantenham estáveis, estes depósitos podem ser progressivamente colonizados por vegetação e permanecerem na paisagem, mesmo que o canal seja completamente abandonado. A integração dos resultados de mapeamento com observações de campo sugere que as ilhas de floresta ocorrem em formas de relevo relacionadas com antigas barras fluviais.

Conforme esperado para ambientes de megaleque, o sistema de drenagem na área de estudo possui um padrão predominantemente distributário. Este tipo de drenagem é caracterizado pela bifurcação dos canais e perda progressiva da vazão rumo à jusante. Canais distributários são mais susceptíveis à ocorrência de processos de avulsão, que promovem a mudança da calha fluvial e estabelecimento de um novo canal (SLINGERLAND; SMITH, 2004). A identificação e análise destes processos, juntamente com o conhecimento sobre sedimentação aluvial, permitiu a elaboração de um modelo que explica a relação entre a dinâmica dos canais fluviais e a formação das feições de ilha de floresta (Figura 6.5). Barras fluviais são formadas ao longo de um canal distributário (T1, Figura 6.5-a). A continuidade dos processos de agitação sedimentar pode resultar na redução das profundidades, favorecendo a formação de um novo curso fluvial (T2, Figura 6.5-b). Barras fluviais associadas com o paleocanal podem manter-se preservadas na paisagem, sendo progressivamente colonizadas por formações florestais (T1, Figura 6.5-b). Além disso, as ilhas de floresta visitadas em campo possuem microtopografia de até 1,5 m mais alto que o entorno, característica que mantém tais áreas livres das inundações anuais e favorece a colonização por árvores. Processos de avulsão subsequentes podem induzir à formação de um novo canal fluvial (T3, Figura 6.5-c). Neste caso, as ilhas de floresta previamente formadas podem vir a integrar o leito do rio. Mesmo assim, a microtopografia mantém sua superfície acima do nível da cheia, permitindo a manutenção de formações florestais. Outra possibilidade é que feições com alturas menos expressivas são inundadas durante as enchentes, promovendo a perda progressiva da cobertura florestal.

O modelo aqui apresentado (Figura 6.5) também ajuda a explicar a variação de densidade das ilhas de floresta ao longo do megaleque Viruá. Os resultados sugerem maior concentração destas feições na porção central do sistema deposicional, identificada como sendo a zona mais recente deste sistema deposicional. Por outro lado, áreas com menor ocorrência de ilhas de floresta estão associadas com os sedimentos mais antigos. Nestas áreas, a ação de processos erosivos pode contribuir para a degradação das antigas barras

fluviais expostas na superfície, resultando em seu nivelamento com os terrenos adjacentes e descaracterização das ilhas de floresta. Por outro lado, feições relacionadas com processos sedimentares que ocorreram recentemente possuem maior potencial de preservação da morfologia das barras fluviais.

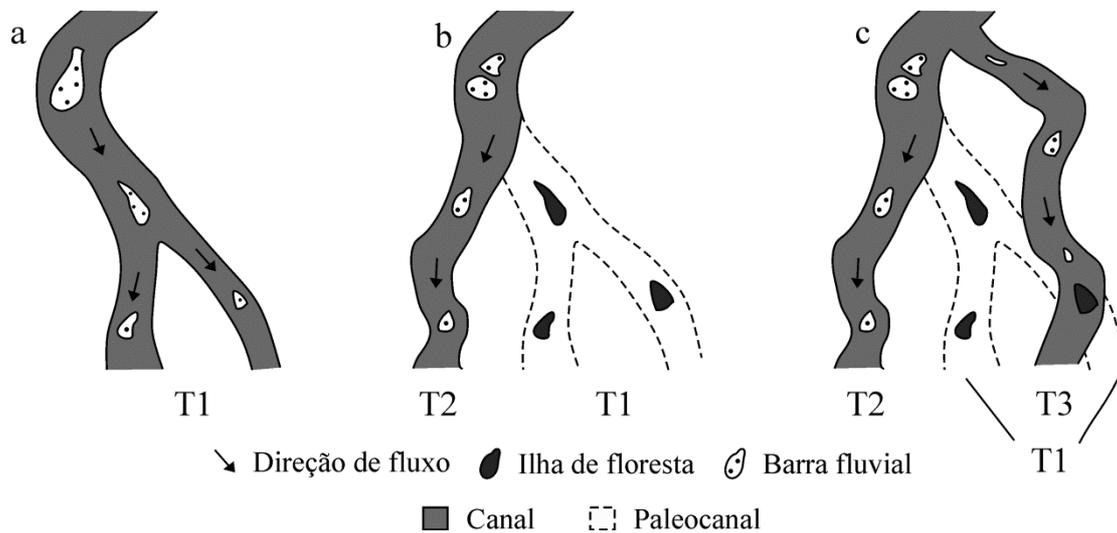


Figura 6.5 - Gênese das ilhas de floresta. (a) Formação de barras fluviais em canais distributários. (b) Avulsão inicia um novo canal e abandona o anterior, com a formação de ilhas de floresta nas antigas barras fluviais. (c) Nova avulsão pode ocorrer e incorporar a ilha de floresta no curso fluvial.

A comparação da composição florística entre as espécies florestais que ocorrem dentro do megaleque com as das áreas de seu entorno pode ser utilizado como um elemento de suporte do modelo proposto (Figura 6.5). Os resultados de análise do inventário florestal sugerem que mesmo em tipos de vegetação semelhante, o número de espécies existentes no megaleque é inferior às florestas de entorno. Este fato pode estar relacionado com a colonização mais tardia que ocorreu sobre os depósitos aluviais. Tal hipótese explicaria o grande contraste florístico identificado, mesmo com a proximidade dos pontos amostrais analisados. No entanto, espera-se que a diferença da composição florística seja progressivamente reduzida com o passar do tempo.

O parâmetro de diâmetro na altura do peito (DAP) também está em concordância com a interpretação de que a floresta existente no megaleque foi estabelecida mais recentemente que a de seu entorno. Observou-se a menor média de DAP nos indivíduos existentes no domínio do megaleque,

possivelmente refletindo a pouca maturidade destas florestas. Além disso, a comparação das 10 espécies com maior valor de importância também destaca composição florística distinta. Estas diferenças são atribuídas principalmente à influência do megaleque Viruá na vegetação moderna.

#### **6.4. Reconstituição florística e controles potenciais sobre sua distribuição**

Uma das principais ferramentas utilizadas para a reconstituição da paleovegetação tem sido a análise de grãos de pólen. No entanto, em ambientes com muita oxidação e com o predomínio de depósitos arenosos, como na área estudada, a baixa preservação de pólen inviabiliza a aplicação desta técnica. Nestas condições, a análise de isótopos estáveis de carbono-13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) preservados na matéria orgânica de sedimentos quaternários constitui um método alternativo, aplicado com sucesso para reconstituir padrões de vegetação em diversas regiões tropicais e sub-tropicais (VICTORIA et al., 1995; FREITAS et al., 2001; FREYCON et al., 2010). As interpretações fornecidas por esses autores são baseadas na premissa que a matéria orgânica analisada não foi modificada. Em recente revisão sobre o tema, Chen et al. (2008) mostraram evidências de que possíveis alterações químicas relacionadas com a diagênese não altera o valor dos isótopos de carbono-13. Desta maneira, as tendências de  $\delta^{13}\text{C}$  extraídas de testemunhos sedimentares podem ser utilizadas como indicadores para a reconstituição paleoambiental.

Os perfis analisados (Figura 5.21 – 5.23) não apresentaram variações aleatórias de  $\delta^{13}\text{C}$ , ou seja, os valores seguem padrão consistente ao longo dos testemunhos. Observa-se que as amostras mais próximas da superfície possuem valores compatíveis com a composição florística dos locais amostrados (Figura 6.6). Os valores médios de  $\delta^{13}\text{C}$  para as diferentes áreas sugerem prevalência de plantas  $\text{C}_4$  sobre  $\text{C}_3$  na vegetação aberta ( $-21,2 \pm 1,8$  ‰), dominância de plantas  $\text{C}_3$  na floresta ( $-28,2 \pm 0,6$  ‰) e prevalência de plantas  $\text{C}_3$  sobre  $\text{C}_4$  nos ecótonos ( $-24,6 \pm 1$  ‰). Estes dados confirmam que os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos dos testemunhos são representativos da matéria orgânica depositada durante a formação do megaleque Viruá.

