

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS E LETRAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**AS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS, QUÍMICAS,
MINERALÓGICAS E HIDRÁULICAS DO SOLO E SUA
SUSCEPTIBILIDADE AO PROCESSO DE TERRAS CAÍDAS:
COMUNIDADE DO DIVINO ESPÍRITO SANTO – IRANDUBA/AM**

REGIANE CAMPOS MAGALHÃES

**Manaus
2011**

REGIANE CAMPOS MAGALHÃES

**AS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS, QUÍMICAS,
MINERALÓGICAS E HIDRÁULICAS DO SOLO E SUA
SUSCEPTIBILIDADE AO PROCESSO DE TERRAS CAÍDAS:
COMUNIDADE DO DIVINO ESPÍRITO SANTO – IRANDUBA/AM**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Amazonas - UFAM, como um dos pré-requisitos para obtenção do título de Mestre em Geografia, área de concentração - Domínios da Natureza na Amazônia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Fábio Guimarães Vieira

**Manaus
2011**

Ficha Catalográfica
(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

188c Magalhães, Regiane Campos

As características físicas, químicas, mineralógicas e hidráulicas do solo e sua susceptibilidade ao processo de terras caídas: comunidade Divino Espírito Santo – Iranduba/AM / Regiane Campos Magalhães - Manaus: UFAM, 2011.

135f.; il. color.

Dissertação (Mestrado em Geografia) — Universidade Federal do Amazonas, 2011.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Fábio Guimarães Vieira

1. Erosão – Iranduba (AM) 2. Biologia do solo - Iranduba (AM) 3. Solos - Análise - Iranduba (AM) I. Vieira, Antonio Fábio Guimarães (Orient.) II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

CDU(1997) 551.3.053(811.3)(043.3)

REGIANE CAMPOS MAGALHÃES

**AS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS, QUÍMICAS,
MINERALÓGICAS E HIDRÁULICAS DO SOLO E SUA
SUSCEPTIBILIDADE AO PROCESSO DE TERRAS CAÍDAS:
COMUNIDADE DO DIVINO ESPÍRITO SANTO – IRANDUBA/AM**

Dissertação apresentada como exigência à comissão julgadora da Universidade Federal do Amazonas, para a obtenção do título de Mestre em Geografia, área de concentração - Domínios da Natureza na Amazônia.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Fábio Guimarães Vieira
Universidade Federal do Amazonas – PPG-GEOG

Prof. Dr. Sávio José Filgueiras Ferreira
Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia – INPA/CDAM

Profª. Drª. Edivania dos Santos Schropfer
Universidade Federal do Amazonas – DEAS

Aprovada em ___/___/_____

Este trabalho é dedicado a Deus e a minha família, especialmente a minha mãe por me ensinar a tornar sonhos em objetivos, e principalmente pela dedicação e incentivo.

AGRADECIMENTOS

A **Deus** pela vida e por ter me fornecido a oportunidade de estudar a ciência geográfica;

A minha família, em especial a minha mãe, Maria de Fátima Borges Campos, e filha Ingrid Campos Costa por ter me apoiado durante a graduação e pós-graduação;

A meu noivo Julio César Rodriguez pelo incentivo, apoio e ânimo incondicional;

Aos moradores da Comunidade do Divino Espírito Santo – área de estudo, especificamente a Sra. Aurinete Pinheiro da Silva e seu esposo Francisco Kelson Pereira de Moraes, pelo monitoramento dos piezômetros, pluviômetro e pela presteza mostrada para realização do trabalho;

À Universidade Federal do Amazonas e ao Programa de Pós Graduação em Geografia;

Ao Prof. Dr. Antonio Fábio Guimarães Vieira, pela oportunidade e orientação;

Ao Prof. Dr. Sávio José Filgueiras Ferreira por sua participação na banca e grande contribuição para o andamento deste trabalho, além das sugestões.

A Profa. Dra. Edivania dos Santos Schropfer pela disponibilidade em participar da banca examinadora e pelos auxílios e contribuições aos testes de infiltração;

Ao Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva por ter participado da banca de qualificação e pela contribuição ao trabalho;

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Amazonas – FAPEAM pelo fornecimento da bolsa de estudos, sem a qual não seria possível realizar este trabalho;

Ao Laboratório de Análise e Tratamento de Sedimentos e Solos da Universidade Federal do Amazonas – UFAM, Laboratório Temático de Solos e Plantas – LTSP/INPA e Laboratório de Práticas Mineralógicas de Geociências da Universidade Federal do Amazonas – UFAM;

A minha irmã Rosilene Gomes, pelo apoio e incentivo;

Aos amigos da turma do mestrado de 2010 e 2011 do PPG-GEOG, em especial ao Raimundo Nonato de Abreu Aquino, Jaqueline Santos e Alcinéia de Jesus, pela amizade e auxílio ao longo do curso de pós-graduação;

Ao Armando Frota Filho pela presteza e correção do abstract;

Ao Prof. MSc. Deivison Carvalho Molinari pelo fornecimento de bibliografias sobre a
temática;

A todos os professores do curso de mestrado em Geografia que com dedicação
socializaram o conhecimento, apontando caminhos.

RESUMO

Grande parte dos solos é, constantemente, mobilizada das margens para dentro do rio Solimões, acionada pelo processo natural de Terras Caídas e envolve fatores físicos e hidrológicos, vindo a provocar mudanças no relevo da comunidade Divino Espírito Santo, em Iranduba – AM. Esse trabalho teve por objetivo não somente analisar o processo de Terras Caídas desta comunidade, através das extensas cicatrizes durante o período de julho de 2010 a setembro de 2011, como também descrever as variáveis física, química, mineralógica e hidráulica do solo e monitorar a fluviometria e pluviometria da área. A metodologia fundamentou-se em uma abordagem sistêmica, baseada nos seguintes procedimentos metodológicos: monitoramento das cicatrizes - Levantamento por Ordenadas, piezometria, pluviometria, fluviometria, testes de infiltração, análises física, química, mineralógica e hidráulica do solo (granulométrica, matéria orgânica, densidade aparente, densidade real, microporosidade, macroporosidade, porosidade total, macronutrientes, micronutrientes, carbono e difratometria de Raios-X). Os resultados do estudo realizado permitiram concluir que a Terra Caída, além de ser uma terminologia regional, é um processo natural que corresponde a distintos movimentos de massa, principalmente o escorregamento rotacional e a queda em bloco, agindo em diferentes períodos do rio (cheia e vazante). A ocorrência desse processo independe da forma das margens do rio e do tipo de unidade geomorfológica, pois o principal fator para determinar as Terras Caídas é a susceptibilidade do solo, cujas variáveis verificadas comandam a estabilidade do barranco, gerando assim, distintos movimentos de massa.

Palavras- chave: Terras Caídas, Movimentos de Massa, Comunidade Divino Espírito Santo.

ABSTRACT

Large part of the soil is, constantly, mobilized from the margins to the inside of the Solimões River, actuated by the natural process of and involves physical and hydrological factors, coming to cause changes in the relief of the community Divino Espírito Santo, in Iranduba - AM. This work was aimed not only to analyze the process of *earth falls* in this community, through the extensive scars during the period July 2010 to September 2011, as well as describe variables physics, chemistry, mineralogical and soil hydraulic and monitor the fluviometry and pluviometry in the area. The methodology was based on a systemic approach, based on the following methodology: monitoring the scars – lifting by ordenadas, piezometry, pluviometry, fluviometry, tests of infiltration, physical analysis, chemical, mineralogical and hydraulic soil (granulometric, organic matter, apparent density, real density, microporosity, macroporosity, total porosity, macronutrients, micronutrients, carbon and difratometry X-rays). The results of the study have led to the conclusion that *earth falls*, besides being a regional terminology, is a natural process that corresponds to different mass movements, mainly the rotational slip and block fall, acting in different periods of the river (flood and ebb). The occurrence of this process does not depend on the shape of the margins of the river and the type of geomorphological unit, because the main factor in determining the Earth Falls is the susceptibility of the soil, whose variables verified commanding the stability of ravine, thus generating different mass movements.

Keywords: Earth Falls, Mass Movements, Community Divino Espírito Santo.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Mapa da Área de estudo.....	23
FIGURA 2 – Mapa Geológico.....	25
FIGURA 3 – Várzea no período da cheia e vazante.....	27
FIGURA 4 – Unidade de relevo da área de estudo.....	28
FIGURA 5 – Mapa de solo.....	31
FIGURA 6 – Cobertura vegetal.....	33
FIGURA 7 – Estabilidade do barranco.....	42
FIGURA 8 – Vegetação deflagrada pelo movimento de massa.....	48
FIGURA 9 – Forma da erosão de margem e queda em bloco.....	53
FIGURA 10 – Forma do escorregamento rotacional.....	54
FIGURA 11 – Mediação em campo da cicatriz de Terras Caídas.....	61
FIGURA 12 – Desenho esquemático “Mesa de Tensão”.....	66
FIGURA 13 – Difrátômetro de raio – X	68
FIGURA 14 – Infiltrômetro Turf-Tec.....	69
FIGURA 15 – Piezômetros utilizados no experimento.....	72
FIGURA 16 – Modelo esquemático dos piezômetros.....	73
FIGURA 17 – Localização dos cinco pontos.....	75
FIGURA 18 – Cicatriz vista em planta - Ponto 1.....	76
FIGURA 19 – Cicatriz vista em planta - Ponto 2.....	77
FIGURA 20 – Cicatriz vista em planta - Ponto 3.....	78
FIGURA 21 – Cicatriz vista em planta - Ponto 4.....	79
FIGURA 22 – Cicatriz vista em planta - Ponto 5.....	80

FIGURA 23 – Forma do escorregamento rotacional e cicatriz de Terras Caídas.....	82
FIGURA 24 – Forma da erosão de margem, queda em bloco e cicatriz de Terras Caídas.....	83
FIGURA 25 –Características superficiais do solo da área de estudo.....	99
FIGURA 26 – Altura do nível do lençol freático e zonas de saturação, transmissão e umedecimento do barranco.....	108

LISTA DE GRÁFICOS

GRÁFICO 1 – Teor de matéria orgânica da margem.....	88
GRÁFICO 2 – Teor de matéria orgânica do pacote.....	88
GRÁFICO 3 – Valores médios de Densidade Aparente da margem.....	89
GRÁFICO 4 – Valores médios de Densidade Aparente do pacote.....	90
GRÁFICO 5 – Valores de Densidade Real do pacote.....	91
GRÁFICO 6 – Valores de Densidade Real da margem.....	91
GRÁFICO 7 – Macro, Micro e Porosidade Total da margem.....	92
GRÁFICO 8 – Macro, Micro e Porosidade Total do pacote.....	93
GRÁFICO 9 – Difratoformas das frações de solo - Ponto 1.....	101
GRÁFICO 10 – Difratoformas das frações de solo - Ponto 2.....	101
GRÁFICO 11 – Difratoformas das frações de solo - Ponto 3.....	102
GRÁFICO 12 – Difratoformas das frações de solo - Ponto 4.....	102
GRÁFICO 13 – Difratoformas das frações de solo - Ponto 5.....	103
GRÁFICO 14 – Velocidade de infiltração – Ponto 1.....	104
GRÁFICO 15 – Velocidade de infiltração – Ponto 2.....	104
GRÁFICO 16 – Velocidade de infiltração – Ponto 3.....	105
GRÁFICO 17 – Velocidade de infiltração – Ponto 4.....	105
GRÁFICO 18 – Velocidade de infiltração – Ponto 5.....	106
GRÁFICO 19 – Velocidade de infiltração na área da floresta.....	109
GRÁFICO 20 – Monitoramento do Pz1.....	111
GRÁFICO 21 – Dados de cota da Estação Fluviométrica de Manacapuru.....	111
GRÁFICO 22 – Monitoramento do Pz2.....	111

GRÁFICO 23 – Totais pluviométricos mensais.....	113
GRÁFICO 24 – Totais mensais de pluviometria e cotas fluviométricas.....	115

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 – Fórmula da Umidade de Massa (U_m).....	63
QUADRO 2 – Fórmula da Densidade Aparente (D_a).....	64
QUADRO 3 – Fórmula de Densidade Real (D_r).....	64
QUADRO 4 – Fórmula da Microporosidade (M_i).....	65
QUADRO 5 – Fórmula da Macroporosidade (M_a).....	65
QUADRO 6 – Fórmula da Porosidade Total (P_t).....	66
QUADRO 7 – Modelo não linear de tipo Potência.....	70
QUADRO 8 – Instalações dos piezômetros.....	72

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Valores morfométricos das cicatrizes de Terras Caídas.....	84
TABELA 2 – Média da granulometria da margem.....	85
TABELA 3 – Média da granulometria do pacote.....	86
TABELA 4 – Atributos químicos dos perfis do Neossolo Flúvico.....	96
TABELA 5 – Composição mineralógica da composta do solo (silte, argila e areia)....	100
TABELA 6 – Comportamento da velocidade de infiltração nos cinco pontos.....	106
TABELA 7 – Dados mensais dos piezômetros e dados secundários de cota.....	112
TABELA 8 – Dados de pluviometria e cota da Estação de Manacapuru.....	116

LISTA DE SIGLAS

ANA – Agência Nacional de Águas

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

INPA – Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

INPA – Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

LTSP – Laboratório Temático de Solos e Plantas

SIG – Sistema de Informações Geográficas

TFSA – Terra fina seca no ar

TGS – Teoria Geral dos Sistemas

UFAM – Universidade Federal do Amazonas

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	20
I. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	23
1.1 Localização.....	23
1.2 Geologia.....	24
1.3 Geomorfologia.....	26
1.4 Clima.....	29
1.5 Solo.....	30
1.6 Vegetação.....	31
1.7 Hidrografia.....	32
II. REFERÊNCIAL TEÓRICO.....	35
2.1 Terras Caídas.....	35
2.2 Erosão Fluvial.....	39
2.2.1 Fatores controladores de Erosão Fluvial.....	40
2.2.1.1 Materiais das margens.....	40
2.2.1.2 Cobertura vegetal.....	41
2.2.1.3 Características hidrodinâmicas do fluxo.....	41
2.2.1.4 Morfometria.....	42
2.3 Movimentos de Massa.....	43
2.3.1 Fatores controladores dos Movimentos de Massa.....	44
2.3.1.1 A água.....	45
2.3.1.2 Minerais de argila.....	45
2.3.1.3 Propriedades do material do solo.....	46
2.3.1.4 Morfologia e Morfometria de encostas e barrancos.....	47

2.3.1.5 Vegetação.....	47
2.3.1.6 Erosão fluvial.....	48
2.3.1.7 Geológicos-Geotécnicos.....	49
2.3.2. Classificação de Movimentos de Massa.....	50
2.3.2.1 Rastejos (<i>Creeps</i>).....	50
2.3.2.2 Quedas (<i>Falls</i>).....	50
2.3.2.3 Escorregamentos (<i>Landslides</i>).....	51
2.3.2.4 Corridas (<i>Flows</i>).....	52
2.4 Aspectos Hidráulicos do solo.....	54
2.4.1 Tipos de escoamento do solo.....	54
2.4.2 Infiltração da água no solo.....	55
2.4.3 Água subterrânea.....	56
2.4.4 Pressão Hidrostática.....	56
2.4.5 Pressão Hidrodinâmica.....	57
2.4.6 Condutividade hidráulica.....	57
III. METODOLOGIA.....	59
3.1 Materiais.....	60
3.2 Procedimentos Metodológicos.....	61
3.2.1. Monitoramento da evolução das cicatrizes de Terras Caídas.....	61
3.2.1.1 Levantamento por Ordenadas.....	61
3.2.2 Análises Física do solo.....	62
3.2.2.1 Granulometria.....	62
3.2.2.2 Determinação da Matéria Orgânica.....	63
3.2.2.3 Densidade Aparente.....	63
3.2.2.4 Densidade Real.....	64

3.2.2.5 Macroporosidade e Microporosidade.....	65
3.2.2.6 Porosidade Total.....	66
3.2.3 Análise Química do solo.....	67
3.2.4 Análise Mineralógica.....	67
3.2.4.1 Difractometria de Raios – X.....	67
3.2.5 Atributos Hidráulicos do solo.....	68
3.2.5.1 Avaliação da capacidade de infiltração no solo.....	68
3.2.5.2 Monitoramento do lençol freático (piezômetro).....	71
3.2.6 Dados Pluviométricos.....	73
3.2.7 Dados Fluviométricos.....	74
IV. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	75
4.1 Monitoramento das cicatrizes de Terras Caídas.....	75
4.2 Análise Física do solo.....	85
4.2.1 Granulometria.....	85
4.2.2 Matéria Orgânica.....	87
4.2.3 Densidade Aparente (Da).....	89
4.2.4 Densidade Real (Dr).....	90
4.2.5 Macroporosidade, Microporosidade e Porosidade Total.....	91
4.3 Análise Química do solo.....	94
4.3.1 Macronutrientes, Micronutrientes e pH do solo.....	94
4.4 Análise Mineralógica do solo.....	96
4.4.1 Difractometria de Raios – X.....	96
4.5 Análise Hidráulica do solo.....	103
4.5.1 Avaliação da capacidade de infiltração de água no solo.....	103
4.5.2 Piezometria.....	110

4.5.3 Pluviometria e Fluviometria.....	113
V. CONCLUSÕES.....	117
REFERÊNCIAS.....	121
ANEXOS.....	133

INTRODUÇÃO

Terras Caídas é um termo regional amazônico que corresponde a processos físicos e hidrológicos do solo, em uma planície de inundação na região Amazônica. Esse processo tem sido objeto de estudo pela sua importância enquanto agente geomorfológico atuante na evolução da paisagem ribeirinha. Abarcam muitos fatores, mecanismos e causas, além de serem pouco explorados na literatura regional. Logo, não é surpresa que existam várias definições em uso e muitos conflitos com relação à terminologia.

Um dos primeiros a levantar questões sobre essa temática em face de natureza peculiar dos rios amazônicos foi Moreira (1958), que destacou como resultante de uma multiplicidade de processos, dentre eles os movimentos de massa.

Sternberg (1998) ressaltou que o rio é o principal responsável pelo desenvolvimento do processo das Terras Caídas na região, ou seja, oriundo da erosão fluvial, seguido de quatro estágios de evolução: 1 - intenso fluxo turbilhonar que provoca a erosão do tipo eversão, dando início ao aprofundamento do leito do rio; 2 - fissuras ao longo da margem; 3 - arriscada estabilidade do perfil transversal e 4 - restauração do equilíbrio pelo escorregamento de uma parte da margem para o fundo do leito do rio.

Nesse trabalho, será seguida a mesma linha de pensamento de Lima (1998) que em estudos no rio Acre, afirmou que a erosão fluvial atua tanto no auxílio da mobilização de movimentos de massa, durante a elevação das águas do rio (cheia), quanto na formação e modelagem do relevo. Em termos gerais, a autora afirma que a erosão fluvial é apenas um dos fatores para desencadear os movimentos de massa em uma planície de inundação, e não o principal processo na área de estudo.

Ritter *et al.* (2002) referem-se às Terras Caídas, como resultante de uma combinação de fatores envolvendo dois tipos de processos: o arraste fluvial e a composição das margens associadas às condições de umidade. Entretanto, somente o primeiro processo se enquadra na atividade erosiva lateral das margens, já o segundo

independe da dinâmica fluvial, se adequando mais às variáveis físicas, químicas, mineralógicas e hidráulicas do solo sob a influência da elevação do nível piezométrico.

Carvalho (2006) deu mais ênfase ao processo e, assim, o conceituou como um termo regional amazônico usado principalmente para designar erosão fluvial. Afirmou também que é resultante de processos simples a altamente complexos, envolvendo fatores hidráulicos, físicos, neotectônicos, antropogênicos e aspectos climáticos, além de englobar indiferenciadamente escorregamento, desmoronamento e desabamento, podendo ocorrer em pequena e grande escala.

De modo recente Carneiro (2009) e Freitas (2009) declaram que esse processo (Terras Caídas) é pertinente à constante morfodinâmica fluvial que atua tanto no interior do canal, pela erosão lateral, quanto nas margens do rio. Freitas (2009) ainda levou em consideração o processo de corrosão, no qual obtém um papel importante na erosão das paredes e do fundo do leito.

Todos os autores citados afirmam que a origem das Terras Caídas pode envolver fatores complexos de natureza física, química e hidráulica do solo, resultando na ação de distintos mecanismos e condicionantes locais, incidindo constantemente na morfodinâmica do relevo. Entretanto, o fator antropogênico é considerado como acelerador do processo natural das Terras Caídas, em virtude, da remoção da cobertura vegetal pelo desmatamento das margens, uso da agricultura, pecuária extensiva e grandes embarcações, que facilitam a ação dos fatores naturais para ocasionar a deflagração das Terras Caídas.

A área de estudo desta pesquisa está inserida em uma unidade geomorfológica, do tipo planície de inundação, que destacam lagos, paranás, furos, diques marginais, meandros e barras fluviais, o que dificulta o escoamento dessa planície. Essa unidade é composta por depósitos Quaternários, que compreende a margem esquerda do rio Solimões sob uma área convexa, dotada de vários processos naturais que influem diretamente na formação, modelagem e reconstrução do relevo regional (planície de inundação).

Diante do exposto, a presente investigação teve como objetivo central, analisar os processos de Terras Caídas na comunidade do Divino Espírito Santo, no município

de Iranduba, Estado do Amazonas. Para atingir esse objetivo, foram necessários alcançar alguns objetivos específicos: monitorar a evolução das cicatrizes de Terras Caídas; descrever as variáveis física, química, mineralógica e hidráulica do solo e; analisar os dados de pluviometria e fluviometria da Estação de Manacapuru.

CAPÍTULO I – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1.1 Localização

A área de pesquisa está localizada na Costa do Iranduba, limitada nas coordenadas 3°17'34,80" Sul - 60°08'51,21" Oeste: 3°18'07,79" Sul - 60°8'00,30" Oeste: 3°17'34,80" Sul - 60°08'51,21" Oeste: 3°18'08,20" sul - 60°8'51,37" Oeste, com extensão aproximada de 2.970,00 m na margem esquerda do rio Solimões (**FIGURA 1**). Este ambiente foi escolhido e delimitado para a realização de experimentos por apresentar inúmeros episódios de Terras Caídas.

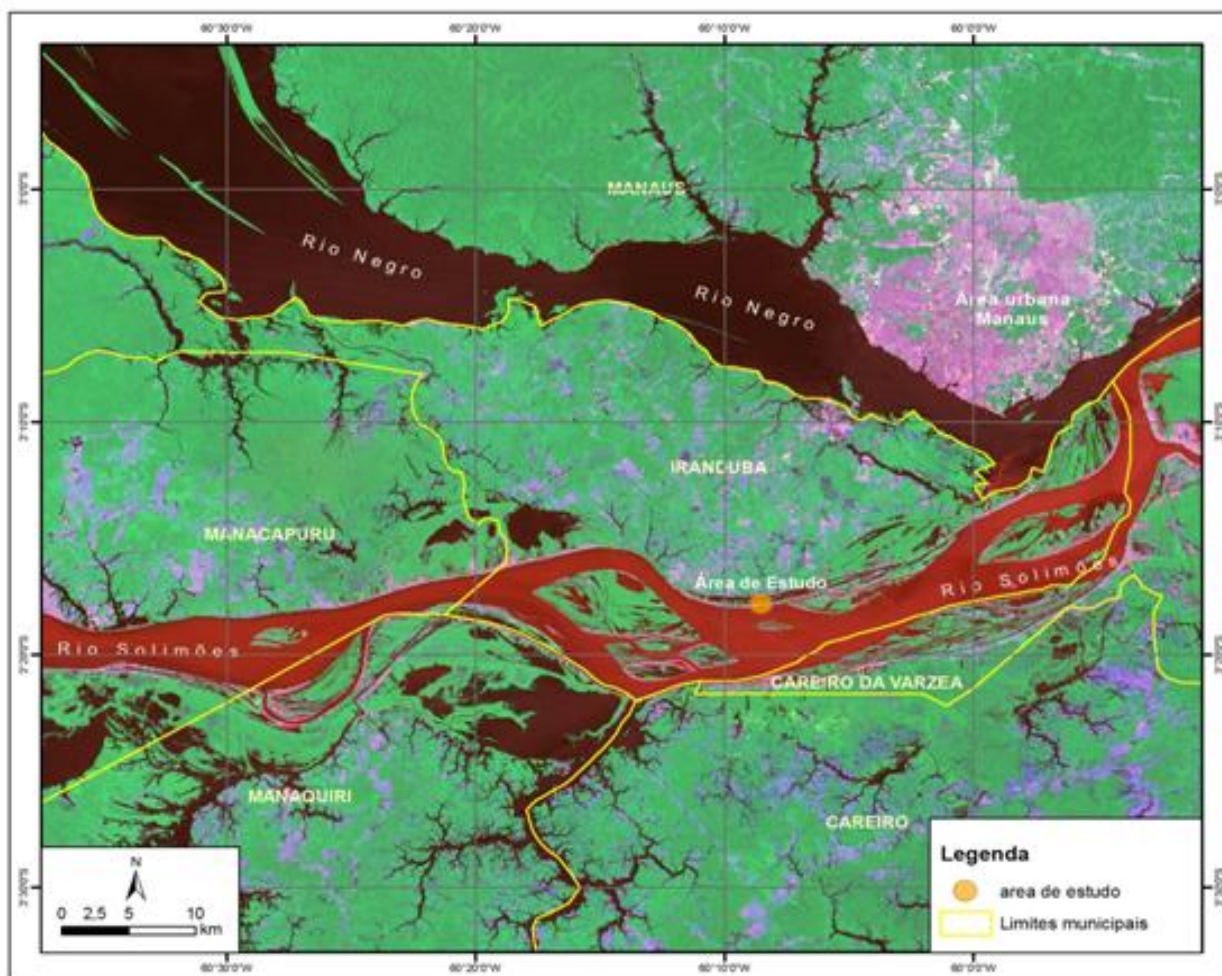


Figura 1: Imagem Landsat-5 TM, órbita 231/62.

Org: Davi Grijó, 2011.

Fonte: DGI/INPE, outubro/2010.

1.2 Geologia

De acordo com Costa *et al.* (1996) a Província Estrutural Amazônica está constituída de uma extensa área sedimentar entre os Escudos das Guianas e do Brasil Central, envolvendo quatro bacias: Bacia do Acre, Bacia do Solimões, Bacia do Amazonas e Bacia do Marajó. A Bacia do Solimões, denominada inicialmente Bacia do Alto Amazonas, recebeu atual denominação por Caputo (1984) *apud* Silva *et al.* (2003) para distingui-la da Bacia do Amazonas, uma vez que apresentava evolução geológica diferenciada. Estende-se por 400.000 km² e limita-se ao norte pelo escudo das Guianas, ao sul pelo escudo Brasileiro, a leste pelo arco do Purus, a oeste pelo arco de Iquitos (EIRAS *et al.*, 1994).

A estratigrafia da Bacia do Solimões pode ser dividida segundo Eiras *et al.* (1994) em duas seqüências sedimentares de primeira ordem: a Paleozóica, não aflorante e intrusiva por dique soleiras de diabásio, e a Mesozóica-Cenozóica. Os pacotes sedimentares estão separados por discordâncias bem marcadas, que permitem o reconhecimento de seis seqüências deposicionais de segunda ordem: Ordoviciano, Siluriano-Devoriano, Devoniano-Carbonífero, Carbonífero-Permiano, Cretáceo e Paleógeno-Neógeno.

Apoluceno Neto e Tsubone (1988) afirmam que a Bacia do Solimões está coberta pela Floresta Amazônica, cuja origem se deu a processos de estiramento crustal intraplaca, precisamente no início de abertura do Atlântico Sul no final do Jurássico. Já o noroeste da América do Sul foi submetido a esforços compressivos de grandes magnitudes, dando origem à cadeia Andina, gerando reflexos na Bacia do Solimões, na qual desenvolveu zonas de falhas e dobras, denominada de Megacisalhamento do Solimões, além de outras estruturas subsidiárias a Leste.

A Comunidade do Divino Espírito Santo é constituída pela unidade litoestratigráfica correspondente a Depósitos Aluvionares, especificamente a depósitos em barras arenosas da Bacia do Solimões (**FIGURA 2**).

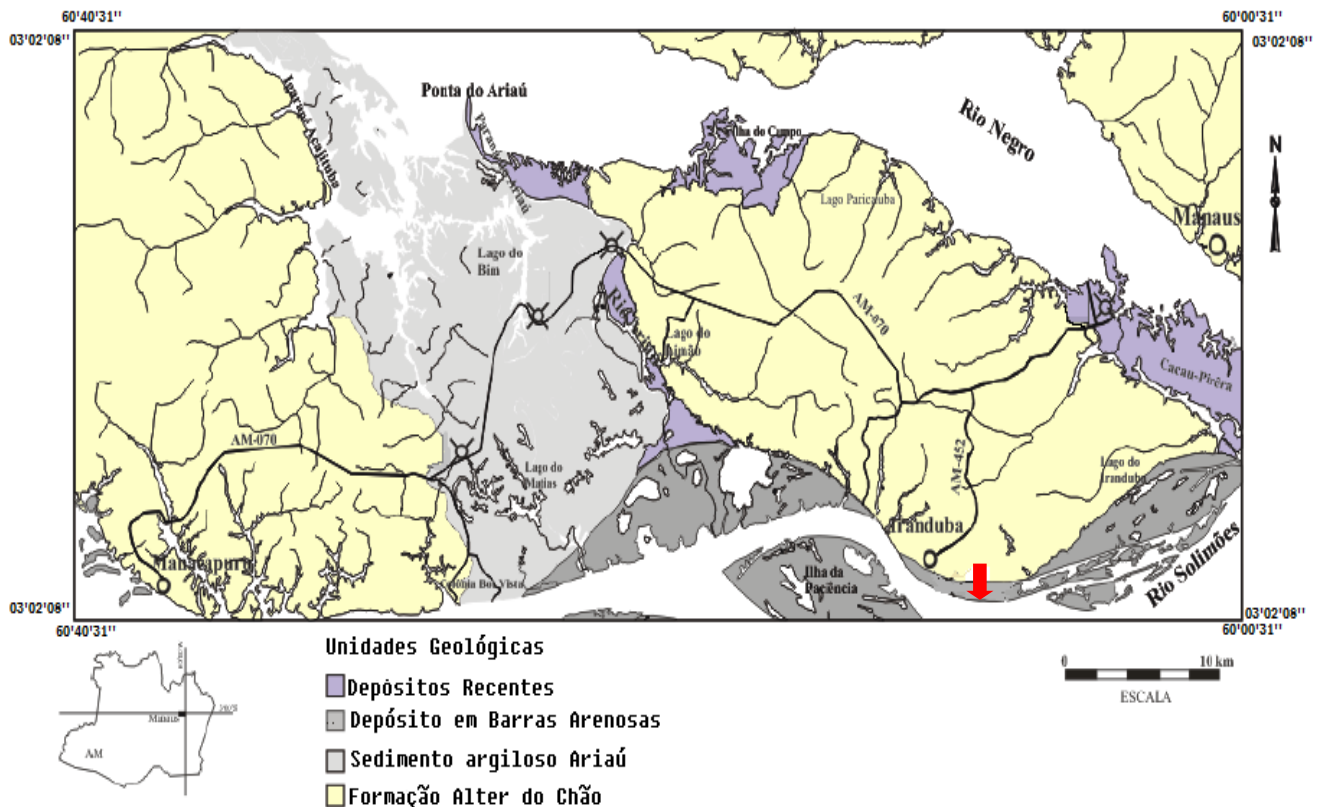


Figura 2: Mapa Geológico da área de estudo. A seta vermelha indica a área de estudo nas proximidades da cidade de Iranduba.

Fonte: Modificado de Silva (2005).

Na sede do município do Iranduba ao sul da cidade de Manaus, encontra-se a Formação Alter do Chão do Cretáceo Superior, segundo Silva *et al.* (2007). Nesse município há uma predominância de depósitos argilosos e do Latossolo Amarelo que constitui a paisagem de baixos platôs (terra firme) e onde ocorre a Floresta Equatorial Densa.

Já na faixa de transição para a unidade conhecida como planície de inundação, precisamente na margem esquerda do rio Solimões, onde se encontra a área de estudo, ocorrem os sedimentos quaternários, que compreendem às áreas de várzea, ou seja, zonas muito planas sujeitas a alagamento periódico, onde se processa atualmente deposição sedimentar. A formação dessa unidade se deu, conforme Cunha e Appi (1990) na transição Pleistoceno-Holoceno, marcada por um período de intensa sedimentação, com a imensa carga transportada pelo sistema fluvial amazônico, sendo

depositada ao longo de seu trajeto e na sua foz, ocorrendo assoreamento nas desembocaduras dos grandes tributários do rio Solimões. Esses sedimentos são compostos segundo Brasil (1976), Brasil (1978), Iriondo (1982) e Latrubesse e Franzinelli (2002) de areia e argila, formando um sistema fluvial de formas como: depósitos em meandros abandonados, diques marginais, depósitos de canais e de barras de meandros, barras ativas, depósitos de planície de inundação, depósito de rompimento de dique, terraços aluviais e lagos.