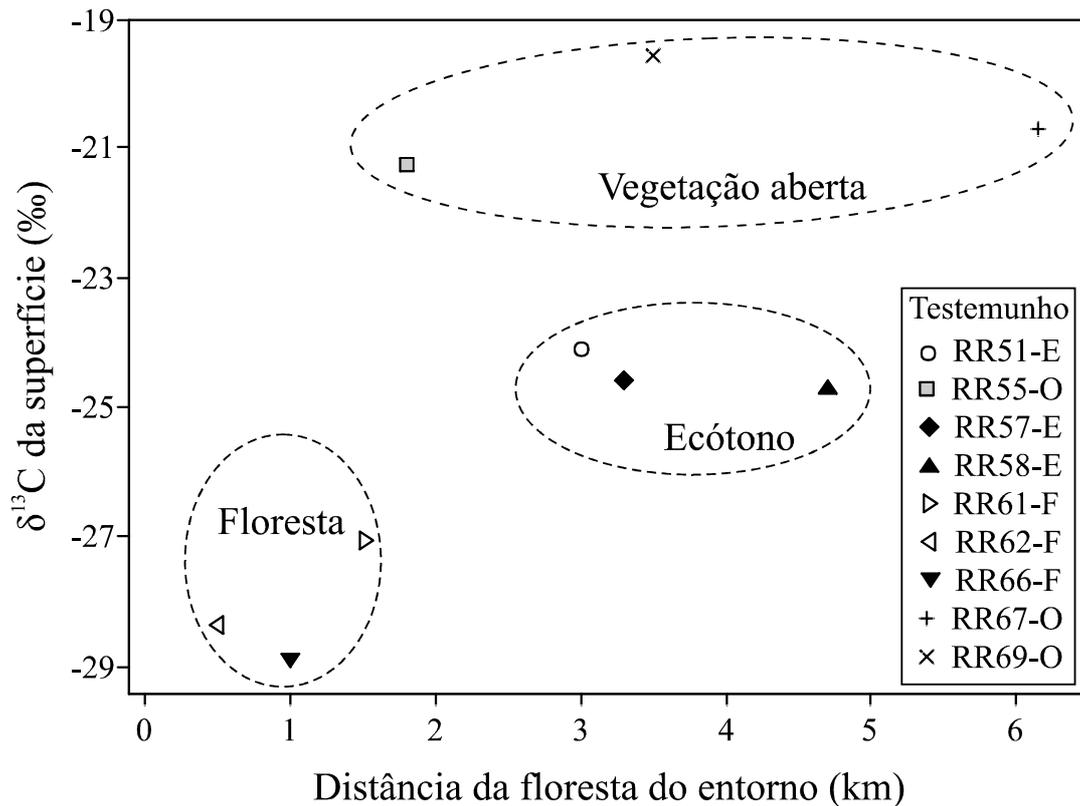


Figura 6.6 - Relação entre os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  a distância das amostras da floresta do entorno. Os dados se concentram em três grupos representativos de vegetação aberta, floresta e ecótono.

Os valores obtidos de -32,2 e -19,6 ‰, mas com 60% das amostras acima de -26,5 ‰, sugerem que a matéria orgânica existente nos sedimentos do megaleque Viruá teve como origem plantas terrestres ou de água doce do tipo  $\text{C}_3$ , mas com contribuição de plantas terrestres  $\text{C}_4$ . A combinação do  $\delta^{13}\text{C}$  com os dados C/N calculados para as amostras RR51-E e RR57-E confirmam que parte da matéria orgânica é proveniente de plantas terrestres, e parte provém de fitoplâncton de água doce, com aumento progressivo da contribuição de plantas terrestres nas menores profundidades. Observa-se um aumento na frequência dos valores enriquecidos nos testemunhos de vegetação aberta e ecótonos. Esta mudança é interpretada como resultado de uma maior contribuição de plantas  $\text{C}_4$  ao longo do tempo. Além disso, a tendência do enriquecimento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  a partir de 19,751 cal a BP em RR51-E também é compatível com o aumento progressivo de plantas  $\text{C}_4$ .

O enriquecimento de  $\delta^{13}\text{C}$  nas partes superiores dos perfis está associado com o estabelecimento progressivo da vegetação aberta na superfície do megaleque ao longo do tempo. Embora o  $\delta^{13}\text{C}$  da vegetação moderna não tenha sido analisado, destaca-se que as famílias dominantes na área de estudo (i.e., Poaceae e Cyperaceae) são típicas de vegetação aberta na Amazônia, comumente caracterizadas pelo tipo fotossintético  $\text{C}_4$  (VIDOTTO et al., 2007).

Observa-se que, exceto no RR51-E, a comparação entre todos os testemunhos coletados sugere que o aumento das plantas  $\text{C}_4$  foi assíncrono na área de estudo. A influência das plantas  $\text{C}_4$  ocorreu inicialmente nas regiões dominadas por vegetação aberta. Esta mudança ocorreu inicialmente no testemunho RR67-A, com idade estimada de 6.400 cal a BP, enquanto os testemunhos RR69-A e RR55-A registram o mesmo evento em 6.000 cal a BP e 3.000 cal a BP, respectivamente. Nos testemunhos coletados em ecótonos, a mudança de  $\text{C}_3$  para  $\text{C}_4$  é detectada próximo de 4.000 cal a BP. Nos ecótonos, as inflexões para valores mais leves próximos à superfície sugerem que tais áreas foram ocupadas por plantas terrestres do tipo  $\text{C}_3$  muito recentemente, isto é, há apenas algumas centenas de anos como mostrado pela datação de carbono-14.

Outra interpretação interessante é que, ao contrário das áreas de vegetação aberta e ecótonos, a prevalência contínua dos valores mais leves nas áreas florestadas sugere que essa vegetação permaneceu inalterada no intervalo de tempo registrado. Baixos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  também sugerem a existência de fitoplâncton aquático, assim como os baixos valores da razão C/N nas amostras RR1-E e RR57-E. Este cenário é compatível com o ambiente de megaleque, onde é comum a existência de ambientes subaquosos como planícies de inundação e canais fluviais.

O fato de que o testemunho extraído de uma porção de floresta externa ao megaleque (i.e., RR61-F) tenha apresentado 100% dos valores mais leves que -26,6 ‰, e até 97% mais leves do que -28 ‰, exclui qualquer possibilidade de contribuição significativa de plantas  $\text{C}_4$  associadas a paleoclimas áridos. Esta interpretação também é consistente com os valores mais leves dos outros dois

testemunhos, coletados nas ilhas de floresta do megaleque (i.e., RR62-F e RR66-F). Um cenário alternativo pode ser proposto, que relaciona todos os valores baixos de  $\delta^{13}\text{C}$  com plantas aquáticas ou mesmo vegetação herbácea do tipo  $\text{C}_3$ . No entanto, mesmo neste ambiente, pode-se afirmar que nas áreas de floresta moderna não houve contribuição de plantas  $\text{C}_4$ . As variações nas curvas de  $\delta^{13}\text{C}$  também foram sensíveis o suficiente para revelar pequenas mudanças no padrão da vegetação associados à localização no megaleque. Assim, a tendência de valores mais leves nos testemunhos próximos ao limite do depósito está relacionada com maior influência do material orgânico proveniente da floresta do entorno.

Os dados e discussões referentes à vegetação moderna do megaleque Viruá (seções 5.3 e 6.3), combinados com a interpretação das fontes de matéria orgânica, fornecem a base para se analisar os controles potenciais sobre sua distribuição nos sedimentos. O principal fator que controla a distribuição de plantas na Amazônia tem sido objeto de debate, e as principais hipóteses consideram a influência da topografia (TUOMISTO; RUOKOLAINEN, 1997), o solo (TER STEEGE et al., 1993), a geologia (RÄSÄNEN et al., 1987) e o clima (RUTER et al., 2004). Outros estudos também sugerem que áreas amazônicas dominadas por vegetação aberta representam um ecossistema residual, relacionado com períodos secos que ocorreram durante o Pleistoceno Tardio e/ou Holoceno (ABSY et al., 1991; SERVANT et al., 1993; FREITAS et al., 2001; LEDRU et al., 2006). No entanto, esta última hipótese tem sido contestada por dados de campo que mostram o predomínio de floresta na bacia do Amazonas desde o Último Máximo Glacial (COLINVAUX et al., 1996; MAYLE; POWER, 2008). A possível substituição regional das florestas por vegetação aberta, conhecida como Teoria dos Refúgios (HAFFER, 1969), também tem sido categoricamente refutada por diversos estudos independentes (BUSH et al., 2004; MAYLE, 2004; PENNINGTON et al., 2004).

Diversos artigos têm destacado a importância de mudanças no ambiente físico como um dos principais determinantes dos padrões de vegetação na Amazônia, bem como em outras áreas tropicais do globo (VAN DER HAMMEN

et al., 1992; BEHLING; HOOGHMSTRA, 2000; SIFEDDINE et al., 2001; MAYLE; POWER, 2008; ROSSETTI et al., 2012). As informações aqui apresentadas suportam esta hipótese, revelando que a dinâmica sedimentar também influenciou na distribuição da vegetação na porção norte da Amazônia. Neste sentido, os dados isotópicos sugerem que o efeito das mudanças climáticas quaternárias não foi determinante para o padrão atual da vegetação na área de estudo. Mesmo assim é possível que em outras áreas da Amazônia o clima pode ter influenciado no volume de biomassa (COWLING, 2004) ou induzido pequenas mudanças na composição das espécies (BUSH et al., 2007).