Latrubesse e Franzinelli (2002) relatam que na planície do rio Solimões podem ser encontradas três unidades com características geomorfológicas e sedimentologias diferentes: a planície antiga, dominada por barras de migração; a planície de inundação barrada; e a planície de inundação dominada por canais, incluindo um cinturão aluvial abandonado.

A área de estudo se enquadra por Latrubesse e Franzinelli (2002) como uma planície de inundação dominada por canais, onde aparecem outras feições, como: barras arenosas ativas, diques, barras de migração, ilhas e, sistema de canais abandonados constituído basicamente por sedimentos arenosos e finos. D'Antona *et al.* (2007) afirmam que esses depósitos aluviais resultam da acumulação de sedimentos ao longo da calha e das margens dos cursos d'água, constituídos por depósitos de barras de acreção, diques marginais, planícies de inundação e depósitos lacustres e flúvio-lacustre. Constituem as áreas de várzeas representadas por superfícies bastante aplainadas, sujeitas às inundações periódicas. Silva (2005) destaca que os principais exemplos das planícies de inundação ocorrem na margem esquerda dos rios Solimões e Amazonas.

1.3 Geomorfologia

Brasil (1976) usando o critério hidrológico classificou a planície do rio Amazonas em “planície fluvial alagada” e “planície inundável ou de inundação”. Considerou como planície fluvial alagada a várzea baixa que em condições normais começa a ser transbordada nos três primeiros meses do ano, enquanto que a planície inundável foi classificada como várzea alta, cuja inundação total só acontece durante as grandes

enchentes. Considerando que a área de estudo se enquadra no último critério pelos autores acima. Será utilizada neste trabalho, a nomenclatura, “planície inundação” (várzea alta) (**FIGURA 3**).

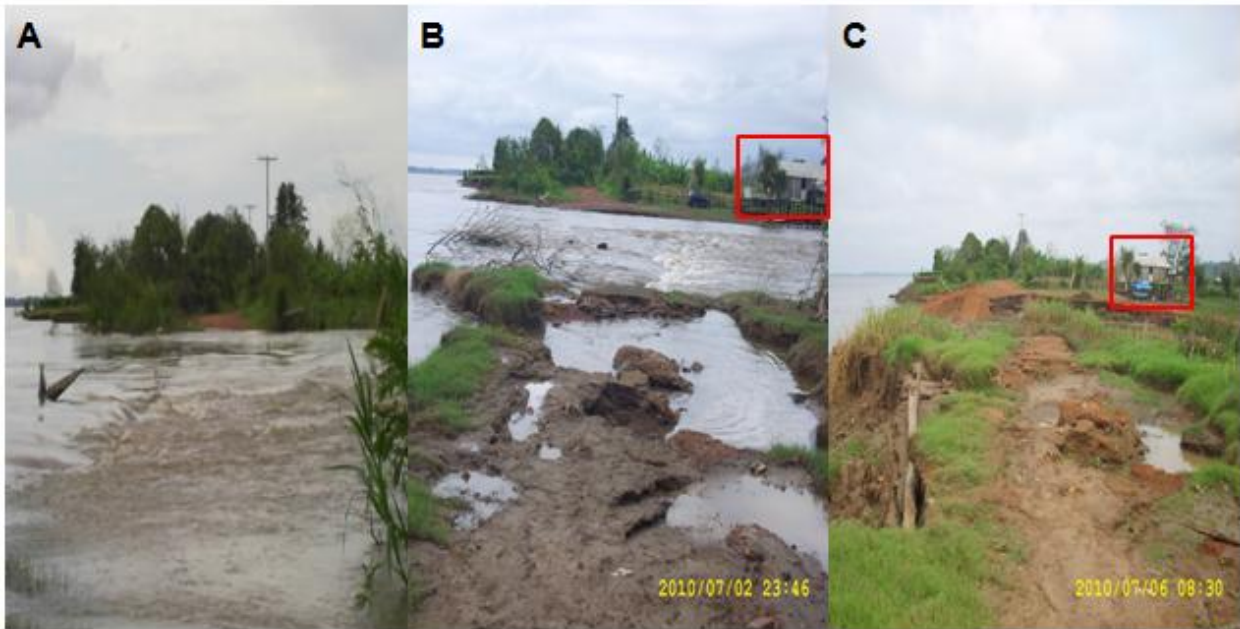


Figura 3: Um trecho da área de estudo totalmente submerso – **A**. Na figura - **B** ilustra o período da vazante do rio Solimões. Já a figura – **C** visualiza a várzea emersa, e seus destroços deixados pela força da corrente fluvial (várzea alta).

A geomorfologia da área é representada por terraços de várzea compostos por sedimentos de origem quaternária, onde as superfícies escalonadas dos terraços estão sujeitas a alagamentos, durante os períodos de cheia (**FIGURA 4**). Sendo assim, Nogueira (1999) destaca paranás, canais, furos, meandros, lagos e ilhas que indicam as condições difíceis do escoamento da planície de inundação e ao volume de água escoada. D’Antona *et al.* (2007) também destacam o surgimento de cordões arenosos alongados preferencialmente no interior do canal, diques marginais, além da existência de lagos de variados tamanhos e muitas vezes com conformação linear. Na faixa de transição para a unidade conhecida como planície de inundação, está conectada com outra unidade geomorfológica constituída de baixo platô, conhecida regionalmente como terra firme.

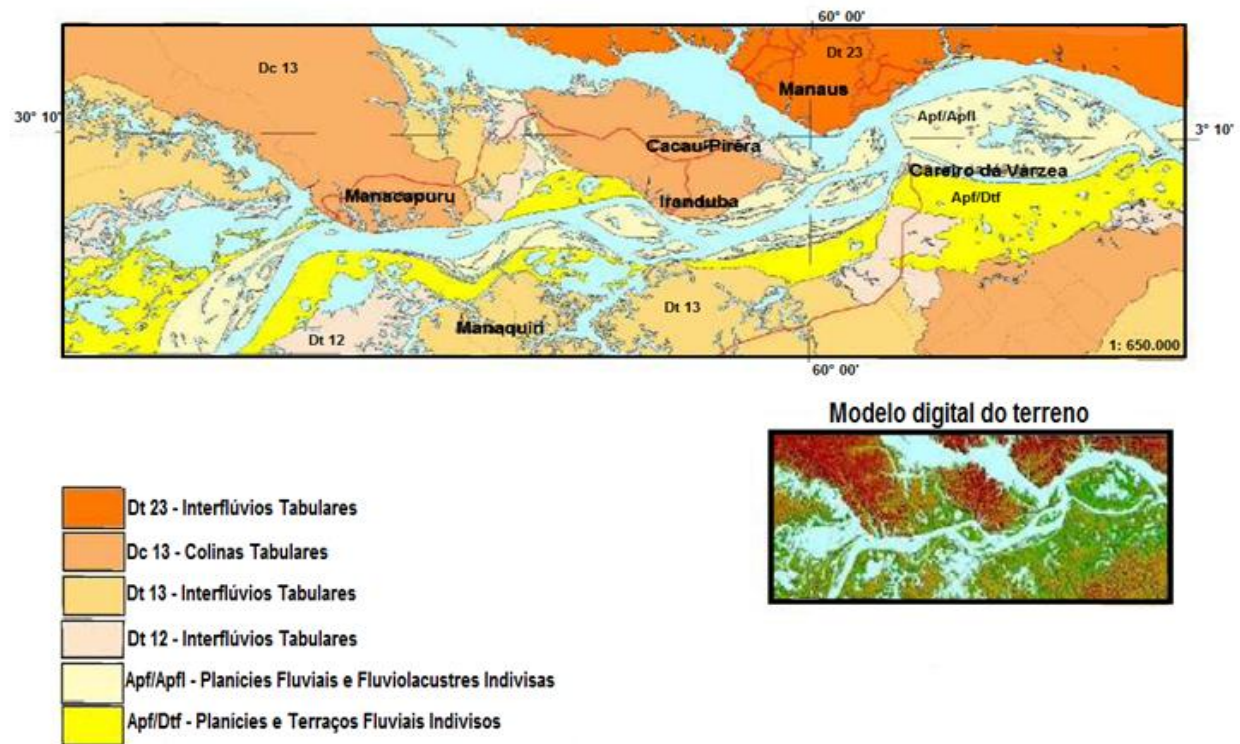


Figura 4: Unidade de relevo da área de estudo e adjacências.
Fonte: Modificado de D'Antona (2007).

A dinâmica do ambiente é bastante intensa em virtude de ser margeada pelo rio Solimões, o qual ao longo do perfil de suas margens é modelado periodicamente. Segundo Brasil (1978) esta unidade morfoestrutural denominada Planície Amazônica, apresenta-se em sua maior parte com relevos planos e homogêneos com 100 m de altitude, sem desníveis topográficos. Caracteriza-se pela presença de lagos que assumem formas e dimensões variadas, que refletem diferentes intensidades de colmatagem, diques aluviais, furos e paranás, terraços fluviais e ilhas.

A atual planície de inundação, conhecida regionalmente por várzea amazônica, forma extensas áreas baixas ao longo da calha desse rio, perfazendo uma área estimada em 64.400 km², correspondente a 1,5 % da Amazônia em território brasileiro (SOARES, 1989), podendo alcançar até 100 km de largura (IRIONDO, 1982), perfazendo em média, segundo Silva (2005) abaixo de 25 m de altura em relação ao nível do mar. Isso se deve segundo Tricart (1977) e Iriondo (1982) pelo controle dos arcos estruturais que se manifesta na largura, sinuosidade e declive dos rios.

Nas planícies de inundação quase sempre predominam as partículas de solo silte e areia muito fina. Em geral, a areia grossa quando presente ocorre em percentuais muito baixos. Já os percentuais de silte podem representar mais de 50% da composição granulométrica de um solo, refletindo o baixo grau de pedogênese deste ambiente.

Sugio e Bigarella (1990) mencionam que as correntes fluviais carregam a carga sedimentar de diversas maneiras, conforme a granulação das partículas e as características das correntes. Desta forma, as frações de areia grossa são transportadas no fundo do leito por tração e saltação e indicam a incapacidade dos rios para transportar sedimentos mais grossos até as planícies. No entanto, somente os sedimentos mais finos são transportados em suspensão chegando até às planícies fluviais.

1.4 Clima

Segundo Fisch *et al.* (1999) a Amazônia situa-se na região equatorial e possui um clima quente e úmido, com uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm/ano, cuja radiação média anual segundo Horel *et al.* (1989) corresponde à ordem de $15 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$. O mesmo autor explica que é devido a uma combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar. Desta forma, os maiores totais de radiação que chegam à superfície ocorrem nos meses de setembro/outubro, enquanto que a incidência das menores ocorre nos meses de dezembro a fevereiro. Esta distribuição é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NW da convecção amazônica.

Salati *et al.* (1983) chamam a atenção que na Amazônia, a floresta não é uma simples consequência do clima, mas, sim de uma interação da atmosfera com a cobertura vegetal. De acordo com esses autores, o clima da região Amazônica está totalmente envolvido com a quantidade de raios solares e a cobertura vegetal, na qual a copa das árvores retém bastante água e a mesma evapora tornando a floresta úmida. Com base nesta afirmativa, é válido mencionar que Nimer (1991) destaca que a região amazônica apresenta o domínio climático mais chuvoso do continente americano.

Nimer (1991) salienta também que a explicação para o regime dos rios amazônicos está condicionado ao regime pluvial que precipita dentro da bacia, que por sua vez depende dos deslocamentos das massas de ar nesta larga faixa climática. Seguindo tal afirmação, Teixeira (2009) assegura que ocorre uma proporção quando o nível da cota do rio se eleva posteriormente a vazão também aumenta. Neste sentido, irá produzir o impacto do fluxo da água com as paredes das margens do rio generalizando a erosão de margem, tendo como causa o solapamento basal.

1.5 Solo

Na área de estudo onde se desenvolvem os Neossolos Flúvicos Tb Eutróficos (**FIGURA 5**), com predomínio de características herdadas do material originário da região sub-Andina e Andina sendo depositados anualmente em forma de colmatagem na planície de inundação. EMBRAPA (2006) esclarece que esses solos são derivados de sedimentos aluviais com horizonte A sobre o horizonte C constituído de camadas estratificadas, sem relação pedogenética entre si, apresentando pelo menos um dos seguintes requisitos: distribuição irregular do conteúdo de carbono orgânico em profundidade, dentro de 150 cm da superfície do solo; e/ou camadas estratificadas em 25% ou mais do volume do solo, possuem argila de atividade baixa ($T < 27$ cmolc/kg de argila) e saturação por bases alta ($V \geq 50\%$) na maior parte dos primeiros 150 cm da superfície do solo.

Além disso, os Neossolos Flúvicos Tb Eutróficos, por apresentarem predominância da fração areia muito fina, formando um empacotamento sedimentar, são imperfeitamente drenados. EMBRAPA (2006) esclarece que esse fato é decorrente da elevação do nível do lençol freático, pela adição da água através de translocação lateral interna ou alguma combinação. Destas condições a água é removida do solo lentamente, de tal modo que este permanece molhado por um período significativo, mas não durante a maior parte do ano. Os solos, com esta classe de drenagem, comumente, apresentam uma camada de permeabilidade lenta no *solum*, e algum mosqueado de redução nas camadas do solo.

Lima *et al.* (2006) afirmaram que geralmente os Neossolos Flúvicos apresentam uma reduzida ação do processo pedogenético, ocasionando solos jovens. Entretanto, em alguns casos Segundo Lima *et al.* (2007), podem ocorrer sedimentos em processo incipiente de pedogênese.

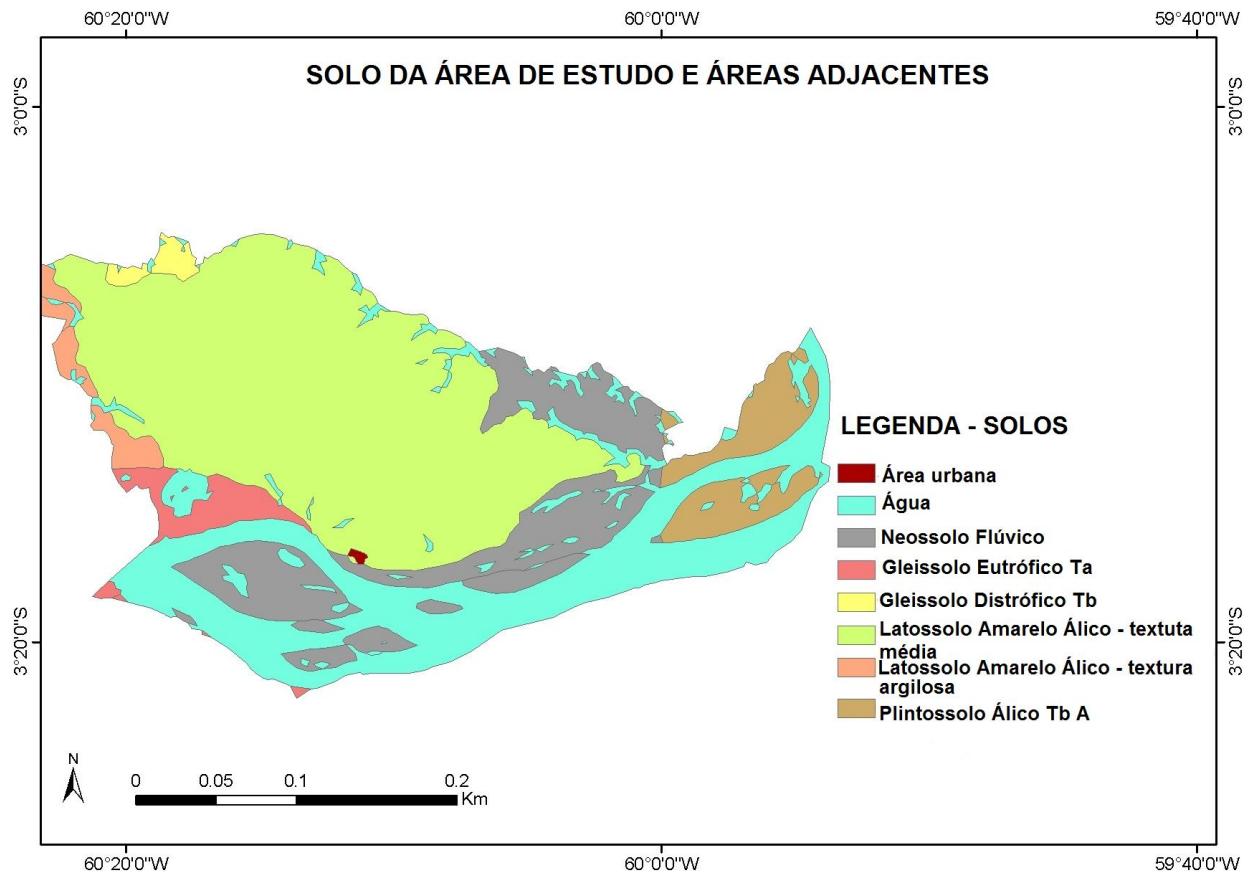


Figura 5: Mapa de solo da área de estudo e áreas adjacentes.

Org: Jeniffer Marques, 2011.

Fonte: CPRM, 2005.

1.6 Vegetação

Quanto à cobertura vegetal da área de estudo, apresenta-se bem reduzida, em função do processo de Terras Caídas e do uso da agricultura. Dessa forma, o tipo de vegetação que predomina atualmente na área de estudo é constituída de copa variando de 30 a 40%, árvores bem desenvolvidas, com altura média de 15 m, gramíneas,

arbustos e plantas aquáticas. Com referência a esta temática D'Antona *et al.* (2007) afirmam que a Floresta de Várzea possui um aporte expressivo em relação à Floresta de Terra Firme e apesar do solo ser bastante fértil, sua diversidade florística também é menor.

Bohrer e Gonçalves (1991) afirmam que nas planícies do rio Solimões ocorre uma vegetação composta por arbustos, gramíneas e mangues tropicais. Além de uma grande quantidade de plantas aquáticas, principalmente nos lagos, como a vitória-régia (*Victoria amazônica*), o mureru (*Eichhornia crassipes*), a canarana (*Himenachne amplexicaulis*), dentre outras.

Bohrer e Gonçalves (1991) classificaram o sistema de várzea flúvio-lacustre como Floresta Aluvial (mata de várzea) em três fases: a primeira constitui-se de estrato gramíneo de plantas aquáticas, sendo as mais comuns as canaranas (*Himenachne amplexicaulis*), vitória-régia (*Victoria amazônica*), etc. A segunda vegetação arbustiva se desenvolve nos diques marginais¹, nos meandros abandonados² e em suas próprias margens, com inundações periódicas com melhores condições e tempo para a germinação das sementes transportadas pelas águas, tendo como pioneira a espécie arbórea aninga (*Montrichardia arborescens*). Já a última fase apresenta a formação pioneira da mata de galeria, onde é mais desenvolvido o processo de colmotagem, sendo revestido de depósitos lineares fluviais-recentes às margens dos rios e com a presença das embaúbas (*Cecropia pachystachya*) que podem também ocupar a zona superior às linhas das praias.

Lacerda (1997) esclarece quanto à importância da vegetação que representa um papel de estabilidade das encostas, pois aumenta a resistência ao cisalhamento na superfície do solo, a qual apresenta um apreciável intercepto de coesão devido ao enraizamento das plantas. Brandão *et al.* (2003) também argumentam sobre a importância da cobertura vegetal como responsável pelo aumento da macroporosidade da camada superficial, protegendo os agregados do impacto direto das gotas de chuva

¹ Depósito acumulado à beira do rio (GUERRA, 1993).

² É uma feição fluvial que não possui ligações diretas com o curso d'água atual. É resultante da própria evolução dos meandros, através do solapamento da margem côncava (GUERRA, 1993).

e/ou, conseqüentemente, é capaz de manter elevadas velocidades de infiltração e diminuir consideravelmente as perdas de água e solo. No entanto, a área de estudo, por ser uma planície de inundação, e ser submetida à elevação do nível do lençol freático, as raízes não são profundas e ficam sem sustentação no solo. Dessa forma, a cobertura vegetal que se encontra às margens do rio, é removida com frequência pelo processo das Terras Caídas (**FIGURA 6**).



Figura 6: Cobertura vegetal deflagrada as margem do rio Solimões, pelo processo de Terras Caídas. Regiane Campos Magalhães, 2010.

1.7 Hidrografia

A extensa drenagem dos corpos líquidos sobre áreas de diferentes propriedades físico-químicas resumiu-se em ambientes peculiares e distintos entre si, buscando um aspecto contextual, no que concerne à coloração dos rios da Bacia Amazônica. Assim, Sioli (1985) classifica-os como rios de água preta, clara e branca.

Neste trabalho, o rio da área de estudo é o Solimões, que apresenta suas especificidades: um rio perene, típico rio de planície, apesar de basicamente ser alimentado pelas águas das chuvas, como também é o único rio brasileiro dependente do derretimento da neve da Cordilheira dos Andes. Esse rio manifesta-se como um dos mais produtivos para a pesca, e suas margens apresentam-se como as mais ricas para

o plantio. Segundo Junk (1983), o rio Solimões se insere nas características de rios de água branca, oriundos das elevações Andina e Pré-Andina com a passagem de um relevo abrupto para uma depressão. No entanto, Tricart (1977) salienta que sua tonalidade original é branca, se torna amarelada, barrenta e turva, decorrente da diminuição de sua declividade que transporta grande quantidade de material em suspensão, tanto detrítico como dissolvidos, favorecendo que os mesmos sejam depositados dentro do canal e na área de transbordamento. Tal afirmação pôde ser constatada por Filizola (1999) onde o transporte na foz do rio Solimões corresponde cerca de 62% das 600.106 t.ano⁻¹ de estimativa de fluxo de MES (material em suspensão).

Esse rio, conforme Bertollo (2003) compreende o trecho do rio Amazonas, entre as foz dos rios Javari e Negro, situado dentre as cidades de Benjamin Constant e Manaus, respectivamente e cuja extensão aproximada é de 1.620 km. Possui a maior vazão conhecida com 34 a 50 l.s⁻¹km² (FILIZOLA *et al.*, 2002). Teixeira (2009) em estudos conduzidos, no que tange à dinâmica das águas do rio Solimões-Amazonas, afirma que o elevado índice de vazão e fluxo corresponde ao mês de junho. Essa imensa planície de inundação que abarca a comunidade do Divino Espírito Santo abriga lagos, furos e paranás que são transbordados parcial ou totalmente durante o período máximo de cheia, que no rio Solimões acontece normalmente entre os meses de maio e junho, já o período da vazante entre outubro e novembro.

CAPÍTULO II – REFERÊNCIAL TEÓRICO

2.1 Terras Caídas

O processo de Terras Caídas na Bacia Amazônica ocorre com bastante frequência e intensidade, decorrente da dinâmica do rio Amazonas, principalmente nos rios de água branca (CARVALHO, 2006). São poucos autores que utilizam essa terminologia regional amazônica, um dos pioneiros a levantar esta temática, foi Moreira (1958) que afirmou que os rios originários dos Andes resultam numa multiplicidade de fenômenos destacando-se dentre eles, os movimentos de massa regionalmente conhecidos como Terras Caídas, desbarrancamento ou desmoronamento.

Sioli (1985) considera este fenômeno como resultado da ausência da estabilidade dos diques marginais (feição fluvial) dos rios de água branca, considerando que essas margens não são estáveis, havendo trechos côncavos com intensa erosão de margem, que pode assumir a forma de terríveis Terras Caídas. O autor atribui que a principal causa para ocasionar o processo, seja decorrente da composição do material e da morfologia das margens, que as tornam instáveis a erosão de margem.

Guerra (1993) define Terras Caídas como uma denominação dada na Região Amazônica por meio do escavamento produzido pelas águas dos rios, fazendo com que os barrancos sejam solapados intensamente, assumindo, às vezes, aspecto assustador. Para o autor, esse fenômeno é específico dos rios da região Amazônica, incidindo na remoção da base do barranco por meio do solapamento, ocasionando grandes escorregamentos no terreno.

Sternberg (1998) destacou como causa principal das Terras Caídas as “correntes turbilhonares ascendentes” que através do processo de erosão do tipo regressão, que provoca o aprofundamento do leito do rio; surgem fissuras ao longo da margem como sinal do desenvolvimento de Terras Caídas, arriscada estabilidade do perfil transversal e restauração do equilíbrio pelo escorregamento de uma parte da margem para o fundo do leito do rio. Esse entendimento fica claro ao afirmar que, o principal fator para gerar as Terras Caídas se dá pelo intenso fluxo do rio, ocasionando a remoção do material da base do barranco, tornando-o instável. Sternberg (1998) também afirmou que esse

processo ocorre durante a época de cheias dos rios, mas a magnitude de seu efeito é ocasionada durante a vazante, a qual é pronunciada por meio de fendas na superfície do solo. No entanto, o autor não esclarece se há ou não distinções quanto à velocidade do deslocamento, a diferença de material mobilizado e a forma do deslocamento.

A fim de compreender melhor essa terminologia regional, foi esclarecida a proposta de Thorne (1982) *apud* Ritter *et al.* (2002) os quais chamaram a erosão das margens de Terras Caídas, devido ao termo estar relacionado a dois processos: o arraste fluvial e a composição das margens associada às condições de umidade dentro do barranco.

De acordo com Ritter *et al.* (2002) o arraste fluvial ocorre de duas maneiras: o primeiro se dá pela intensa velocidade do fluxo das correntes fluviais juntamente com o desgaste mecânico dos materiais não coesos das margens, ocasionando sua remoção. Ainda Ritter *et al.* (2002) chamam atenção para o surgimento das fraturas verticais (fissuras de tensão) que ficam localizadas na base do barranco. Elas surgem nas laterais das margens, bem próximo da superfície da água, cruzam uma rachadura de tensão, produzindo um plano de falha.

O segundo processo tem como causa a composição e as condições de umidade, onde a ação da dinâmica fluvial é considerada nula. Desta forma, Ritter *et al.* (2002) argumentam que tal atividade erosiva está condicionada por muitas variáveis, dentre elas a geometria da margem, a estratigrafia e as propriedades físico-químicas do solo. Neste sentido, dependendo das propriedades do solo e as variações das condições de umidade, as margens se tornam mais suscetíveis ao processo erosivo causando a instabilidade do solo, pelo aumento de umidade.

Ritter *et al.* (2002) também esclarecem sobre a importância da estratigrafia dos materiais das margens do rio, podendo gerar escoamento subterrâneo (escoamento canalizado) de solo fora da unidade não coesiva. Ritter *et al.* (2002) refere-se à disposição de camadas sedimentares coesas e não coesas especificamente, camadas intercaladas, com os materiais mais permeáveis, que facilitam o fluxo da água subterrânea que em contato com uma camada mais impermeável cria um fluxo canalizado, causando a instabilidade da margem e possibilitando as fissuras de tensão.

Outra influência se verifica quando a água infiltrada serve como lubrificante, promovendo o deslizamento da camada mais coesa, ou seja, a água facilita o escoamento da camada mais coesa.

Ritter *et al.* (2002) elucidam sobre os efeitos da elevação do nível do rio sobre a mecânica do solo, que é acentuada por outros processos (aumento de poro-pressões positivas, condutividade hidráulica, perda de coesão, diminuição da matriz de sucção, redução do ângulo de atrito interno-fricção, aumento do ângulo de inclinação do barranco, da força de cisalhamento³ e redução da resistência ao cisalhamento) que, por sua vez, geram tipos de movimentos de massa e deflagram o solo para dentro do rio, sem o contato direto das correntes fluviais.

Tais processos, como o arraste fluvial e a composição das margens associadas às condições de umidade dentro do barranco surgem em dois momentos distintos: o primeiro ocorre na elevação das águas quando o fluxo do rio se encontra intenso. Desta forma, incide na remoção do material não coeso, precisamente na base do barranco (solapamento basal), promovendo fissuras até a superfície de arranque. Logo, o material acima fica sem base e cai com o auxílio da força gravitacional. Esse episódio ocorre de forma dispersa, ao longo das margens do rio e com grande frequência. Já o segundo, depende das variáveis física, química e hidráulica do solo, e principalmente com a descida tardia da água que se encontra dentro do perfil da margem.

Desse modo, aumenta o ângulo de inclinação do barranco e a umidade, os poros ficam todos saturados, e diminuem a matriz de sucção⁴, a coesão aparente⁵, a fricção entre as partículas⁶, poro-pressão positiva⁷, condutividade hidráulica⁸, além da

³ Vargas (1977) explica que é um tipo de tensão gerada por forças aplicadas sobre um maciço terroso, levando em conta o próprio peso, forças de inércia despertadas por movimentos sísmicos ou vibratórios, têm como solução forças limitadas pelas resistências intrínsecas do maciço. São responsáveis pelas rupturas em encostas, vales, depressões, senos, barragens e outras solicitações geomecânicas do solo.

⁴ É a diferença entre a pressão de ar e a pressão de água dos poros não saturados (RITTER *et al.*, 2002).

⁵ É representada por uma pressão externa, resultante da pressão capilar da água contida nos solos (SELBY, 1990).

⁶ É uma característica intrínseca dos materiais que age na base do controle de resistência de solos e rochas entre o contato das partículas (LIMA, 1998).

⁷ Quando todo espaço poroso está ocupado por água (REICHARDT, 1990).

⁸ É a facilidade que a água tem para percolar através do solo (WANG *et al.*, 1998).

resistência ao cisalhamento. Logo, o pacote sedimentar torna-se pesado, projetando seu peso abaixo com auxílio da força de cisalhamento e tende a escorregar (escorregamento rotacional). Esse tipo de movimento de massa possui maior ocorrência no período da vazante do rio, mobilizando grande quantidade do solo para o interior do rio em relação à queda em bloco. Além de apresentar as maiores cicatrizes de Terras Caídas na comunidade do Divino Espírito Santo - AM, chega até 73,70 m de comprimento, com cerca de 682.646,25 m³ de solo deflagrado (MAGALHÃES *et al.*, 2011).

Carvalho (2006) utilizou o termo Terras Caídas a uma terminologia regional amazônica usado principalmente para designar erosão fluvial. É um processo natural responsável pela constante mudança na paisagem ribeirinha do rio Amazonas e de seus tributários de água branca. Resultante de processos mais simples a altamente complexos e englobando indiferenciadamente escorregamento, desmoronamento e desabamento, podendo ocorrer em pequena e grande escala. O mesmo autor, teoricamente atribui o processo como multicausal, envolvendo fatores como: pressão hidrodinâmica, pressão hidrostática, composição do material das margens, climático (precipitação, vento e temperatura), neotectônico e ainda pequena escala antropogênicos.

Carvalho (2006) chama atenção, ainda, para a questão que se trata de um conceito de erosão fluvial, porém, adequado especificamente à dinâmica dos rios de água branca da região amazônica. Em função de sua dimensão, frequência e velocidade que os materiais das margens do rio são removidos pela ação das correntes fluviais. Esse processo é acionado por diversos fatores que, de uma forma ou de outra, atuam como construtor, transformador e modelador da paisagem regional.

Franzinelli e Igreja (2005) interpretaram que as Terras Caídas são como massas de sedimentos ou solos, às vezes desprovidas de vegetação, em equilíbrio instável sobre a superfície geralmente inclinada das margens. Carneiro (2009) e Freitas (2009) alegam que esse processo está relacionado com a constante morfodinâmica fluvial que atua tanto no interior do canal quanto na erosão das margens do rio. Freitas (2009)

levou em consideração o processo de corrosão, no qual obtém um papel importante na erosão das paredes e do fundo do leito.

Carvalho (2006) pesquisando as Terras Caídas na Costa do Miracauera – Paraná do Trindade (Itacoatiara/AM) assinalou que esse processo natural, é resultante da ação conjugada de diversos fatores complexos, dentre eles: pressão hidrodinâmica, pressão hidrostática, composição do material das margens, fatores neotectônicos, aspectos climáticos e fatores antropogênicos.

2.2 Erosão Fluvial

A erosão fluvial age tanto no fundo quanto nas margens do canal, por meio do atrito mecânico e da reação química, conduzindo a remoção das partículas (silte, areia e argila) com o auxílio do transporte das correntes fluviais. A erosão fluvial possui um importante papel na morfodinâmica do canal, removendo de forma lateral as margens do rio, atuando na ampliação da largura do canal e influenciando em outros processos, como os movimentos de massa das margens.

A erosão das margens (erosão fluvial) dificilmente resulta de um único processo, mas sim de uma combinação de fatores: materiais das margens, cobertura vegetal, características hidrodinâmicas do fluxo e morfometria (LIMA, 1998; CARNEIRO, 2009; MAGALHÃES *et al.*, 2010).

Para Lima (1998) a erosão de margem (erosão fluvial) ocorre nas margens côncavas do rio por meio do solapamento basal (remoção da base do barranco) durante a subida das águas fluviais (fortes correntezas). Carneiro (2009) afirma que a erosão fluvial atua tanto no fundo como nas margens dos canais, e resulta da velocidade e turbulência do fluxo da água, do volume e das características das partículas, que serão transportadas.