Considerando a influência dos processos sedimentares que formaram o megaleque Viruá, um modelo pode ser proposto para explicar a evolução da vegetação aberta na área de estudo (Figura 6.7). Os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N não suportam que as mudanças de vegetação registradas nos testemunhos tenham ocorrido em função de mudanças climáticas. A ausência de sincronia nas curvas de  $\delta^{13}\text{C}$  e a prevalência de valores acima de  $-26,6\text{‰}$  nas áreas de floresta sustentam este fato. No modelo proposto, a área de estudo seria dominada por floresta antes do desenvolvimento do megaleque Viruá (Figura 6.7-a). Com a formação do sistema deposicional, a floresta foi limitada às áreas estáveis protegidas de sedimentação (Figura 6.7-b). Este processo explicaria a coincidência entre as áreas de vegetação aberta com os limites do megaleque. Após a interrupção dos processos de sedimentação, o grande volume de areia depositado criou condições especiais para o estabelecimento da vegetação aberta, mudança que ocorreu por volta do Holoceno médio (Figura 6.7-c).

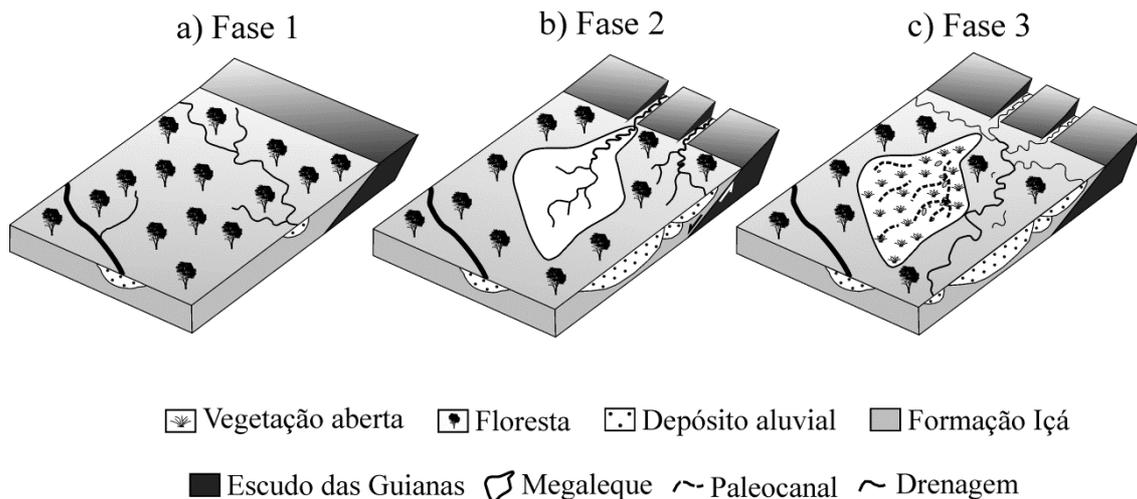


Figura 6.7 - Modelo proposto para a origem da vegetação aberta como resposta à dinâmica sedimentar associadas à evolução de um sistema de megaleque. (a) Paisagem caracterizada pelo domínio de floresta antes do desenvolvimento do megaleque. (b) Dinâmica sedimentar restringe a ocorrência de floresta às áreas de entorno do megaleque. (c) Após o abandono do megaleque sua superfície foi progressivamente coberta por vegetação aberta. A cronologia relativa aumenta de (a) para (c), sendo o último o tempo atual.

É conveniente destacar que o testemunho RR51-E possui tendência à maior contribuição de plantas  $C_4$ , que poderia indicar climas mais secos durante o Último Máximo Glacial. Neste período, a densidade de cobertura florestal pode ter diminuído em diversas áreas da Amazônia e favorecido a ocorrência de plantas do tipo  $C_4$ . Este cenário é compatível com dados paleontológicos da Amazônia central, onde foram descobertos diversos exemplares de megafauna típica de áreas de savana arbórea (ROSSETTI et al., 2004). No entanto, a prevalência de plantas  $C_3$ , representadas por florestas e fitoplâncton atesta condições úmidas na área estudada durante todo o Holoceno. Assim, o registro do aumento de plantas  $C_4$  nos testemunhos de vegetação aberta foi concomitante com este período úmido, que possivelmente está relacionado com o progressivo ressecamento de extensas áreas alagáveis que existem nesta região da Amazônia.

## **6.5. Modelo de megaleque para regiões úmidas**

Os resultados da caracterização paleoambiental, associados com os dados morfológicos discutidos anteriormente, formam um conjunto de evidências que suportam a hipótese da existência de um sistema deposicional de megaleque na área estudada. Não é possível inferir quando se iniciou a deposição de sedimentos, pois os dados sedimentológicos apresentados registraram apenas os últimos estágios evolutivos do megaleque Viruá. No entanto, os dados de carbono-14 indicam que esta região permaneceu um importante local para deposição de sedimentos durante o Pleistoceno Tardio até o Holoceno. Depósitos que se formaram neste intervalo de tempo possuem fácies características de ambientes deposicionais associadas a megaleques. Os poucos modelos sedimentológicos existentes para megaleques mostram uma abundância de depósitos de canal (SINGH et al., 1993; SHULKA et al., 2001), assim como registrado na área de estudo. A espessura das sucessões de fácies A sugerem a prevalência de canais rasos até recentemente. Estes estão dispostos em sucessões amalgamadas sucessivas, o que indica frequentes mudanças de posição ao longo do megaleque. Assim, o cenário mais provável é que o megaleque Viruá foi dominado por canais rasos e instáveis, que transportavam areias com granulometria variável de muito fina a grossa.

As características ambientais que favorecem a formação de megaleques têm sido amplamente discutidas na literatura (LEIER et al., 2005; NICHOLS; FISHER, 2007; HARTLEY et al., 2010). No entanto, independente do tipo de clima, uma das condições mais importantes para sua formação é a existência de fluxo aquoso considerável e espaço para a acomodação dos sedimentos (NORTH; WARWICK, 2007). O megaleque do Taquari no Pantanal Matogrossense (ASSINE, 2005) pode ser considerado um análogo para regiões tropicais úmidas, dada sua localização em uma das maiores planícies alagáveis do planeta. Estima-se que sua formação teve início a partir do Pleistoceno Tardio (AB'SABER, 1988), sendo que atualmente possui sedimentação restrita ao canal do rio Taquari e em sua porção distal.

Os resultados obtidos neste trabalho sugerem que o megaleque Viruá foi formado na planície amazônica sob influência de características geológicas e condições climáticas favoráveis (Figura 6.8). O estabelecimento deste sistema de megaleque ocorreu dentro de uma bacia tectonicamente ativa, delimitada por falhas com tendências NE-SW e NW-SW. Movimentos de subsidência de baixa intensidade permitiram o desenvolvimento de uma área moderadamente deprimida, dominada por áreas alagáveis rasas. Embora em diferente contexto geológico, o megaleque do Okavango também ocorre associado com um sistema incipiente de gráben intracontinental (GUMBRICHT et al., 2001).

É provável que grandes volumes de sedimento, predominantemente areia, foram transportados para a área de estudo durante estações úmidas sob influência de clima monçônico (Figura 6.8-a). A principal fonte deste material são rochas pré-cambrianas do Escudo das Guianas. O desnível entre o embasamento com as áreas planas adjacentes teria promovido maior velocidade de fluxo, ao mesmo tempo que a subsidência criava espaço para a acomodação de sedimentos. Este mecanismo atuou em conjunto com o sistema climático da região, de modo que o nível das águas sempre esteve relativamente baixo. Caso contrário, estes processos teriam formado um lago que poderia estar associado a um sistema deposicional de delta lacustre, ao invés de um megaleque.