Geralmente a erosão ocorre nas margens côncavas e a deposição nas margens convexas, e correspondem aos pontos de maior e menor velocidade da corrente do rio, respectivamente (LIMA, 1998; MAGALHÃES *et al.*, 2010).

Neste sentido, as correntes fluviais do rio irão depositar os sedimentos erodidos à medida que diminuir sua capacidade de energia/transporte. Os processos

deposicionais são considerados como um dos trabalhos que os rios executam, resultante da distribuição desigual da velocidade e turbulência das águas dentro dos canais (CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO e BIGARELLA, 1990). Seguindo essa linha de pensamento, a velocidade da água é um fator preponderante no transporte da carga detrítica, pois enquanto o fluxo for intenso estará ocorrendo o transporte, à medida que esse fluxo diminui a deposição inicia. Neste sentido, a deposição começa quando a erosão termina. Portanto, as fases da morfodinâmica do canal estão atribuídas a processos fluviais, dentre eles: descarga líquida dos fluxos, erosão fluvial, transporte de sedimentos e a deposição.

2.2.1 Fatores controladores da erosão fluvial

Thorne e Toverly (1981) *apud* Fernandez (1990) e Ashbridge (1995) argumentam vários fatores que condicionam a erosão fluvial: o tamanho, a geometria e a estrutura dos barrancos, as características hidrodinâmicas do fluxo (vazão, transbordamento e oscilação do nível do rio) nas proximidades das margens e as condições climáticas, merecendo destaque as propriedades físicas e químicas dos materiais das margens. Para Souza *et al.* (2002) e Teixeira (2009) a velocidade do fluxo associado ao elevado índice de vazão é o fator mais importante para que ocorra a erosão fluvial.

2.2.1.1 Materiais das margens

Com a elevação do nível piezométrico as margens ficam submersas. Lima (1998) explica que os materiais das margens do rio, sofrem variações no grau de saturação e proporcionam a instabilidade dos agregados. Este acontecimento está fortemente associado à sazonalidade das águas fluviais, que influenciam na diminuição da coesão e no atrito entre as partículas no aumento da porosidade e diminuição da matriz de sucção. Neste sentido, esses solos são facilmente removidos pela ação do fluxo fluvial em áreas côncavas, ocasionando o solapamento basal das margens. Além de gerar, segundo Lima (1998), uma deformação da estrutura do material constituinte das margens, gerando planos de rupturas verticais nos barrancos íngremes.

2.2.1.2 Cobertura vegetal

A remoção da vegetação das margens do rio pode interferir de sobremaneira no regime hídrico, aumentando ou diminuindo a vazão, propiciando o surgimento de áreas com solo exposto, tornando-as potenciais contribuintes de sedimentos ao leito dos rios, deixando as margens vulneráveis aos processos erosivos. Tricart (1977) atestou que árvores com cerca de 20 a 30 m de altura, que crescem às margens dos rios, caem frequentemente no curso d'água, em consequência do solapamento. Torna-se claro que a vegetação tem papel secundário no processo das Terras Caídas, apesar de fornecer estabilidade às margens do rio, no entanto, não é suficiente para impedir o processo natural, pois, independente de sua presença, as Terras Caídas continuam acontecendo.

Foi observado na área de estudo que constantemente árvores e qualquer tipo de vegetação escorregam e caem no rio, junto com a massa movimentada das margens.

2.2.1.3 Características hidrodinâmicas do fluxo

Segundo Martins (1976) a vazão de um rio relaciona o volume de água que escoar por uma determinada seção em um espaço de tempo. O aumento da vazão está relacionado à ampliação da área atingida ou pelo aumento da velocidade do fluxo e assim, eleva o poder erosivo da água nas margens. Para Cunha (1995) a velocidade das águas de um rio é influenciada diretamente por uma série de variáveis, dentre elas: declividade, forma do canal, volume das águas, formas da seção transversal, coeficiente de rugosidade do leito e viscosidade da água. Em uma seção transversal Mota (2001) explica que as maiores velocidades de um rio encontram-se logo abaixo de sua superfície e as mais baixas estão localizadas às margens do rio e no fundo do seu leito.

Mota (2001) esclarece quanto aos tipos de fluxos, dentre eles: fluxo laminar e turbulento. No fluxo laminar as águas escoam livremente em camadas paralelas ao longo do canal sem que o material se misture, possui baixa velocidade e reduzida capacidade erosiva. Já o fluxo turbulento ocorre em vários movimentos caóticos e heterogêneos e incidem em seções com maior profundidade e leito mais rugoso.

Para Fernandez (1990) as variações de descarga controlam as características morfológicas das margens durante a subida das águas, removendo os materiais que estiverem acima de um determinado nível, o qual irá depender do tempo de permanência da água, formando degraus. Já na descida do nível do rio o perfil do barranco é novamente verticalizado, em virtude do recebimento de várias recargas de deposições de solo durante as cheias.

Esse processo incide quando não há episódios de movimentos de massa ou apresenta indícios de estabilidade de tais movimentos, geralmente com presença de vegetação no barranco, sendo removida somente a cabeceira do barranco por solapamento. Ademais, na maioria das vezes, após escorregamentos e deslizamentos, a montante do barranco fica totalmente verticalizada e a jusante forma degraus, isso se deve a pequenas porções de material que é depositado na base do barranco, sendo posteriormente removido pela erosão fluvial (**FIGURA 7**).

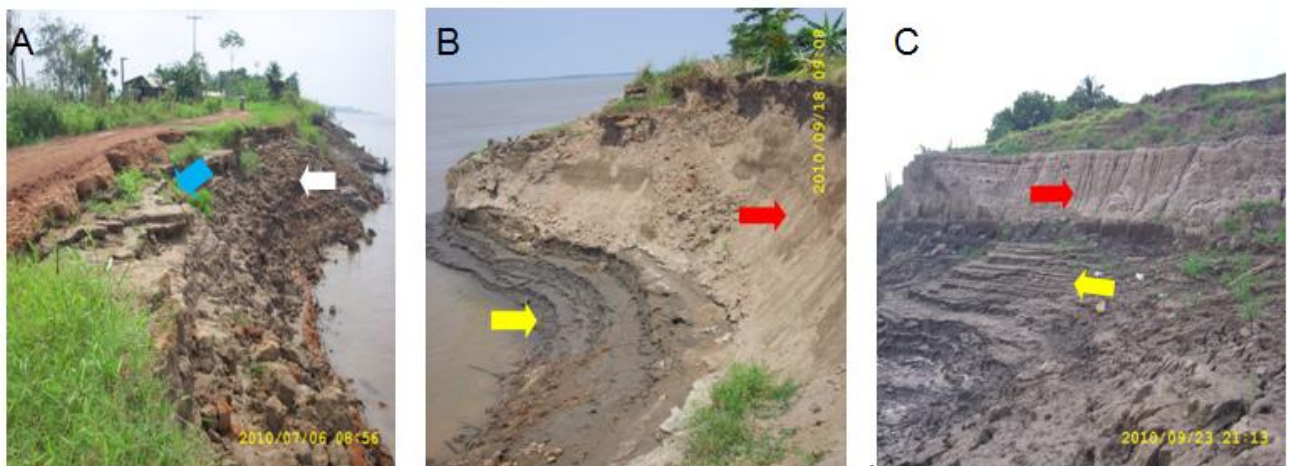


Figura 7: A figura (A) indica estabilidade do barranco pela presença de vegetação, a seta (azul) apresenta degraus na cabeceira da cicatriz e a seta (branca) informa que o barranco está verticalizado; tanto a figura (B) quanto a (C) indicam movimentos de massa do tipo escorregamento rotacional, onde as setas (vermelhas) ilustram verticalização do perfil do barranco e as setas (amarelas) apontam degraus formados de resto de material deflagrado de movimentos de massa e remodelado pela erosão de margem. Regiane C. Magalhães, 2010.

2.2.1.4 Morfometria

Mota (2001) em monitoramento de erosão de margem na sub-bacia do Riacho Fundo (Distrito Federal), identificou que barrancos altos, íngremes e verticais, são

geralmente constituídos de material arenoso e estão localizados em setores com alta velocidade de fluxo, tendo uma maior probabilidade de ocorrência de escorregamentos rotacionais após o período da cheia do rio. Desta forma, quanto mais abrupto, profundo e maior largura tem-se maior instabilidade do barranco deixando-o suscetível à remoção de sua base pelo processo de erosão de margem.

A principal causa para que ocorra a erosão de margem segundo Mota (2001), está relacionada à intensidade do fluxo, composição granulométrica das margens, por meio do elevado índice da cota do rio que vai impactando as margens, ocorrendo a remoção dos materiais não coesos pela ação abrasiva.

2.3 Movimentos de Massa

Na visão de Fernandes e Amaral (1996) os movimentos de massa são processos naturais e induzidos que fazem parte da evolução da paisagem como um sistema controlado por processos exógenos. Corresponde, segundo Selby (1990), a deflagração do material ao longo de uma encosta pouco inclinada até as mais íngremes, acionados pela água e deslocado pela ação da gravidade. O material deslocado é diretamente condicionado por sua fluidez e pela forma da encosta, podendo depositar-se na área de convergência de fluxos (anfiteatro) e/ou alinhando-se ao longo de terracetes marginais (MOLINARI, 2007).

Esse processo também pode ser acelerado pela forma irregular de manusear o solo (terraplanagem, obras de engenharia, disposição final do lixo e águas servidas), elevando a frequência do surgimento das cicatrizes. Conforme a magnitude do impacto, os movimentos de massa podem causar várias catástrofes na superfície terrestre e a quem estiver habitando em seu entorno. Vários autores (SELBY, 1990; AMARAL, 1996; FERNANDES e AMARAL, 1996; AMARAL e FEIJÓ, 2004; GONÇALVES e GUERRA, 2004) e outros já levantaram e vêm conduzindo essa temática, principalmente com a finalidade de reduzir e mitigar os desastres que envolvem os movimentos de massa.

Para Selby (1990), os movimentos de massa são fenômenos naturais e contínuos da dinâmica externa, marcados pelo deslocamento do material encosta abaixo e conduzidos pela força gravitacional. Lima (1998), em estudos concernentes a

movimentos de massa no rio Acre, afirmou que são processos atuantes na formação e evolução do relevo. Além disso, também ressaltou que a ação da erosão fluvial na base do barranco gera instabilidade aos materiais e acarreta distintos movimentos de massa.

Portanto, os movimentos de massa correspondem aos movimentos descendentes dos materiais das margens sob a influência da força gravitacional. Logo, a erosão fluvial age como desencadeador dos movimentos de massa em uma planície de inundação, ocasionando a instabilidade dos barrancos gerada pela remoção das partículas pouco coesas, da base daqueles (solapamento basal), proporcionando queda de pequenos blocos de forma dispersa ao longo das margens.

2.3.1 Fatores controladores dos Movimentos de Massa

Os movimentos de massa estão associados a vários fatores complexos. Quando interagidos entre si, resultam em diversos tipos de movimentos de massa: Rastejos (*Creeps*), Quedas (*Falls*), Escorregamentos (*Landslides*), Escorregamento Rotacional (*Slide Rotational*), Escorregamento Translacional (*Slide Translational*) e Corridas (*Flows*). Selby (1990) destaca que o principal agente para ocasionar os movimentos de massa é a água; já a perda da massa do solo se dá pela influência da gravidade que, indiretamente, envolve outros fatores para sua ocorrência (água, ar e gelo). Segundo Lima (1998) e Molinari (2007) a água, associada a outros fatores, age como peça chave para mudar toda a mecânica do solo.

Lima (1998) ressalta que essa associação combinada a outros fatores, como os minerais de argila (com destaque para a montmorilonita), as propriedades do solo (textura, estrutura, porosidade, permeabilidade, densidade, condutividade hidráulica, teor de umidade e atividade biológica), morfologia de encostas e dos barrancos, fatores climáticos, cobertura vegetal e a erosão fluvial, deflagram os movimentos de massa. Outros fatores são argumentados por Molinari (2007), como geológicos-geotécnicos, englobando as características lito-estruturais, fraturas subverticais e falhamentos tectônicos e a ação antrópica como acelerador da dinâmica dos processos naturais, aumentando a incidência de movimentos de massa.

Cruz (1974), Lacerda e Sandroni (1985), Lacerda (1997) e Lima (1998) afirmam que os movimentos de massa são resultantes da atuação das tensões de desequilíbrio de dois conjuntos de forças no interior da massa, expressos pela Lei de Coulomb da mecânica dos solos: a força de cisalhamento representada pela própria dinâmica do rio, que provoca mudanças no jogo de forças de suas margens, acionando, dessa forma, a força gravitacional sobre o pacote sedimentar além da declividade do terreno. A força de resistência ao cisalhamento depende das variáveis coesão e fricção interna do solo, sendo condicionada às condições de umidade do solo, ou seja, os materiais das margens podem oferecer maior ou menor força de resistência ao cisalhamento. Lima (1998) também enfatiza que a dinâmica do rio interage no processo e interfere nos mecanismos de deflagração dos movimentos de massa.

2.3.1.1 A água

A água vem a ser o principal agente para gerar os movimentos de massa (SELBY, 1990), proveniente de eventos pluviométricos quando se infiltra no solo ou quando é oriundo da elevação da cota do rio, percolada lateralmente pelo fluxo fluvial. Lima (1998) afirma que o aumento excessivo da água no solo pode alterar o funcionamento dos materiais dos barrancos e, assim, causar os movimentos de massa, entre eles, elevação de saturação, preenchimento dos macroporos, diminuição da infiltração, redução da coesão e fricção entre as partículas, aumento do peso do material sob o solo, declínio da coesão pela eliminação da capilaridade e dissolução dos cimentos do solo, elevação do fluído de liquidez e plasticidade e alta condutividade hidráulica.

2.3.1.2 Minerais de argila

A presença da argila montmorilonita é bastante comum em solos de ambientes fluviais, segundo Lima (1998), está sujeita a extremos comportamentos plásticos e líquidos. Em virtude da mesma se contrair sob condições de secagem e se expandir em condições de umedecimento, surgem rachaduras ou fendas no solo. Esse processo tem início na elevação da cota do rio ao deixar o barranco totalmente submerso. Dessa

forma, ocorre o preenchimento das lâminas da argila, que, ao se expandir como se fosse uma “esponja”, apresenta elevado teor de umidade, decorrente do preenchimento dos poros. Logo, a argila saturada projeta seu peso sob o barranco e aumenta a força de cisalhamento. Kiehl (1979) explica que a expansão horizontal desse tipo de argila 2:1 está baseada na formação de 2 lâminas tetraedra e 1 lâmina octaedral.

A plasticidade se dá com a descida das águas fluviais. O barranco fica exposto sobre elevadas insolações e o mineral se contrai. Lima (1998) explica que esse processo se dá pela redução da umidade no solo, passando assim para o estado plástico, quando os poros ficam parcialmente preenchidos pela água, dando surgimento a sucção, capilaridade e coesão aparente. À medida que a coesão e a fricção entre as partículas diminuem, aumenta a força de cisalhamento e o material plástico é projetado em forma de escorregamento rotacional sob o barranco. Esses movimentos podem ser segundo Colângelo (1990), do tipo escorregamento rotacional ou translacional e deslizamentos de terra.

Segundo D’Antona *et al.* (2007), as argilas transportadas são aquelas que são formadas por processos eminentemente deposicionais, encontradas nos aluviões dos rios e tributários. Esse tipo de argila tende a ser mais mole e plástica, devido à facilidade com que a água intumescer as esmectitas. Quando estes minerais de argila umedecem, podem expandir-se e, quando secam, se contrair. Esse tipo de argila é rico em matéria orgânica e de fácil determinação geológica, constituindo-se em expressivos depósitos na várzea. A propósito, Freitas (2009) identificou em Neossolo Flúvico, precisamente no Médio Solimões, exatamente em um ambiente de várzea, a predominância da Montmorilonita (Mt), seguida da Illita (I), da Caulinita (K), e da Muscovita (M).

2.3.1.3 Propriedades do material do solo

A susceptibilidade de um dado solo à movimentos de massa depende de várias propriedades do solo. As mais significativas são a textura, estrutura, porosidade, densidade do solo, coesão, minerais de argila, quantidade de matéria orgânica e

conteúdo de água no solo. Tais propriedades podem alterar o seu comportamento físico e mecânico no solo, pela excessiva quantidade e permanência da água no solo.