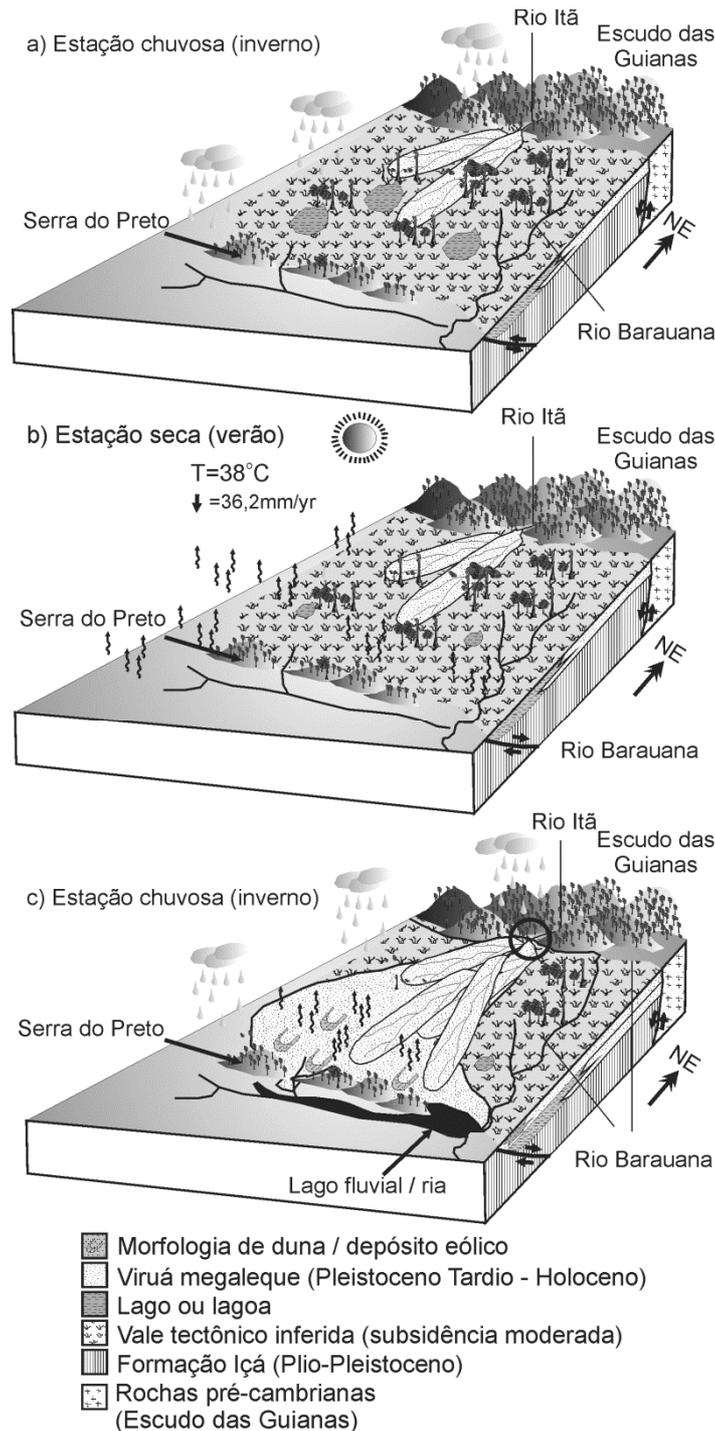


Figura 6.9 - Modelo de evolução da paisagem na área de estudo. (a) O acúmulo de sedimentos provenientes do Escudo das Guianas, transportados pelo rio Itã, iniciou a formação do megaleque. (b) Altas temperaturas e baixa pluviosidade durante as estações secas teriam promovido intensa evapotranspiração, impedindo a formação de lagos e deltas. (c) Canais distributários foram responsáveis pelo transporte de grandes volumes de sedimentos, que se estenderam até a Serra do Preto. Os processos deposicionais que formaram o megaleque foram interrompidos após a captura do rio Itã por um segmento NW-SE do rio Barauana (o círculo em (c) indica o ponto de captura).

A região norte da Amazônia está exposta a um regime climático que é regulado pelas oscilações da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (LATRUBESSE; RAMONELL, 1994). Como consequência tem-se o desenvolvimento de um sistema de circulação do tipo monçônico (MARENGO, 1992), resultando em estações climáticas (seca/úmida) bem definidas. Destaca-se que nesta região amazônica períodos de intensa seca são coincidentes com o fenômeno El-Niño (Figura 6.8-b). Caso este sistema tenha ocorrido durante o Pleistoceno Tardio, estima-se que os fluxos de sedimentos em direção ao megaleque seriam drasticamente reduzidos nestes eventos extremos.

Embora exista uma grande carência de dados paleoclimáticos para esta região, isótopos de oxigênio preservados em estalagmites em cavernas do sul do Brasil indicam regime monçônico em vigor na Amazônia nos últimos 90.000 anos (WANG et al., 2008). Modelos climáticos também apontam aumento na intensidade das monções durante o Último Máximo Glacial, com a possível redução de até 35% da precipitação nas estações secas (COOK; VIZY, 2006). Assim, o megaleque Viruá pode ter se desenvolvido sob influência de um regime monçônico com estações secas mais pronunciadas, tanto na duração como na taxa de pluviosidade. Nestas condições climáticas, o fluxo aquoso disponível seria insuficiente para formar grandes lagos devido à intensa evaporação durante estações secas. Leier et al. (2005) sugeriu que depósitos de megaleques ocorrem em locais com forte sazonalidade na vazão dos rios.

Durante os períodos úmidos, um grande volume de sedimentos abasteceu o megaleque Viruá por meio de uma rede de canais distributários (Figura 6.8-c). O megaleque avançou no sentido oeste e sudoeste em direção à Serra do Preto, ocupando a topografia plana da área de estudo. Após esta área ser preenchida, os processos deposicionais passaram a atuar na região sul do megaleque, truncando um antigo afluente do rio Barauana que hoje se encontra preservado na forma de uma ria fluvial paralela à Serra do Preto. Nos períodos de seca, quando o megaleque esteve praticamente inativo, os depósitos superficiais foram mobilizados pelo vento e deram origem a morfologias de duna. O megaleque Viruá tornou-se inativo quando o fluxo de

água principal foi interrompido com a captura do rio Itã pelo segmento NW-SE do rio Barauana. Ao que tudo indica, grande parte dos processos deposicionais que formaram o megaleque Viruá foram interrompidos após a captura de seu rio tronco.

## 7 CONCLUSÕES

1. A feição triangular existente na área de estudo corresponde a um sistema deposicional do tipo megaleque. Sua existência foi comprovada por informações morfológicas extraídas de produtos de sensoriamento remoto e dados geológicos coletados em campo.
2. A classificação da morfologia do terreno com as imagens do radar PALSAR revelou feições que não puderam ser observadas em produtos de sensores ópticos. A morfologia do megaleque Viruá, planícies de inundação e canais temporários foram mapeados a partir das variações do ciclo hidrológico registradas nas imagens multitemporais de radar.
3. Canais distributários caracterizavam a região norte da Amazônia em um passado geológico recente. Esta informação pôde ser verificada somente com dados de sensoriamento remoto. Neste sentido, a metodologia desenvolvida para a obtenção do hidroperíodo possibilitou o mapeamento e caracterização da dinâmica espaço-temporal dos canais existentes.
4. Os depósitos arenosos associados com o megaleque Viruá condicionam a composição florística atual da região estudada. Isto foi confirmado por dados de inventário florístico, que mostraram contrastes florísticos acentuados entre as espécies localizadas sob o domínio do megaleque Viruá com as do entorno.
5. O padrão de “ilhas de floresta” está diretamente relacionado com os processos que formaram o megaleque Viruá. A orientação concordante dos eixos destas feições com a rede de drenagem mostrou sua associação com os depósitos fluviais.
6. A ocorrência de fragmentos naturais de vegetação aberta pode ser explicada pela ação dos processos sedimentares, que limitou formações florestais às áreas de entorno do megaleque. Após a interrupção da formação do megaleque Viruá no Holoceno médio, a vegetação aberta passou a dominar progressivamente sua superfície.

7. O presente estudo mostrou que processos do meio físico possuem grande influência nas formações florestais amazônicas. A dinâmica sedimentar deve ser uma variável a ser incorporada em modelos que procuram explicar a distribuição de espécies vegetais em outras áreas da Amazônia dominadas por sedimentação quaternária.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A.N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas – Instituto de Geografia**, v. 3, n. 1, p. 1-19, 1977.

AB'SÁBER, A.N. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 50, n. especial, p. 9–57, 1988.

AB'SABER, A.N. Bases para o estudo dos ecossistemas da Amazônia brasileira. **Estudos Avançados**, v.16, n.45, pp.7-30, 2002.

ABRAMS, M.; HOOK, S. **ASTER user handbook, version 2**. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, 2002, 135 p.

ABSY, M.L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; et al. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans l'ê sud-est de l'Amazonie au cours dès 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes Rendus**, v. 312, n. 2, p. 673-678, 1991.

ALFAYA, F. A. V. S. **Mapeamento de áreas alagáveis da calha Solimões/Amazonas utilizando análise de imagens baseada em objeto com dados MDE-SRTM**. 2012. 77 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/04.10.11.22-TDI). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BMAAGH>>. Acesso em: 07 mar. 2013.

ALLEN, J.R.L. **Sedimentary structures: their character and physical basis**. Amsterdam:Elsevier, 1982, 594 p.

ANDERSON, A.B. White sand vegetation of Brazilian Amazonia. **Biotropica**, v.13, n. 1, p. 199-210, 1981.

ANDERSON, D.E.; GOUDIE, A.S.; PARKER, A.G. **Global environments through the quaternary: exploring environmental change**. OUP Oxford, 2007, 392 p.

ANHUF, D.; LEDRU, M.P.; BEHLING, H.; CORDEIRO, R.C.; VAN DER HAMMEN, T.; KARMANN, I.; MARENGO, J.A.; OLIVEIRA, P.E.; PESSEDA, L. Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 239, n. 3-4, p. 510-527, 2006.

APPLEGARTH, M.; STEFANOV, W. Use of Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) imagery to investigate upslope particle size controls on arid piedmont morphology. **Geomorphology**, v. 82, n. 3-4, p. 388-397, 2006.

ARGIALAS, D.; TZOTSOS, A. Automatic extraction of physiographic features and alluvial fans in Nevada, USA from digital elevation models and satellite imagery through multiresolution segmentation and object oriented classification. In: ISPRS CONGRESS, 20., , Istanbul, Turkey. **Proceedings...** Istanbul, 2004. Commission 7.

ARZANI, N. Catchment lithology as a major control on alluvial megafan development, Kohrud Mountain range, central Iran. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, n. 7, p. 726-740, 2012.

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

ASSINE, M.L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, 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.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, v. 114, p. 23-34, 2004.

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.

BARET, F.; GUYOT, G. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. **Remote Sensing of Environment**, v. 35, n. 2-3, p. 161-173, 1991.

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**, v. 21, n. 1, p. 91-109, 2009.

BEHLING, H.; HOOGHMSTRA, H. Holocene Amazon rainforest-savanna dynamics and climatic implications: high resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. **Journal of Quaternary Sciences**, v. 15, n. 7, p. 687-695, 2000.

BERATAN, K. K.; ANDERSON, R. The use of Landsat Thematic Mapper data for mapping and correlation of Quaternary geomorphic surfaces in the southern Whipple Mountains, California. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 12, p. 2345-2359, 1998.

BERTANI, T. C. **Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento de paleomorfologias no interflúvio Madeira-Purus, sudoeste da Amazônia brasileira**. 2011. 128 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/04.25.12.16-TDI). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39J8MUH>>. Acesso em: 07 mar. 2013..

BETA ANALYTIC. 2012a. **Accelerator mass spectrometry radiocarbon dating**. Disponível em < <http://www.radiocarbon.com/accelerator-mass-spectrometry.htm>>. Acesso em 14/06/2012.

BETA ANALYTIC. 2012b. **Sample contamination and pretreatment**. Disponível em < <http://www.radiocarbon.com/carbon-dating-pretreatment.htm>>. Acesso em 14/06/2012.

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, 2003.

BISPO, P. C. **Efeitos da geomorfometria na caracterização florístico-estrutural da Floresta Tropical na região de Tapajós com dados SRTM e PALSAR**. 2012. 147 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/06.03.13.58-TDI). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3C34QC8>>. Acesso em: 07 mar. 2013.

BLAIR, T. C.; MCPHERSON, J. G. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. **Journal of Sedimentary Research**, v. 64, n. 3a, p. 450-489, 1994.

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.

BOUTTON, T.W.; ARCHER, S.R.; MIDWOOD, A.J.; et al.  $\delta^{13}\text{C}$  values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. **Geoderma** v. 82, n. 1-3, p. 5-41, 1998.

BRAUN, E. H. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante na planície quaternária do Pantanal. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 34, 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, n. 8, p. 630-640, 2011.

BULL, W. B. The alluvial-fan environment. **Progress in Physical Geography**, v. 1, n. 2, p. 222-270, 1977.

BUSH, M. B. Amazonian speciation: a necessarily complex model. **Journal of Biogeography**, v. 21, n. 1, p. 5-17, 1994.

BUSH, M. B.; OLIVEIRA, P. E.; COLINVAUX, P. A.; et al. Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 214, n. 4, p. 359-393, 2004.

BUSH, M. B.; SILMAN, M. R.; LISTOPAD, C. M. A regional study of Holocene climate change and human occupation in Peruvian Amazonia. **Journal of Biogeography**, v. 34, n. 8, p. 1342-1356, 2007.

BWANGOY, J. B.; HANSEN, M. C.; ROY, D. P.; GRANDI, G. D.; JUSTICE, C. O. Wetland mapping in the Congo Basin using optical and radar remotely sensed data and derived topographical indices. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 1, p. 73-86, 2010.

CARLING, P.A.; PETTS, G.E. **Lowland floodplain river geomorphic perspectives**. Chichester : Wiley, 1992, 302 p.

CARNEIRO FILHO, A; SCHWARTZ, D.; TATUMI, S. H. 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.; TATUMI, S.; YEE, M. Dunas fósseis na Amazônia. **Ciência Hoje**, v. 32, n. 1, 24-29, 2003.

CASTRO, D.; ROSSETTI, D. F.; PESSENDA, L. C. R. Facies,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. **Marine Geology**, v. 274, n. 104, 2010.

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.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. L. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 11, p. 2674–2677, 2003.

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.

CHEN, F.; ZHANG, L.; YANG, Y. et al. Chemical and isotopic alteration of organic matter during early diagenesis: evidence from the coastal area offshore the Pearl River estuary, south China. **Journal of Marine Systems**, v. 74, n. 1-2, p. 372–380, 2008.

CHENG, P. Automated high-accuracy orthorectification and mosaicking of PALSAR data without ground control. **Geoinformatics**, v. 10, n.6, p. 36-38, 2007.

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.; OLIVEIRA, P. Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. **Journal of Quaternary Science**, v. 14, n. 4, p. 347-356, 2000.

COOK, K.H., VIZY, E.K. South American climate during the Last Glacial Maximum: delayed onset of the South American monsoon. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, D02110, 2006.

COOK, G.T.; PLICHT, J. Radiocarbon Dating: Conventional Method. In: S.A. Elias (Ed.) **Encyclopedia of Quaternary Science**. Elsevier, pp. 2899–2911, 2007.

CORRADINI, F. A. **Geomorfologia fluvial, mudanças ambientais e evolução do megaleque do rio São Lourenço, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense**. 2011. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2011.

COULIBALY, L.; GOÏTA, K. Evaluation of the potential of various spectral indices and textural features derived from satellite images for surficial deposits mapping. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 20, p. 4567-4584, 2006.

COWLING, S. A. Tropical forest structure: A missing dimension to Pleistocene landscapes. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 7, p. 733-743, 2004.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINEIRAS (CPRM). Serviço Geológico Brasileiro. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**. Folha NA.20 Boa Vista; geologia. Brasília, 2004.

CREMON, É. H. **Caracterização morfológica do sistema fluvial do Rio Demini (Amazônia Setentrional) com base em sensoriamento remoto**. 2012. 165 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. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BFENA5>>. Acesso em: 07 mar. 2013.

CRIST, E. P.; CICONE, R. C. A physically-based transformation of Thematic Mapper data – the TM Tasseled Cap. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 22, n. 3, p. 256–263, 1984.

CRONQUIST, A. **An integrated system of classification of flowers plants**. Nova Iorque: Columbia University Press, 1981, 1262 p.

De VRIES, H. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on Earth. , **Proceedings Koninlijke Nederlandse Akademie Wetenschappen B** 61, 94-102, 1958.

DECELLES, P. G.; GILLES, K. A. Foreland basin systems. **Basin Research**, v. 8, n. 2, p. 105-123, 1996.

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, n. 9, p. 1315-1334, 1999.

DENNY, C. S. Fans and pediments. **American Journal of Science**, v. 265, n. 1, p. 81-105, 1967.

DONG, P.; LEBLON, B. Rock unit discrimination on Landsat TM, SIR-C and Radarsat images using spectral and textural information. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, n. 18, p. 3745-3768, 2004.

DUIVENVOORDEN, J.F. Tree Species Composition and Rain Forest-Environment Relationships in the Middle Caquetá Area, Colombia, NW Amazonia. **Vegetation**, v. 120, n. 2, p. 91-113, 1995.

EVANS, D.; FARR, T.; VAN ZYL, J. Estimates of surface roughness derived from synthetic aperture radar (SAR) data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 30, n. 2, p. 382–389, 1992.

EVANS, I. S.; HENGL, T.; GORSEVSKI, P. Applications in geomorphology. In: Hengl, T.; Reuter, H. I. (eds.). **Geomorphometry: concepts, software, applications**. Amsterdam: Elsevier, 2009. p.497-525.

FARR, T.; CHADWICK, O. Geomorphic processes and remote sensing signatures of alluvial fans in the Kun Lun Mountains, China. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. E10, p. 23091-23100, 1996.

JIMÉNEZ FERNÁNDEZ, D. C. **Avaliação de algoritmos e modelos digitais de elevação para extração automática da drenagem**. 2011. 112 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/05.01.13.51-TDI). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39K8BSL>>. Acesso em: 07 mar. 2013.

FIELDING, C. R.; ASHWORTH, P. J.; BEST, J. L.; PROKOCKI, E. W.; SMITH, G. H. Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? **Sedimentary Geology**, v. 261-262, n. 1, p. 15-32, 2012.

FINOL, U. H. Nuevos parámetros a considerar en el análisis estructural de las selvas vírgenes tropicales. **Revista Forestal Venezolana**, v. 14, n. 21, p. 29-42, 1971.

FRANKEL, K. L.; DOLAN, J. F. Characterizing arid region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. F2, p. 1-14, 2007.

FRAPPART, F.; SEYLER, F.; MARTINEZ, J.; LEON, J.; CAZENAVE, A. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. **Remote Sensing of Environment**, v. 99, n. 4, p. 387-399, 2005.

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.

FREITAS, H.; PESSENDA, L.; ARAVENA, S.; et al. Late Quaternary Vegetation dynamics in the southern Amazon basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, v. 55, n. 1, p. 39-46, 2001.

FREYCON, V.; KRENCKER, M.; SCHWARTZ, D.; et al. The impact of climate changes during the Holocene on vegetation in northern French Guiana. **Quaternary Research**, v. 73, n. 2, p. 220-225, 2010.

FRIEDL, M.; BRODLEY, C. Decision tree classification of land cover from remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, v. 61, n. 3, p. 399-409, 1997.

FROUIN, R.; SCHWINDLING, M.; DESCHAMPS, P. Y. Spectral reflectance of sea foam in the visible and near-infrared: in situ measurements and remote sensing implications. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C6, p. 14361-14371, 1996.