Portanto, as características do solo influenciam decisivamente no equilíbrio dinâmico das vertentes ou barrancos, sob a forma de condicionar os fluxos subsuperficiais proporcionando zonas de saturação e percolação de fluxos em diversos pontos da encosta ou barrancos gerando poro-pressões positivas instabilizando-as, devido à perda de coesão dos materiais e redução do ângulo de atrito interno (fricção), que podem acarretar, segundo LIMA (1998), o aumento de força de cisalhamento e redução considerável da força de resistência ao cisalhamento.

2.3.1.4 Morfologia e Morfometria de encostas e barrancos

As formas de encostas e barrancos vêm a ser um condicionante importante para deflagrar os movimentos de massa. Guimarães *et al.* (1998) e Fernandes *et al.* (2004) atestam que o potencial dos movimentos de massa cresce com o aumento da declividade entre 37° a 55°. A equação de Coulomb deixa claro: quanto maior o ângulo da encosta, menor a estabilidade dos barrancos por meio da diminuição da resistência da força de cisalhamento. Fernandes (1990) menciona outra influência das encostas, quando o terreno exerce algum intermédio por meio de zonas de convergências e divergências nos fluxos superficiais e subsuperficiais. Outro aspecto a ser destacado, segundo Cunha (1991), refere-se ao comprimento das encostas associado ao tempo do escoamento e à taxa de erosão, pois quanto maior o comprimento, maiores serão os escoamentos superficiais, subsuperficiais e a susceptibilidade aos movimentos de massa, uma vez que a água não tem tempo suficiente para se infiltrar no solo.

2.3.1.5 Vegetação

A presença da vegetação em uma encosta pode fornecer estabilidade conforme o seu ângulo. Selby (1990) ressalta que o efeito do peso da vegetação sobre as encostas com mais de 34° vai decrescendo a estabilidade.

Em geral, a vegetação protege o solo contra o impacto das gotas de chuva (*splash*), impedindo a geração dos escoamentos superficiais e auxiliando no processo

de infiltração do solo por meio das raízes da vegetação. Já em barrancos, Lima (1998) afirma que, em muitos casos, a vegetação exerce um papel secundário, dependendo da dimensão e da ação dos movimentos de massa.

Na área de estudo do presente trabalho, a vegetação é totalmente lançada para dentro do rio, porque os materiais presentes têm suas propriedades físicas e mecânicas alteradas pela ação da água que, mudando seu comportamento, poderá levar a vegetação a projetar seu peso sob o barranco, aumentando a força de cisalhamento. Desse modo, tudo sobre o barranco tende a ser mobilizado pelos movimentos de massa (**FIGURA 8**).



Figura 8: Seta vermelha indica a vegetação deslocada junto com a massa movimentada. Regiane Campos Magalhães, 2010.

2.3.1.6 Erosão fluvial

A erosão fluvial é um dos fatores do movimento de massa em ambientes fluviais. Através do solapamento basal, age na subida das águas, removendo as paredes das margens, ocasionando a instabilidade dos barrancos, fato comprovado por Lima (1998), que atestou a relação da dinâmica fluvial com dois momentos no processo dos movimentos de massa. O primeiro ocorre na ascensão da cota do rio, gerando a elevação do fluxo e atuando diretamente sob o barranco; o segundo, pela projeção do

material abaixo o qual, acionado pela força gravitacional, deposita-se na jusante do barranco, dentro do canal e ao longo das margens, de onde pode ser removido pela ação do fluxo do rio.

Lima (1998) deixa claro ser a erosão fluvial um dos fatores dos movimentos de massa. O processo atua pelo desprendimento gradativo do solo exposto, juntamente com o auxílio da força gravitacional, cujo produto pode ser representado na forma de queda de blocos e escorregamentos e encontrado no interior de cicatrizes de movimentos de massa. Portanto, em muitos casos a erosão auxilia o acontecimento dos movimentos de massa, independente da presença de um rio.

2.3.1.7 Aspectos Geológicos-geotécnicos

Os agentes geológicos-geotécnicos influenciam a mobilização dos movimentos de massa, pois redimensionam a hidrologia da encosta através do direcionamento dos fluxos de água, tanto em superfície quanto em subsuperfície, gerando a instabilidade dos materiais. Fernandes e Amaral (1996) destacaram alguns condicionantes: fraturas e falhas tectônicas, depósitos de encostas e descontinuidades mecânicas e hidrológicas do solo. Afirmam também que as fendas (fraturas) são representadas por descontinuidades mecânicas e hidráulicas, e classificadas em *fraturas de tensão*, podendo refletir descontinuidades superficiais tanto mecânicas quanto estruturais, condicionando as taxas de absorção de água no solo. As *fraturas subverticais* influenciam a percolação da água e os teores de umidade ao longo da vertente, podendo ter origem tectônica.

As *falhas tectônicas* estão diretamente relacionadas à dinâmica epirogenética da Terra (terremotos, soerguimentos entre outros) e atuam como caminhos preferenciais de alteração, permitindo que a frente de intemperismo avance para o interior do maciço de modo mais efetivo. As *descontinuidades mecânicas e hidrológicas* são consequência direta das feições estruturais, relíquias do embasamento rochoso e dos horizontes do solo. Essas descontinuidades atuam decisivamente no condicionamento da distribuição do poro-pressão no interior da encosta e, conseqüentemente, na sua estabilidade (FERNANDES e AMARAL, 1996).

Selby (1990) atesta que fraturas de relíquias podem condicionar escorregamentos, principalmente em encostas que apresentam alguns aspectos, como: a) um ou mais desses sistemas mergulhando para fora da encosta; b) juntas relíquias preenchidas por material argiloso formando barreiras ao fluxo e ao nível de água suspensa; c) juntas relíquias que tiverem uma redução no ângulo de atrito devido às mudanças mineralógicas decorrentes do avanço do intemperismo ao longo da fratura.

Em suma, todos os fatores mencionados irão ocasionar os movimentos de massa, porém o que vai diferenciar suas diversas inclinações tanto em encosta quanto em barrancos, segundo Lima (1998), serão os materiais presentes submetidos a um jogo de forças que os mantêm em equilíbrio, especificamente a força de cisalhamento e da resistência ao cisalhamento. Atualmente, Molinari (2007) argumenta que, além dos mecanismos ligados às propriedades (internas) dos materiais e às forças atuantes nas partículas de solos ou rochas, o equilíbrio é condicionado por fatores ambientais locais (falhas geológicas e configuração topográfica ao longo das superfícies das vertentes).

2.3.2 Classificação dos Movimentos de Massa

Existem diversos tipos de movimentos de massa, porém sua distinção requer alguns critérios, dentre eles, destacam-se a velocidade e o mecanismo do movimento, o tipo de material, modo de deformação, a geometria da massa movimentada e o conteúdo da água corrente, sendo classificados em quatro grupos: rastejos (*creeps*), quedas (*falls*), escorregamentos (*slides*) e fluxos (*flows*) (SELBY, 1990).

2.3.2.1. Rastejos (*Creeps*): são movimentos quase viscosos, rasos e leves do solo superficial ou rocha, sendo suavemente imperceptíveis, exceto a observação de longa duração, produzem deformações permanentes e pequenas, que resultam em discretas falhas (SELBY, 1990). Para Fernandes e Amaral (1996), esses tipos de movimentos são gravitacionais, lentos e contínuos e representam uma transição para os escorregamentos.

2.3.2.2. Quedas (*Falls*): são movimentos rápidos e abruptos de queda livre de material, tendo correlação com o desequilíbrio na encosta, resultante da ação da água e ondas do rio (SELBY, 1990), conforme **Figura 9**. Fernandes e Amaral (1996) chamam

atenção para outras especificidades sobre quedas livres de bloco, por meio da ação da gravidade sem a presença de uma superfície de deslizamento, que sucedem em paredões íngremes.

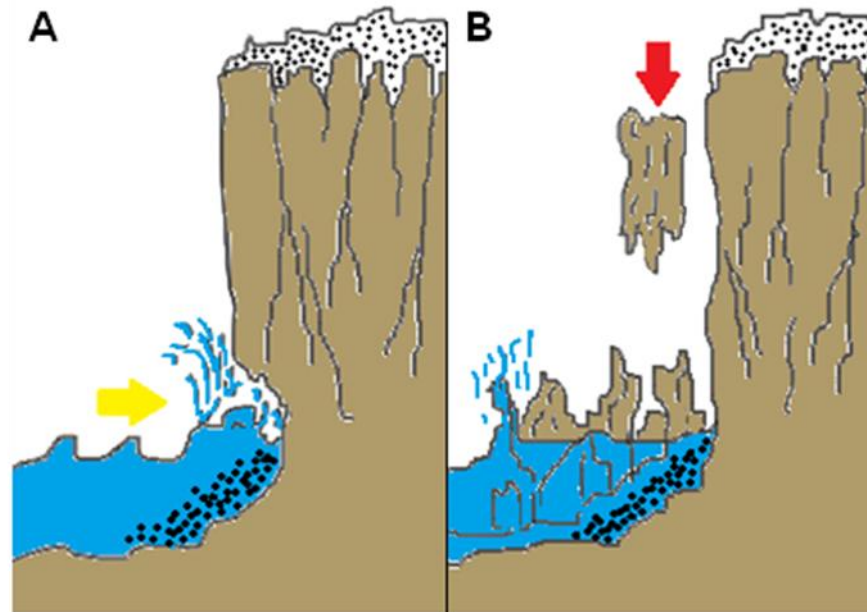


Figura 9: Forma da erosão de margem – **A** (seta amarela), forma do Movimento de massa do tipo queda em bloco - **B** (seta vermelha).

2.3.2.3. Escorregamentos (*Landslides*): Fernandes e Amaral (1996) caracterizam esses movimentos como rápidos, com plano de ruptura bem definido, tendo como definir o material deslizado. Segundo Selby (1990) são representados conforme a forma e ruptura em dois distintos tipos:

– Escorregamento Rotacional (*Slide Rotational*): falhas de planos curvados que envolvem o movimento rotacional da massa do solo. Ocorrem em condições naturais, especificamente na ponta de uma encosta escavada pela margem do rio (**FIGURA 10**). Suas causas estão relacionadas às elevações do nível do lençol freático. Tendo em vista essa água estar associada à certa quantidade de material, pode suscitar a um movimento do tipo *flow*. Portanto, Fernandes e Amaral (1996) afirmam que este movimento possui forma côncava, condicionado em função de solos espessos e

homogêneos, sendo desencadeado por cortes em sua base de forma induzida (estrada) ou natural (erosão fluvial).

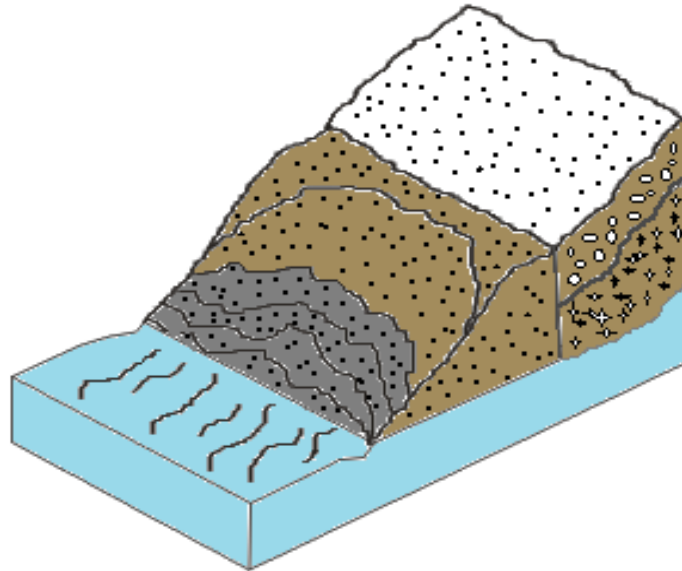


Figura 10: Movimento de massa do tipo escorregamento rotacional.
Desenho: Modificado de Selby (1990).

– Escorregamento Translacional (*Slide Translational*): considerados os mais comuns dos movimentos, por apresentarem formas planas e serem rasos. Podem ter alguma curvatura e ocorrer o movimento rotacional. Diferencia-se de outros movimentos, porque ocorre quase sempre durante as fortes precipitações. Fernandes e Amaral (1996) também destacam outras características desse tipo de escorregamento, em geral apresentam profundidade variante entre 0,5 m e 5,0 m, são compridos e podem indicar descontinuidade mecânica ou hidrológica no interior do material.

2.3.2.4 Corridas (*Flows*): quando os materiais de solo são liquefeitos e a causa depende do material da encosta, associado a elevadas chuvas e à saturação do solo. Dependendo da classe do material, são distinguidos como fluxos de detritos (*debris flows*), fluxos de terra (*earth flows*) e fluxos de lama (*mud flows*). Fernandes e Amaral (1996) descrevem esses movimentos como rápidos e complexos, com materiais de

comportamento de fluidos altamente viscosos, cuja principal causa está relacionada a intensos fluxos de água superficiais nas encostas.

Baseado na classificação de Selby (1990), Lima (1998) classificou os movimentos de massa conhecidos localmente no rio Acre como desbarrancamentos, desabamentos ou desmoronamentos em movimentos rápidos, pontuais e/ou lentos. O primeiro movimento (desbarrancamentos) caracterizou como rápido, estando relacionado ao período de inundações e à variação do nível das águas do rio (saturando o material do barranco por via pluvial ou fluvial), apresentando duas etapas: 1 – o aparecimento de fendas antes do transbordamento, à medida que o rio tende a secar, as fendas se ampliam; 2 – o colapso coletivo rápido do material, que facilmente é carregado pelas águas fluviais. O segundo movimento (desabamentos ou desmoronamentos) age geralmente no período chuvoso com o surgimento de pequenas fissuras típicas de movimentos de rastejo e pequenos degraus de abatimento. Segundo a autora, logo após os movimentos, ocorre uma momentânea estabilização no processo.

De acordo com o que foi mencionado, no que tange à classificação dos movimentos de massa, os tipos mais comuns estão associados a deslizamentos lentos dos materiais ao longo da declividade das encostas e ao colapso de blocos de matérias ou rocha sob encostas íngremes, ambos agenciados por diferentes mecanismos pertencentes ao movimento de massa, tendo, em alguns casos, o auxílio do fator de erosão fluvial.

Assim, o termo foi englobado por vários autores (MOREIRA, 1958; SIOLI, 1985; GUERRA, 1993; STERNBERG, 1998; LIMA, 1998; RITTER *et al.*, 2002; CARVALHO, 2006; CARNEIRO, 2009; FREITAS, 2009) como erosão fluvial e movimentos de massa, sendo aquela um fator desencadeador deste.

Nesse trabalho, o termo regional Terras Caídas está estritamente relacionado a um processo natural ligado à susceptibilidade do solo sob a ação da elevação do nível do lençol freático, onde a erosão fluvial atua no auxílio de um dos diferentes tipos de movimentos de massa (Queda em bloco).

2.4 Aspectos Hidráulicos do solo

2.4.1 Tipos de escoamento do solo

Entende-se que o principal agente condicionante da erosão do solo seja desencadeado pelo escoamento superficial e sub-superficial (difuso ou concentrado, saturado ou hortoriano). Pode ter origem na ação natural ou induzida por práticas agropastoris, inclinação do terreno, manejo de agricultura e terraplanagem do terreno. Essas práticas costumam tornar o solo compactado, desnudo, favorecendo o surgimento de crostas, repercutindo na dificuldade de infiltração e, conseqüentemente, dar início ao **escoamento superficial** (*runoff*).

Quando o escoamento segue um caminho preferencial, dá início ao **escoamento concentrado**. Vieira (2008) argumenta que a capacidade erosiva desse tipo de escoamento é bem maior que a do **escoamento difuso**. Ao contrário do escoamento concentrado, no difuso a água percorre a superfície aleatoriamente, ou seja, sem caminhos preferenciais.

A existência de outros escoamentos, como o **sub-superficial**, que afeta diretamente a erodibilidade dos solos, por meio de suas propriedades hidráulicas, além de influenciar o transporte de minerais em solução (GUERRA, 1998), o movimento da água em sub-superfície está relacionado à condutividade hidráulica e a estrutura porosa do solo. Zaslavsky e Sinai (1981) demonstram não apenas o efeito da contribuição desse tipo de escoamento no crescimento do fluxo saturado no sopé das encostas e nas áreas côncavas, como também a implicação no escoamento superficial.

Solos altamente impermeáveis e saturados dificultam a infiltração contínua da água no solo, facilitando o acúmulo de água nas áreas baixas do terreno. Vieira (2008) aponta que a água acumulada na superfície do terreno movimenta-se como uma lâmina de água, formando o **escoamento superficial saturado**. A existência de outros escoamentos, segundo Coelho Netto (1994), como o **hortoriano**, acontece quando a intensidade da chuva é maior que a capacidade de infiltração. Segundo Vieira (2008), tanto o escoamento superficial saturado quanto o escoamento hortoriano, podem seguir caminhos difusos ou concentrados na superfície do solo.