- GABER, A.; KOCH, M.; EL-BAZ, F. Textural and Compositional Characterization of Wadi Feiran Deposits, Sinai Peninsula, Egypt, Using Radarsat-1, PALSAR, SRTM and ETM+ Data. **Remote Sensing**, v. 2, n. 1, p. 52-75, 2009.
- GALLOWAY, W.; HOBDAY, D. K. **Terrigenous clastic depositional systems: applications to petroleum, coal and uranium exploration**. 1 ed.,. New York: Springer, 1983. 420p.
- GANI, N.; ABDELSALAM, M. Remote sensing analysis of the Gorge of the Nile, Ethiopia with emphasis on Dejen–Gohatsion region. **Journal of African Earth Sciences**, v. 44, n. 2, p. 135-150, 2006.
- GEDDES, A. The alluvial fan morphology of the Indo-Gangetic Plains: its mapping and geographical significance. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 28, n. 1, p. 253-267, 1960.
- GEYH, M.A.; ROESCHMANN, G.; WIJMASTRA, T.A.; MIDDELDORP, A.A. 1983. The unreliability of <sup>14</sup>C dates obtained from buried sandy podzols. **Radiocarbon**, v. 25, n. 2, p. 409-416, 1983.
- GLENN, N. The effects of soil moisture on synthetic aperture radar delineation of geomorphic surfaces in the Great Basin, Nevada, USA. **Journal of Arid Environments**, v. 56, n. 4, p. 643-657, 2004.
- GRIBEL, R.; FERREIRA, C. A. C.; COELHO, L. S.; SANTOS, J. L.; RAMOS, J. F.; SILVA, K. A. F. **Vegetação do Parque Nacional do Viruá – RR**. Boa Vista, 2009, 59 p. Relatório Técnico.
- 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.
- GUMBRICHT, T.; MCCARTHY, T.S.; BAUER, P. The micro-topography of the wetlands of the Okavango Delta, Botswana. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 1, p. 27-39, 2005.
- GUPTA, S. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. **Geology**, v. 25, n. 1, p. 11-14, 1997.
- HAFFER, J. Speciation in Amazonian forest birds. **Science**, v. 165, n. 3889, p. 131-137, 1969.
- HAMILTON, S.; KELLNDORFER, J.; LEHNER, B.; TOBLER, M. Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru). **Geomorphology**, v. 89, n. 1-2, p. 23-38, 2007.

HARDGROVE, C.; MOERSCH, J.; WHISNER, S. Thermal imaging of sedimentary features on alluvial fans. **Planetary and Space Science**, v. 58, n. 4, p. 482-508, 2010.

van der HAMMEN, T.; DUIVENVOORDEN, J.F.; LIPS, J.M.; et al. The Late Quaternary of the middle Caquetá area (Colombian Amazonia). **Journal of Quaternary Science**, v. 7, n. 1, p. 45-45, 1992.

HARTLEY, A. J.; WEISSMANN, G. S.; NICHOLS, G. J.; WARWICK, G. L. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. **Journal of Sedimentary Research**, v. 80, n. 2, p. 167-183, 2010.

HARVEY, A.M. Factors influencing quaternary alluvial fan in southeast Spain. In: Rachocki, A. H.; Church, M. (eds.). **Alluvial fans: a field approach**. 1 ed. Chichester: Wiley, 1990. p.247-269.

HARVEY, A.M. The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, n. 1, p. 64-76, 2012.

HASHIMOTO, A.; OGUCHI, T.; HAYAKAWA, Y. GIS analysis of depositional slope change at alluvial-fan toes in Japan and the American Southwest. **Geomorphology**, v. 100, n. 1-2, p. 120-130, 2008.

HAYAKAWA, E. H. **Paleogeformas e sistemas de drenagem da Bacia do Baixo Rio Madeira, AM**: interpretação de dados de sensoriamento remoto. 2011. 191 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.01.14.17-TDI). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3A267LE>>. Acesso em: 07 mar. 2013.

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.

HENDERSON, F. M.; LEWIS, A. J. **Principles and applications of imaging radar: manual of remote sensing**. New York: John Wiley & Sons, 1998. 896 p.

HESS, L. L.; MELACK, J. M.; FILOSO, S.; WANG, Y. Delineation of Inundated Area and Vegetation Along the Amazon Floodplain with the SIR-C Synthetic Aperture Radar. **IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 33, n. 4, p. 896-904, 1995.

HIGGINS, M.; RUOKOLAINEN, K.; TUOMISTO, H.; LLERENA, N.; CARDENAS, G.; PHILLIPS, O. L.; VÁSQUEZ, R.; RÄSÄNEN, M. Geological control of floristic composition in Amazonian forests. **Journal of Biogeography**, v. 38, n. 11, p. 2126-2149, 2011.

HOOKE, R. L.; ROHRER, W. L. Relative erodibility of source-area rock types, as determined from second-order variations in alluvial-fan size. **Geological Society of America Bulletin**, v. 88, n. 8, p. 1177, 1977.

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, n. 1, p. 43-63, 2001.

HUNT, E. R. Relationship between woody biomass and PAR conversion efficiency for estimating net primary production from NDVI. **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, n. 8, p. 725-730, 1994.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Mapas temáticos Amazônia Legal** - 1:250.000. Rio de Janeiro,, 2008.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Catálogo de imagens Landsat**. Disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/>. Acesso em 11 de Janeiro de 2010.

IRION, G.; MULLER, J.; MELLO, J.N.; JUNK, W. Quaternary geology of the central Amazonian lowland area. **Revista do Instituto Geológico**, v. 15, n. 1-2, p. 27-33, 1994.

JARAMILLO, C.; OCHOA, D.; CONTRERAS, L.; et al. Effects of rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary on neotropical vegetation. **Science**, v. 330, n. 6006, p. 957-961, 2010.

JENSEN, J. R. **Introductory digital image processing: a remote sensing perspective**. New Jersey: Prentice Hall, 2005, 316 p.

JULL, A.J.T. Dating techniques. In: Elias S.A. (Ed.) **Encyclopedia of Quaternary Science**. Elsevier, p. 453-459, 2007.

JUNK, W.J.; PIEDADE, M.T. F.; SCHÖNGART, J.; et al. A Classification of major naturally-occurring Amazonian lowland wetlands. **Wetlands**, v. 31, n. 4, p. 623-640, 2011.

KASISCHKE, E; MELACK, J. Ecology. In: **Spaceborne synthetic aperture radar: current status and future directions**, p. 2.1-2.12. NASA Technical Memorandum 4679, 1995.

KLINGE, H. Podzol soils in the Amazon basin. **Journal of Soil Science**, v. 16, n. 1, p. 95-103, 1965.

LAMPRECHT, H. Ensayo sobre la estructura florística de la parte sur-oriental del Bosque Universitario. **Revista Forestal Venezolana**, v. 7, n. 10-11, p. 77-119, 1964.

LANDIS, J. R.; KOCH, G. G. The measurement of observer agreement for categorical data. **Biometrics**, v. 33, p. 159–174, 1977.

LATRUBESSE, E.M. Evidence of Quaternary palaeohydrological changes in middle Amazônia: The Aripuanã-Roosevelt and Jiparaná fans. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 129, n. , p. 61-72, 2002.

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

LATRUBESSE, E.; NELSON, B.W. Evidence for Late Quaternary aeolian activity in the Roraima–Guyana Region. **Catena**, v. 43, n. 1, p. 63-80, 2001.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; CREMON, E. H.; MAY, J.; TATUMI, S. H.; HURTADO, M.; BEZADA, M.; ARGOLLO, J. B. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 356-357, n. 15, p. 62-74, 2012.

LEDRU, M.; CECCANTINI, G.; GOUVEIA, S. E. M.; et al. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 9-10, p. 1110-1126, 2006.

LEE, K.; KIM, T.; YUN, Y.; SHIN, S. Spectral characteristics of shallow turbid water near the shoreline on inter-tidal flat. **Korean Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 3, p. 131–139, 2001.

LEIER, A.L., DECELLES, P.G., PELLETIER, J.D. Mountains, monsoons and megafans. **Geology**, v. 33, n. 4, p. 289–292, 2005.

LOPES, A.; TOUZI, R.; NEZRY, E. Adaptive speckle filters and scene heterogeneity. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 28, n. 6, p. 992-1000, 1990.

LOWE, J.J.; WALKER, M.J.C. **Reconstructing Quaternary Environments**. Prentice Hall, 2 ed. 446 p., 1997.

MAIA, R. G.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; MOURA, P. A.; COSTA, F. S. **Projeto carvão no Alto Amazonas – Relatório final**. CPRM: Rio de Janeiro. 1971.

MANTELLI, L. R. **Análise do modelo de elevação do terreno com base em dados SRTM na região de Breves, sudoeste da Ilha do Marajó**. 145 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 12, n. 8, p. 853-863, 1992.

MAYLE, F. E. Assessment of the Neotropical dry forest refugia hypothesis in the light of palaeoecological data and vegetation model simulations. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 4, p. 713-720, 2004.

MAYLE, F. E.; POWER, M. J. Impact of a drier Early–Mid-Holocene climate upon Amazonian forests. **Philosophical transactions of the Royal Society of London - Series B**, v. 363, n. 1498, p. 1829-1838, 2008.

MCCARTHY, J.; GUMBRICHT, T.; MCCARTHY, T. S. Ecoregion classification in the Okavango Delta, Botswana from multitemporal remote sensing. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, n. 19, p. 4339-4357, 2005.