Como a área de estudo está inserida em um ambiente de várzea, onde geralmente apresentam baixas declividades do terreno, à pouca ocorrência do escoamento superficial.

2.4.2 Infiltração da água no solo

O processo de entrada de água no solo através de sua superfície é denominado de infiltração. É de suma importância prática, em virtude da taxa de infiltração no solo, que depende, segundo Ferreira *et al.* (2003), da estrutura, porosidade, densidade, agregação das partículas do solo, entre outros. A redução dessas propriedades do solo pode desencadear o escoamento superficial, facilitando o aparecimento de erosão.

Estudos realizados por Reichardt (1990) indicam que a infiltração da água no solo envolve três processos distintos assim definidos: 1) a entrada da água no topo do solo; 2) o armazenamento dentro do solo; e 3) a transmissão da água através do solo. Isso ocorre quando a superfície do solo recebe água proveniente de chuva, irrigação ou inundação, com a água se movimentando no sentido vertical de cima para baixo, através de vazios, sob a ação da gravidade, até atingir uma camada suporte que a retém precisamente nas camadas mais profundas, formando, então, saturação de água no solo.

Percebe-se que, durante o processo, a água distribui-se dentro do solo, num movimento contínuo, mesmo após finalizada a infiltração, tornando o perfil úmido e saturado a partir da superfície (BETSON, 1964). Depois de certo tempo, Reichardt (1990) esclarece que o movimento da água no solo torna-se desprezível. Dessa forma, o solo armazena grande quantidade de água, encontrando-se em capacidade de campo. Além disso, Reichardt (1990) também explica que esse movimento pode ser contínuo, devido o potencial gravitacional, sendo interrompido pela presença da ascensão capilar. Portanto, grande parte dessa água que percola dentro do solo irá alimentar o lençol freático e, este, por sua vez, os aquíferos subterrâneos.

2.4.3 Água subterrânea

Segundo Pinto (1976), as águas que atingem a superfície do solo, por meio de precipitações, podem infiltrar-se no solo através das forças de gravidade e capilaridade. Entretanto, o seu destino e a sua intensidade irão depender das características do subsolo, do relevo e da vegetação local. Ainda o autor esclarece que, abaixo da superfície, em detrimento de um jogo de forças decorrentes da atração molecular, capilaridade e a atração gravitacional, além do tipo de terreno, a água pode se encontrar na zona de aeração ou na zona saturada. Na primeira, os espaços do solo são parcialmente ocupados pela água, enquanto o restante é preenchido por ar. Já na segunda, a água ocupa todos os vazios e se encontra sob pressão hidrostática.

Geralmente, solos que apresentam vazios relativamente importantes e contínuos podem facilitar o fluxo descendente. Pinto (1976) esclarece que, ao encontrar camadas menos permeáveis, a água será retardada e preencherá todos os interstícios da região sobrejacente, formando zonas saturadas, denominada de lençol subterrâneo.

Reichardt (1990) afirma que os lençóis subterrâneos ou freáticos são o limite superior do solo saturado. Logo, sua posição determina a distribuição de umidade na camada acima dele. Neste sentido, quanto mais profundo, mais aerado o solo. Reichardt (1990) também argumenta que, em ambiente de várzea, os lençóis freáticos são mais profundos.

Em campo, o nível do lençol freático pode ser analisado por meio de poços de observação. O monitoramento periódico pode fornecer informações sobre a eficiência de drenagem de determinado solo. Reichardt (1990) explica que gráficos de níveis do lençol freático medidos em vários pontos podem indicar claramente área com alto lençol freático, assim como problema de drenagem. Além de fornecer a fonte de água que eleva o lençol freático, pode ser de forma lateral, oriunda de rios, irrigações ou por meio de áreas mais altas.

2.4.4 Pressão Hidrostática

Gribbin (2009) conceitua a pressão hidrostática como o estudo da água em repouso. Neste parâmetro, a pressão hidrostática exerce pressão da água no solo

causada pelo peso e pela força de gravidade. Dessa forma, quanto maior a altura de água no solo, maior a pressão hidrostática e, conseqüentemente, maior será a capacidade de provocar escorregamentos. Esse fato decorre da elevação do nível da superfície piezométrica, que deixa o barranco pesado pelo saturamento da água no solo.

2.4.5 Pressão Hidrodinâmica

Gribbin (2009) define a pressão hidrodinâmica como o estudo da água em movimento. Nesse sentido, a pressão da água canalizada é suprimida pela velocidade do fluxo e por uma intensa descarga fluvial, sendo alimentada pelo escoamento fluvial (águas superficiais e subterrâneas), causando impacto físico (hidráulico) e químico (corrosivo) nas paredes do canal e margens do rio.

2.4.6 Condutividade hidráulica

Segundo Reichardt (1990), a textura é a principal propriedade determinante da retenção e da dinâmica da água no solo. Nesse sentido, camadas impermeáveis retêm água no solo, constituído de poros com diâmetro menor que 0,05 mm, classificados de microporos. Segundo Ferreira *et al.* (2003), esses microporos retêm e armazenam água para as plantas, enquanto os poros com diâmetro maior ou igual a 0,05 mm são importantes para a aeração e infiltração da água no solo.

Portanto, é de extrema importância o conhecimento do tamanho dos poros, pois devido à retenção de água em baixa sucção pode ocasionar o processo de capilaridade. Ferreira *et al.* (2003) afirmam que o manejo inadequado do solo pode acarretar compactação, destruição da estrutura do solo e diminuição da retenção de água a baixa sucção. Para Riva (2005), solos com predominância das frações silte e areia muito fina permitem que a força de atração de *Van der Waals*⁹ concorra com a

⁹ Dzyaloshinskii *et al.* (1961) é a força atrativa ou repulsiva entre moléculas (ou entre as partes da mesma molécula) diferentes daqueles devido à ligação covalente ou a interação eletrostática com outros íons ou moléculas neutras, e variam a respeito da distância r como $1/r^6$.

força gravitacional no controle dos mecanismos de empacotamento e arranjo das partículas, dependendo da distância entre as partículas.

CAPÍTULO III – METODOLOGIA

Para atingir os objetivos, a pesquisa serviu-se da aplicação de uma metodologia de estudo integrada e baseada em uma abordagem sistêmica, que envolve gradualmente o estudo das partes para se entender o todo como um conjunto de elementos em interação. Neste sentido, fez-se necessário analisar cada variável interdependente de um sistema total.

A abordagem de sistema é uma categoria de análise de qualquer ramo da ciência que permite entender e reconceituar os fenômenos dentro de uma abordagem global, a inter-relação e integração de assuntos que, na maioria das vezes, são de naturezas complexas e totalmente distintas. Sales (2004) ressalta que a Teoria Geral dos Sistemas (TGS) foi utilizada nas ciências naturais pelo biólogo húngaro, Ludwig Von Bertalanffy, entre 1950 e 1973, que a aplicou à Biologia e à Termodinâmica. A finalidade está centrada no desenvolvimento de uma teoria de caráter geral, de modo a ser aplicada a fenômenos bastante semelhantes que ocorrem em uma diversidade de campos específicos de conhecimento. De certa forma, a (TGS) está ligada a um método que compreenda o comportamento de cada elemento independente dentro de um sistema, levando-se em consideração sua troca de energia em qualquer ramo da ciência.

É nesse cenário de conjunto de fatores interdependentes e diferenciados, envolvendo as variáveis físicas, químicas, mineralógicas e hidráulicas do solo, que se interagem entre si, formando um todo unitário, as Terras Caídas. Nesse sentido, com o conhecimento por meio de coleta, experimentos em campo e análise em laboratórios incorporando essas variáveis, além do monitoramento das cicatrizes de Terras Caídas, buscar-se-á entender a relação dos elementos distintos e sua susceptibilidade no processo de Terras Caídas.

A pesquisa foi baseada em duas etapas: a primeira procedeu ao levantamento de informações relativos ao tema em bibliografias; a segunda, ao monitoramento e experimentos em campo, como o recuo dos barrancos (atividade realizada em campo através da técnica topográfica denominada levantamento por ordenadas, correspondente a 07/2010, 04/2011 e 10/2011). Devido ao processo de Terras Caídas

ser intenso na área do experimento, esse período de monitoramento foi suficiente para ilustrar e quantificar as perdas de solo na comunidade de estudo, visto que esse período abarcou tanto os eventos de cheia quanto os de vazante do rio Solimões. Além do monitoramento das cicatrizes, foram realizadas coletas em campo de amostras de solo da superfície de arranque do barranco, que posteriormente, foram analisadas em laboratório. Também procedeu-se à instalação de instrumentos relacionados aos experimentos hidráulicos do solo (velocidade de infiltração da água no solo e monitoramento do nível piezométrico no pacote sedimentar).

Para dar suporte ao acompanhamento dos piezômetros, foram concomitantemente utilizados e analisados dados secundários de pluviometria e fluviometria da Estação de Manacapuru.

Tais experimentos foram realizados em cinco pontos que correspondem às cicatrizes de Terras Caídas, aqui denominadas de P1, P2, P3, P4 e P5. O tempo de monitoramento da pesquisa compreendeu o período de julho de 2010 a setembro de 2011.

3.1 MATERIAIS

Na execução desse trabalho, utilizaram-se os seguintes equipamentos para o monitoramento das cicatrizes: trena, caderneta, bússola, transferidor, fio de nylon e fotografias digitais. Quanto às coletas em campo, foram utilizados anéis de aço (Anel de Kopecky), um trado holandês, ferramentas como machado e pá para raspagem no solo. Outros equipamentos somam-se aos descritos, como infiltrômetro para os testes de infiltração e piezômetros do tipo Casa Grande.

O uso de imagens de satélites da série Landsat-5 TM nas bandas 3, 4 e 5 no ano 2010, obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, presta-se à representação das coordenadas geográficas da área de estudo. Foi também empregada uma imagem do *Google Earth* de junho de 2007, para base de localização dos pontos de monitoramento na área de estudo, além do emprego de mapas como forma de ilustração da geologia e geomorfologia da área. Para esse fim, foi usado um

aparelho receptor do Sistema de Posicionamento Global (GPS) Garmin 76CSx para obtenção das coordenadas geográficas.

3.2 Procedimentos Metodológicos

3.2.1. Monitoramento da evolução das cicatrizes de Terras Caídas

3.2.1.1 Levantamento por Ordenadas

A técnica de Levantamento por Ordenadas segundo Comastri (1998) consiste em medir as distâncias definidoras das posições dos pontos topográficos por meio de azimutes conhecidos, para monitorar a evolução geomorfológica das cicatrizes, situadas nos cinco pontos, P1, P2, P3, P4 e P5. Esta técnica busca verificar a área de abrangência da cicatriz (m^2), assim como quantificar a quantidade de solo perdido (m^3) (FIGURA 11).

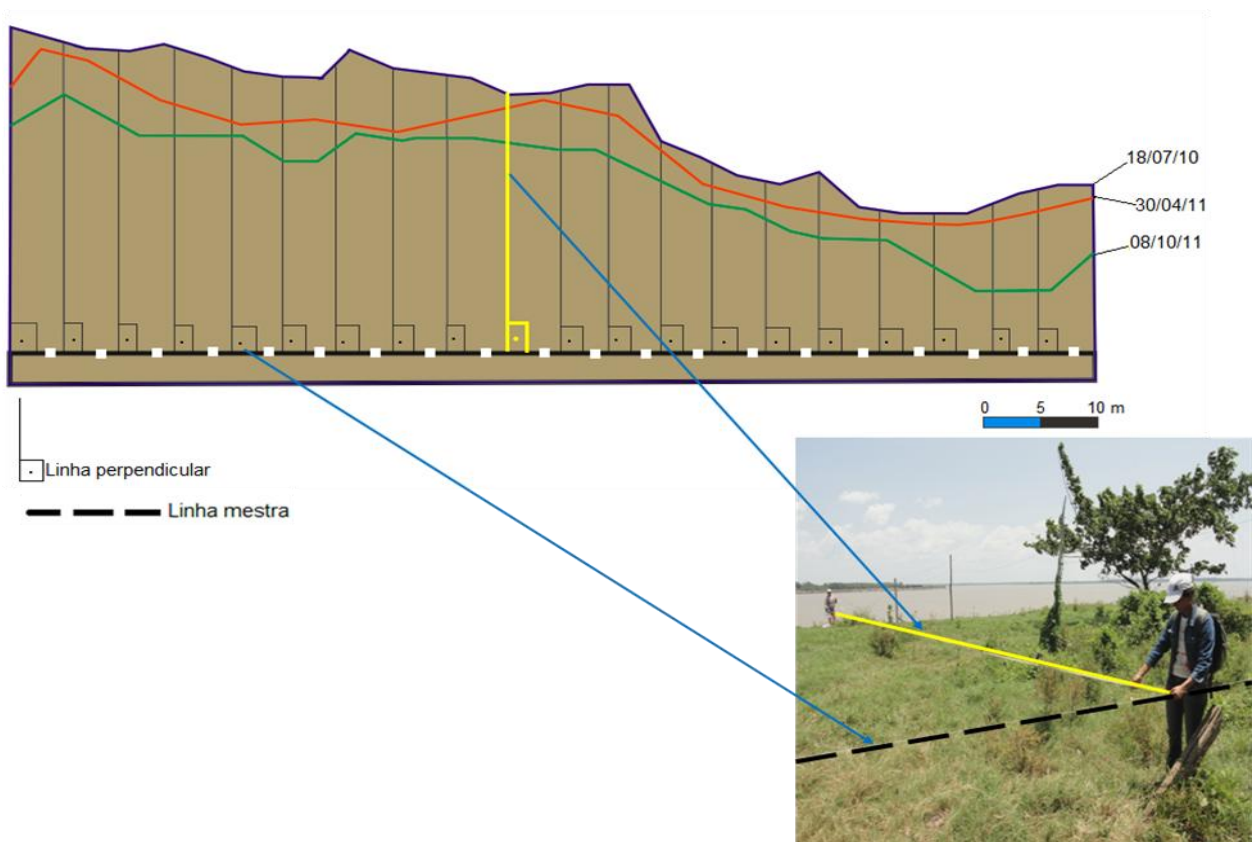


Figura 11: Medição em campo da cicatriz de Terras Caídas por meio da técnica de Levantamento por Ordenadas.

Org: Regiane Campos Magalhães, 2011.

Este monitoramento iniciou-se a partir de uma linha tencionada (linha mestra), paralela a borda dos barrancos e definida por meio de dois pontos fixos, nesse caso, árvores e cercas servindo de apoio topográfico. Posteriormente, anotaram-se os azimutes de cada ponto fixo da linha mestra.

Com auxílio de um transferidor, mantendo-se sempre um ângulo de 90°, traçaram-se sucessivamente a cada 5 m, linhas perpendiculares desde a linha mestra até as margens dos barrancos, e com uma trena foram obtidas as distâncias para cada medição. Isso permitiu estabelecer a geometria das cicatrizes, plotada posteriormente com uma escala específica a cada cicatriz.

Mediante as informações coletadas de comprimento e largura, calculou-se a área (m^2) aproximada das cinco cicatrizes através da operação ($m^2 = \text{comprimento} \times \text{largura}$). Para aquisição do volume deflagrado, fez-se necessário multiplicar os valores médios de profundidade pelos dados da área, obtendo ($m^3 = \text{área} \times \text{profundidade}$). Nesse sentido, os dados morfométricos forneceram bases para análises quantitativas e qualitativas, no que tange as mudanças ocorridas nas cicatrizes de Terras Caídas.

3.2.2 Análises Física do solo

3.2.2.1 Granulometria

Por meio da análise granulométrica do solo foi possível quantificar a porcentagem das frações texturais nos cinco pontos monitorados. A identificação da classe textural do solo é de extrema importância, pois implica mudanças em suas propriedades físicas, ocasionando a susceptibilidade do solo a processos de erosão nas margens e movimentos de massa.

A análise granulométrica foi realizada no Laboratório de Análise e Tratamento de Sedimentos e Solos do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Amazonas – UFAM, pelo método da pipeta, descrito pela EMBRAPA (1979). A classe textural, foi baseada no Triângulo Americano do U.S. DEPT. AGRICULTURE.

O critério adotado para a coleta das amostras abrangeu tanto os perfis das margens quanto os dos pacotes (entorno dos piezômetros) nos cinco pontos (P1, P2, P3, P4 e P5), onde se encontram as cicatrizes de Terras Caídas da área de estudo,

totalizando 55 amostras deformadas de solo, sendo 30 coletadas as margens do rio, entre as profundidades 0-10; 10-30; 30-50; 50-110 cm, e as outras 25, nos pacotes sedimentares (P1; P2; P3; P4 e P5). As amostras foram coletadas no mês de abril, durante a temporada da subida das cotas do rio.