MCCAULEY, J. F.; SCHABER, G. G.; BREED, C. S.; ET AL. Subsurface Valleys and Geoarcheology of the Eastern Sahara Revealed by Shuttle Radar. **Science**, v. 218, n. 4576, p. 1004-1020, 1982.

MCFEETERS, S.K. The use of normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 7, p. 1425–1432, 1996.

MEYER, P. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. **Organic Geochemistry**, v. 27, n. 5-6, p. 213-250, 1997.

MIDDELBURG, J.J.; NIEUWENHUIZE, J. Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde **Estuary. Marine Chemistry**, v. 60, n. 3-4, p. 217-225, 1998.

MILANA, J. P. Characterization of alluvial bajada facies distribution using TM imagery. **Sedimentology**, v. 47, n. 4, p. 741-76, 2000.

MILIAREISIS, G. C.; ARGIALAS, D. P. Extraction and Delineation of Alluvial Fans from Digital Elevation Models and Landsat Thematic Mapper Images. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 66, n. 9, p. 1093-1101, 2000.

MIRANDA, M. C.; ROSSETTI, D. F.; PESSEDA, L. C. R. Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and C/N. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 282, n. 1-4, p. 19-31, 2009.

THE NACIONAL CENTER FOR AIRBORNE LASER MAPPING (NCALM). 2010. Disponível em: <<http://calm.geo.berkeley.edu/ncalm/>>. Acessado em 16 de Março de 2010.

NICHOLS, G. J.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, n. 1-2, 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 reconstructions. **Earth-Science Reviews**, v. 111, n. 1-2, p. 199-223, 2012.

NORTH, C.P.; WARWICK, G.L. Fluvial fans: myths, misconceptions, and the end of the terminal-fan model. **Journal of Sedimentary Research**, v. 77, n. 9, p. 693-701, 2007.

NOVAK, I. D.; SOULAKELLIS, N. Identifying geomorphic features using LANDSAT-5/TM data processing techniques on Lesbos, Greece. **Geomorphology**, v. 34, n. 1-2, p. 101-109, 2000.

NOVO, E. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 3 ed. São Paulo: Blucher, 2008.363 p.

O'LEARY, M.H. Carbon isotope fractionation in plants. **Phytochemistry**, 20, 553-567, 1981.

OGUCHI, T.; HAYAKAWA, Y. S.; WASKLEWICZ, T. Data sources. In: SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. S. (Eds.). **Geomorphological Mapping: Methods and Application**. Amsterdam: Elsevier. Developments in Earth Surface Processes, v. 15, p. 189-224, 2011.

OH, Y.; SARABANDI, K.; ULABY, F. T. An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 30, n. 2, p. 370-381, 1992.

OLAYA, V. Basic land-surface parameters. In: T. Hengl; H. I. Reuter; **Geomorphometry: concepts, software, applications**. p.141-169. Amsterdam: Elsevier, 2009.

OUMA, Y.O.; TATEISHI, R. A water index for rapid mapping of shoreline changes of five East African Rift Valley lakes: an empirical analysis using Landsat TM and ETM+ data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 15, p. 3153–3181, 2006.

OWOR, M.; MUWANGA, A.; POHL, W. Wetland change detection and inundation north of lake George, western Uganda using Landsat data. **African Journal of Science and Technology**, v. 8, n. 1, p. 94–106, 2007.

PAILLOU, P.; SCHUSTER, M.; TOOTH, S. Mapping of a major paleodrainage system in eastern Libya using orbital imaging radar: The Kufrah River. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 277, n. 3-4, p. 327-333, 2009.

PARADELLA, W.; SANTOS, A.; VENEZIANI, P.; DA CUNHA, E. Radares imageadores nas Geociências: estado da arte e perspectivas. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 57, n. 01, p. 56–62, 2005.

PENNINGTON, R. T.; LAVIN, M.; PRADO, et al. Historical climate change and speciation: neotropical seasonally dry forest plants show patterns of both tertiary and quaternary diversification. **Philosophical transactions of the Royal Society of London - Series B**, v. 359, n. 1443, p. 515-537, 2004.

PESSENDA, LCR; VALENCIA, R; ARAVENA, R.; et al. Paleoclimate Studies in Brazil Using Carbon Isotopes in Soils. In: JC Wasserman; EV Silva Filho; R Villas Boas (Eds), **Environmental Geochemistry in the Tropics**, Springer, 305p, 1998.

PESSENDA, L.C.R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; et al. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation change during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v. 11, n. 2, p. 250-254, 2001.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.N.; FREITAS, H.A.; et al. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: C. Gouveia, K. Suguio, A. M. Oliveira, P. E. Oliveira, **Quaternário do Brasil**. p. 75-93, Holos Editora, 2005.

PHILIP, G.; GUPTA, R. P.; BHATTACHARYA, A. Channel migration studies in the middle Ganga basin, India, using remote sensing data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 10, n. 6, p. 1141-1149, 1989.

PIKE, R. J.; EVANS, I. S.; HENGL, T. Geomorphometry: A Brief Guide. In: Hengl; T.; REUTER, H. I. (Eds.). **Geomorphometry: concepts, Software, Applications**. Amsterdam: Elsevier. *Developments in Soil Science*, v. 33, p. 3-30, 2009.

RADAM, Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA.20 Boa Vista**: Geologia e mapeamento geológico, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1976, 428 p.

RÄSÄNEN, M.E.; SALO, J.S.; KALLIOLA, R.J. Fluvial Perturbance in the Western Amazon Basin: Regulation by Long-Term Sub-Andean Tectonics. **Science**, v. 238, n. 4832, p. 1398-1401, 1987.

RÄSÄNEN, M. E.; LINNA, A. M.; SANTOS, J. C.; NEGRI, F. R. Late miocene tidal deposits in the amazonian foreland basin. **Science**, v. 269, n. 5222, p. 386-390, 1995.

REIMER, P.J.; BAILLIE, M.G.L.; BARD, E.; et al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, v. 51, n. 4, p. 1111-1150, 2009.

RIBEIRO, J. E. S., HOPKINS, M. J. G., VICENTINI, A., et al. **Flora da reserva Ducke**: Guia de identificação das plantas vasculares de uma floresta de Terra-Firme na Amazônia Central. Instituto de Pesquisas da Amazônia: Manaus, 1999, 816 p.

RINGROSE, S.; MATHESON, W.; BOYLE, T. Differentiation of Ecological Zones in the Okavango Delta , Botswana by Classification and Contextural Analyses of Landsat MSS Data. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 54, n. 5, p. 601-608, 1988.

ROBERTS, N.; CUNNINGHAM, D. Automated alluvial fan discrimination, Quaternary fault identification, and the distribution of tectonically reactivated crust in the Gobi Altai region, southern Mongolia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 23, p. 6957-6969, 2008.

ROBINSON, C. A.; EL-BAZ, F.; AL-SAUD, T. S.; JEON, S. B. Use of radar data to delineate palaeodrainage leading to the Kufra oasis in the eastern Sahara. **Journal of African Earth Sciences**, v. 44, n. 2, p. 229-240, 2006.

ROSENQVIST, A.; SHIMADA, M.; 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, 2007.

ROSSETTI, D.F.; TOLEDO, P.M.; SANTOS, H. M.M.; et al. Reconstructing habitats in central Amazonia using megafauna, sedimentology, radiocarbon and isotope analysis. **Quaternary Research**, v. 61, n. 3, p. 289-300, 2004.

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M.; GÓES, 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. F.; ALMEIDA, S.; AMARAL, D. D.; et al. Coexistence of forest and savanna in an Amazonian area from a geological perspective. *Journal of Vegetation Science*, v. 21, n. 1, p. 120-132, 2010.

ROSSETTI, D. F.; BERTANI, T. C.; ZANI, H.; CREMON, E. H.; HAYAKAWA, E. H. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. ***Geomorphology***, v. 177-178, n. 1, p. 74-92, 2012.

ROSSETTI, D. F.; ZANI, H.; CREMON, E. H. Residual patches of late Quaternary megafans in an Amazonian lowland. ***Earth Surface Processes and Landforms***, submetido.

ROVER, J.; WYLIE, B. K.; JI, L. A self-trained classification technique for producing 30 m percent-water maps from Landsat data. ***International Journal of Remote Sensing***, v. 31, n. 8, p. 2197–2203, 2010.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z.; FODOR, L.; HORVÁTH, E.; TELBISZ, T. Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. ***Geomorphology***, v. 104, n. 3-4, p. 203-217, 2009.

RUTER, A.; ARZT, J.; VAVRUS, S.; et al. Climate and environment of the subtropical and tropical Americas (NH) in the mid-Holocene: comparison of observations. ***Quaternary Science Reviews***, v. 23, n., p. 663-679, 2004.

RYU, J.; WON, J.; MIN, K.D. Waterline extraction from Landsat TM data in a tidal flat: a case study in Gomso Bay, Korea. ***Remote Sensing of Environment***, v. 83, n. 3, p. 442–456, 2002.

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.

SCHABER, G.; MCCAULEY, J.; BREED, C.; OTHERS. The use of multifrequency and polarimetric SIR-C/X-SAR data in geologic studies of Bir Safsaf, Egypt. ***Remote Sensing of Environment***, v. 59, n. 2, p. 337–363, 1997.

SCHAEFER, C. E. G. R.; MENDONÇA, B. A. F.; FERNANDES FILHO, E. I. ***Geoambientes e paisagens do Parque Nacional do Viruá – RR***: Zoneamento preliminar. Relatório Técnico, 2009, 59 p.

SCHUMM, S. A. ***The fluvial system***. Nova Iorque: 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, 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, n. 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.

SHULKA, U.K.; SINGH, I.B.; SHARMA, M.; SHARMA, S. A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga megafan. **Sedimentary Geology**, v. 144, n. 3-4, p. 243-262, 2001.

SIFEDDINE, A.; MARINT, L.; TURCQ, B.; et al. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 168, n. 3-4, p. 221-235, 2001.

SILJESTROM, A.; MORENO, K.; VIKGREN, P. Technical note The application of selective principal components analysis (SPCA) to a Thematic Mapper (TM) image for the recognition of geomorphologic features configuration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 18, n. 18, p. 3843-3852, 1997.

SILVA, A. **Geomorfologia do megaleque do Rio Paraguai, quaternário do pantanal mato-grossense, centro-oeste do Brasil**. 2010. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro: UNESP, 2010.

SINGH, H., PARKASH, B., GOHAIN, K. Facies analysis of the Kosi megafan deposits. **Sedimentary Geology**, v. 85, n. 1-4, p. 87–113, 1993.

SINHA, R.; JAIN, V.; BABU, G.P.; GHOSH, S. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 207-225, 2005.

SLINGERLAND, R.; SMITH, N. D. River avulsions and their deposits. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, n. 1, p. 257-285, 2005.

SMITH, M. O.; JOHNSON, P. E.; ADAMS, J. B. Quantitative determination of mineral types and abundances from reflectance spectra using principal components analysis. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, p. 797–804, 1985.

SMITH, M. J.; PAIN, C. F. Applications of remote sensing in geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 33, n. 4, p. 568-582, 2009.

STALEY, D. M.; WASKLEWICZ, T. A.; BLASZCZYNSKI, J. S. Surficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA using airborne laser swath mapping data. **Geomorphology**, v. 4, p. 152-163, 2006.

STANISTREET, I.; MCCARTHY, T. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, v. 85, n. 1-4, p. 115–133, 1993.

STEEGE, H.; JETTEN, V.G.; POLAK, A.M. et al. Tropical rain forest types and soil factors in a watershed area in Guyana. **Journal of Vegetation Science**, v. 4, n. 5, p. 705-716, 1993.

STUIVER, M.; BRAZUNIAS, T.F.; BECKER, B.; KROMER, B. Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  change. **Quaternary Research**, v. 35, n. 1, p. 1-24, 1991.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p.174-182, 1999.

TEEUW, R.; RHODES, E. 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.

TRICART, J. Existence de périodes sèches au Quaternaire en Amazonie et dans les régions voisines. **Revue de Géomorphologie Dynamique**, v. 23, n. 1, p. 145-158, 1974.

TRICART, J. Evidence of Upper Pleistocene dry climates in northern South America. In: J. Douglas; T. Spencer, **Environmental change and tropical geomorphology**. p. 197-217. Londres: Allen & Unwin, 1985.

TUCKER, C. J.; TOWNSHEND, J. R. G.; GOFF, T. E. African land-cover classification using satellite data. **Science**, v. 227, n. 4685, p. 369-375, 1985.

TUOMISTO, H.; RUOKOLAINEN, K.; KALLIOLA, R.; LINNA, A.; DANJOY, W.; RODRIGUEZ, Z. Dissecting amazonian biodiversity. **Science**, v. 269, n. 5220, p. 63-66, 1995.

TUOMISTO H.; RUOKOLAINEN, K. The role of ecological knowledge in explaining biogeography, and biodiversity in Amazonia. **Biodiversity Conservation**, v. 6, p. 347–357, 1997.

UNITED STATES GEOLOGIC SURVEY (USGS). **The USGS global visualization viewer**. Disponível em: <http://glovis.usgs.gov/>. Acesso em 10 de Janeiro de 2010.

VALERIANO, M. M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Ed.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. p. 72-104. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

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

VANZOLINI, P.E. **Zoologia sistemática, geografia e a origem das espécies**. São Paulo; I.G. USP, 1970. p. 1-56. (série teses e monografias).

VELOSO, H.P.; RANGEL-FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 1991.

VERSTAPPEN, H. T. Old and new trends in geomorphological and landform mapping. In: SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. S. (Eds.). **Geomorphological mapping: methods and application**. Amsterdam: Elsevier. *Developments in Earth Surface Processes*, v. 15, p. 13-38, 2011.

VICTORIA, R.L.; FERNANDES, F.; MARTINELLI, L.A.; et al. Past vegetation changes in the Brazilian Pantanal arboreal-grassy savanna ecotone by using carbon isotopes in the soil organic matter. **Global Change Biology**, v. 1, n. 3, p. 165-171, 1995.

VIDOTTO, E.; PESSENDA, L.C.R.; RIBEIRO, A. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazonica**, v. 37, n. 3, 385-400, 2007.

VOLKER, H.; WASKLEWICZ, T.; ELLIS, M. A topographic fingerprint to distinguish alluvial fan formative processes. **Geomorphology**, v. 88, n. 1-2, p. 34-45, 2007.

VORMISTO, J.; TUOMISTO, H.; OKSANEN, T. Palm distribution patterns in Amazonian rainforests: what is the role of topographic variation? **Journal of Vegetation Science**, v. 15, n. 4, p. 485-494, 2004.

WALDHOFF, G.; BUBENZER, O.; BOLTEN, A.; KOPPE, W.; BARETH, G. Spectral analysis of ASTER, Hyperion, and Quickbird data for geomorphological and geological research in Egypt (Dakhla Oasis, western desert). In: *International Archives of the Photogrammetry (ISPRS)*, 21., 2008, Beijing, China. **Proceedings...** Beijing, 2008. p.1201-1206.

WALFIR, P.; FILHO, M. S.; 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.

WANG, X., CRUZ, F.W., AULER, A.S., CHENG, H., EDWARDS, R.L. Millennial-scale climate variability recorded in Brazilian speleothems. **PAGES Newsletter** v. 16, n. 1, p. 31-32, 2008.

WASKLEWICZ, T. A.; MIHIR, M.; WHITWORTH, J. Surface variability of alluvial fans generated by disparate processes, eastern Death Valley, CA. **The Professional Geographer**, v. 60, n. 2, p. 207-223, 2008.

WEISSMANN, G.; HARTLEY, A.; NICHOLS, G.; ET AL. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. **Geology**, v. 38, n. 1, p. 39-42, 2010.

WILKINSON, M. J.; MARSHALL, L.; LUNDBERG, J. River behavior on megafans and potential influences on diversification and distribution of aquatic organisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 21, n. 1-2, 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: Hoorn, C.; Wesselingh, F. P. (Eds.). **Amazonia: landscape and species evolution, a look into the past**. 1. ed. Blackwell Publishing Ltd, 2010. p.162-184.

WILLIAMS, E. A. Flexural cantilever models of extensional subsidence in the Munster Basin (SE Ireland) and Old Red Sandstone fluvial dispersal systems. In: Friend, P.F.; Williams, B.P.J. (Eds.). **New perspectives on the old red sandstone**. London: Geological Society, 2000. p. 239–268.

XU, H. Modification of normalized difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 14, p. 3025–3033, 2006.

ZANI, H. **Mudanças morfológicas na evolução do megaleque do Taquari: uma análise com base em dados orbitais**. Rio Claro, Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 85 p., 2008.

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, 2009.

ZANI, H; ASSINE, M. L. Paleocanais no megaleque do rio Taquari: mapeamento e significado geomorfológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 1, p. 37-43, 2011.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; MCGLUE, M. M. Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: Method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). **Geomorphology**, v. 161-162, n. 1, p. 82-92, 2012.

## APÊNDICE A - PUBLICAÇÕES RESULTANTES DESTA TESE

ZANI, H.; ROSSETTI, D. F. Multitemporal Landsat data applied for deciphering a megafan in northern Amazonia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 19, p. 6060-6075, 2012.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. F.; COHEN, M. L.; PESSEDA, L. C. R.; CREMON, E. H. Influence of landscape evolution on the distribution of floristic patterns in northern Amazonia revealed by  $\delta^{13}\text{C}$  data. **Journal of Quaternary Science**.v. 27, n. 8, p. 854-864, 2012.

ROSSETTI, D. F.; ZANI, H.; CREMON, E. H. A Late Pleistocene-Holocene wetland megafan in the Brazilian Amazonia. **Sedimentary Geology**, v. 282, n. 1, p. 276-293, 2012.

ROSSETTI, D. F.; ZANI, H.; CREMON, E. H. Residual patches of late Quaternary megafans in an Amazonian lowland. **Earth Surface Processes and Landforms**. *Submetido*.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. F.; GRIBEL, R.; TYLER, A. N.; HUNT, P. H.; THOMAS, M. Sedimentary dynamics in a megafan system and the origin of forest island in an Amazonian lowland. **Journal of Biogeography**. *Em preparação*.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. F.; CREMON, E. H. Mapping landforms in an Amazonian wetland based on multitemporal SAR images. **Remote Sensing Letters**. *Em preparação*.