3.2.2.2 Determinação da Matéria Orgânica (MO)

Os teores de matéria orgânica foram determinados pelo método da calcinação, conforme EMBRAPA (2006), o qual estabelece a combustão em forno mufla a 600° C por 6 horas. Silva *et al.* (1999) comprovaram que a queima da matéria orgânica em mufla (calcinação) pode superestimar os valores de matéria orgânica no solo, decorrentes das perdas de água estrutural e de compostos inorgânicos presentes na fração argila em elevadas temperaturas. Paralelamente, foi calculada a umidade de massa (Um) de cada amostra (**QUADRO 1**), para efeito de correção da perda do volume de água presente.

A determinação dos valores de matéria orgânica (MO) foi obtida por diferença de massa em relação à amostra seca em estufa. Esse ensaio laboratorial foi realizado integralmente no Laboratório Temático de Solos e Plantas - LTSP/INPA¹⁰. O mesmo procedimento foi adotado para cada amostra, tanto das margens quanto dos pacotes.

Umidade de Massa (%)
$Um = (a - b) / b \times 100$
Um = umidade de massa (cm ³)
a = peso do solo úmido (g)
b = peso do solo seco (g)

Quadro 1: Fórmula da Umidade de Massa.
Fonte: EMBRAPA (2006).

3.2.2.3 Densidade Aparente (Da)

A caracterização da densidade aparente foi realizada no Laboratório Temático de Solos e Plantas - LTSP/INPA, através do procedimento da EMBRAPA (1979). Foi

¹⁰ Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia.

realizada uma raspagem no solo a 10 cm de profundidade, sendo coletadas amostras de solo indeformadas em cada ponto (P1, P2, P3, P4 e P5), precisamente nas margens e também nos pacotes (entorno dos piezômetros), totalizando 25 amostras em anéis de aço (Kopecky), com dimensões aproximadas de 100 cm³ de volume, 4 cm de altura e 6 cm de diâmetro. O período de coleta correspondeu ao mês de abril.

Para se obter os valores de densidade aparente, foi utilizada a fórmula descrita no **(QUADRO 2)**:

Densidade Aparente (g/cm³)
Densidade Aparente (g/cm ³) = a/b
A= peso da amostra seca 105°C
B= volume anel/cilindro

Quadro 2: Fórmula da Densidade Aparente.
Fonte: EMBRAPA (1979).

3.2.2.4 Densidade Real (Dr)

Segundo Ferreira *et al.* (2003), a densidade real (Dr) representa a relação entre a massa de solo da amostra e o volume de sólidos presentes. As coletas das amostras deformadas da superfície de arranque das cicatrizes e na proximidade dos piezômetros (pacote) seguiram a padronização de tratamento da EMBRAPA (1979).

Esse experimento foi realizado no Laboratório de Análise e Tratamento de Sedimentos e Solos pelo Departamento de Geografia da Universidade Federal do Amazonas - UFAM, e os valores de densidade real foram calculados conforme o **(QUADRO 3)**, segundo EMBRAPA (1979).

Densidade Real (Dr) (g/cm³)
Dr= a/50 – b
a = peso da amostra seca a 105°C
b = volume de álcool gasto

Quadro 3: Fórmula de Densidade Real.
Fonte: EMBRAPA (1979).

3.2.2.5 Macroporosidade e Microporosidade

A determinação da distribuição de poros por tamanho foi obtida a partir de amostras indeformadas coletadas em campo por meio de anéis volumétricos (Kopecky), através da abertura de uma raspagem, com cerca de 10 cm de profundidade no solo, no qual foram coletadas 2 amostras em cada ponto (P1, P2, P3, P4 e P5), tanto das margens quanto dos pacotes, totalizando 20 amostras que foram submetidas à mesa de tensão (**FIGURA 12**), feita no Laboratório Temático de Solos e Plantas - LTSP/INPA, conforme método da EMBRAPA (1979).

Para determinação do cálculo da micro e macroporosidade, foi seguida a seguinte fórmula (**QUADRO 4 e 5**).

Microporosidade ($m^3 m^{-3}$)
Microporosidade = $(a - b) / c$
a = peso da amostra após ser submetida a uma tensão de 60 cm de coluna de água
b = peso da amostra seca a 105°C
c = volume do cilindro

Quadro 4: Fórmula para cálculo de microporosidade.

Fonte: EMBRAPA (1979).

Macroporosidade ($m^3 m^{-3}$)
Macroporosidade= percentagem de saturação – microporosidade ou
Macroporosidade= Porosidade Total – microporosidade

Quadro 5: Fórmula para cálculo de macroporosidade.

Fonte: EMBRAPA (1979).

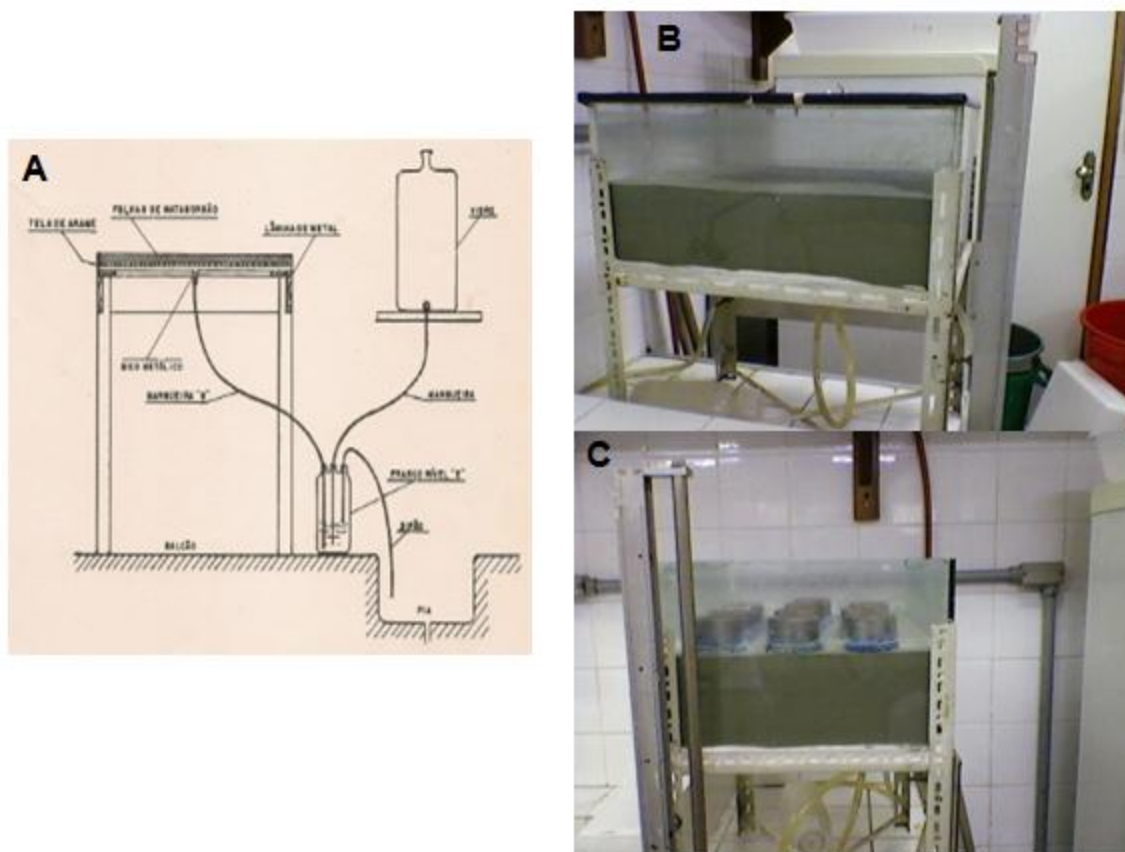


Figura 12: Desenho esquemático “Mesa de Tensão” - **A.** Mesa preparada para determinação da macro, micro e porosidade total a 60 cm de coluna d’água – **B e C.**

Fonte: Leamer e Shaw (1941) *apud* EMBRAPA (1979) - **A.**

Org: Regiane Campos Magalhães, 2011.

3.2.2.6 Porosidade Total (Pt)

O valor adquirido para o cálculo da porosidade total do solo foi alcançado a partir da seguinte fórmula (**QUADRO 6**). Tal procedimento foi realizado conforme o descrito no Manual de Métodos de Análise Física de Solo da EMBRAPA (1979).

Porosidade Total (%)
Pt= microporosidade + macroporosidade

Quadro 6: Fórmula da Porosidade Total.

Fonte: EMBRAPA (1979).

3.2.3 Análise Química

Foi realizada uma análise amostral, para caracterizar a química do solo na área de estudo. Dessa forma, foram determinados os macronutrientes (P, K, Ca e Mg), micronutrientes (Zn, Mn e Fe), pH e Al trocável. Foram coletadas 06 amostras deformadas de solo, que perfizeram um perfil das margens do ponto 3, nas profundidades 0-10; 10-30; 30-50; 50-110 cm, determinados de acordo com os métodos descritos pela (EMBRAPA, 1979).

Para tanto, pesou-se 5 gramas de terra fina seca ao ar – (TFSA), em seguida, deu-se seguimento ao Ca, Mg e Al trocáveis, que foram extraídos com solução de **KCl 1 Mol L⁻¹**. O P disponível, K, Zn, Mn e Fe foram extraídos com solução de **Mehlich 1** (H₂SO₄ 0,05 M + HCl 0,125 M). A determinação dos teores de Ca, Mg, K, Zn, Mn e Fe foi obtida utilizando à espectrofotometria de absorção atômica (EAA) e ao Al trocável por titulometria.

O fósforo (P) disponível foi determinado por espectrofotometria com o método azul-de-molibdênio, utilizando-se o molibdato de amônio e ácido ascórbico 3%, enquanto a leitura foi elaborada via espectrofotômetro UV-VIS (660 nm). Quanto à análise de Carbono, e Nitrogênio e (C/N) foi pesado 1.000 mg de solo e analisado por cromatografia pelo método de análise elementar – CN, com o equipamento VARIO MAX. Já em relação ao pH do solo, foi usado o método do pH em H₂O, solução de 1:2,5. A leitura das amostras foi feita no aparelho potenciômetro. Essa análise é importante para identificar qual o tipo de pH do solo e de que forma ele influencia na hidrologia do solo em uma planície de inundação Tais procedimentos foram efetivados no Laboratório Temático de Solos e Plantas - LTSP/INPA.

3.2.4 Análise Mineralógica

3.2.4.1 Difractometria de Raios - X

Foi realizado o método da difratometria de raios – X (DRX) ou roentgonográfico, em amostras selecionadas dos perfis das margens, nas profundidades (0-10, 10-50 e 50-110 cm). Não foram separadas as frações de argila, silte e areia, pois o objetivo foi identificar os minerais presentes na área de estudo.

O procedimento consistiu em inserir 10 g de solo no grau de ágata para ser pulverizado (pó), com o auxílio de uma espátula, montada em porta amostra do tipo “janela”. Em seguida com a ajuda de uma lâmina, o material foi friccionado até que formasse uma película fina. A amostra foi levada ao difratômetro, a um tempo de 30 min para cada amostra, com leitura de varredura $^{\circ}2 \theta/\text{min}$ entre 5° e 65°C . Tal procedimento seguiu as normas da EMBRAPA (1997) e foi realizado com o equipamento Shimadzu XDD 600 (**FIGURA 13**), no Laboratório de Práticas Mineralógicas de Geociências da Universidade Federal do Amazonas – UFAM.



Figura 13: Difratômetro de raios – X modelo Shimadzu XDD 600. Regiane Campos Magalhães, 2011.

3.2.5 Atributos Hidráulicos do solo

3.2.5.1 Avaliação da capacidade de infiltração de água no solo

Esse experimento foi realizado nos cinco pontos estabelecidos (P1, P2, P3, P4 e P5), perfazendo as margens do rio em dois momentos: o primeiro, no mês de abril (cheia), e o segundo, no mês de setembro (vazante), com o auxílio de um Infiltrômetro de cilindro duplo. Segundo Reichardt (1990), os infiltrômetros são aparelhos para determinar diretamente a capacidade de infiltração do solo, tubos ou qualquer outro limite projetado para isolar uma seção do solo. Geralmente, são formados por dois

cilindros concêntricos (30 e 60 cm de diâmetro, aproximadamente), cravados no solo e cheios de água para proceder ao teste de infiltração.

O instrumento infiltrômetro Turf-Tec é constituído por uma construção robusta, totalmente soldado de zinco e chapeado, com apertos de punho, anel duplo de lâminas endurecidas (tratadas termicamente), anel interno (ID) de 6,3 cm e externo (ID) de 10,79 cm, relógio temporizador com sinal sonoro de alarme (1 segundo a 100 minutos) e escala do nível de água em polegadas, centímetros e milímetros (**FIGURA 14**). A manutenção de registros das leituras desse aparelho auxilia e avalia a velocidade e a infiltração acumulada pelo tempo.



Figura 14: Infiltrômetro Turf-Tec para a realização dos testes de infiltração, Regiane Campos Magalhães, 2011.

Para o acompanhamento da dinâmica hidrológica da infiltração no solo, foi utilizada a metodologia proposta por Brandão *et al.* (2003), adaptada ao infiltrômetro Turf-Tec. Sendo assim, o primeiro passo foi introduzir o instrumento no solo até alcançar 5 centímetros de profundidade.

O procedimento consistiu no preenchimento dos anéis (externo e interno). Com o auxílio de duas provetas de 1000 ml de água, foi possível mensurar o volume de água utilizada (em cada cilindro). Em seguida, foi despejada água no cilindro externo

permitindo-lhe transbordar até preencher o cilindro interno até a sua superfície. Durante o uso, apenas o cilindro interno foi medido.

Logo após o preenchimento dos anéis, fez-se necessário verificar a leitura da lâmina (altura infiltrada cm). Na sequência, iniciou-se a cronometragem, anotando-se o valor infiltrado a cada 2 min até atingir 60 min de ensaio. A finalização dos testes só é alcançada quando o valor da leitura da lâmina infiltrada no cilindro interno se repete pelo menos três vezes. Sendo assim, Brandão *et al.* (2003) esclarece que a velocidade de infiltração é considerada constante.

O modelo adotado para descrever a avaliação da capacidade de infiltração foi o não linear tipo potência (**QUADRO 7**), semelhante ao modelo de equação de Kostiakov (1932) *apud* Paixão *et al.* (2004). Esses mesmos autores, afirmaram que os modelos de equação de Horton (1940), Kostiakov (1932), Kostiakov-Lewis (1945) e Potencial são os que apresentam, em média, os melhores valores estimados da taxa de infiltração quando comparados aos dos medidos em campo. O modelo de equação Potencial apresenta maior facilidade de aplicação, menor exigência de material e grande economia de tempo na obtenção da taxa de infiltração.

$V = a.t^b$
V= velocidade
a= constante de ajuste de modelo
t= tempo
b= constante de ajuste de modelo

Quadro 7: Modelo não linear do tipo Potência.
Fonte: Modificado de Paixão *et al.* (2004).

Para avaliar o desempenho entre os valores da capacidade de infiltração obtidos em campo por meio do modelo empírico proposto para os 10 testes de infiltração, foram feitas análises comparativas dos resultados estatisticamente através do coeficiente de determinação (r^2) (BUSSAB e MORETTIN, 2004).

3.2.5.2 Monitoramento do lençol freático (piezômetro)

Este experimento busca monitorar o nível do lençol freático dentro do pacote sedimentar acompanhando seu comportamento no período correspondente entre julho de 2010 a setembro de 2011. Por isso, foram instalados 10 piezômetros nos cinco pontos cuja incidência de Terras Caídas é maior. Segundo Ramos *et al.* (2009), no ciclo hidrológico, por ser o lençol freático um dos principais componentes, ele garante a perenidade aos rios durante as estações secas. A identificação da posição do nível freático e suas variações podem ser verificadas através da observação do lençol, efetuada por meio de piezômetros, sem esquecer que as oscilações do lençol freático são afetadas também pelas variações climáticas periódicas.

Para este trabalho utilizou-se o piezômetro do tipo Casagrande, adaptado à metodologia proposta por Bohn (2001), porém modificado e ajustado a piezômetros de tubo aberto usados para medir o nível piezométrico nos barrancos¹¹ na área de estudo. Segundo Rizzo (2007), esse tipo de piezômetro é considerado um dos mais antigos, além de ser bastante utilizado pela sua simplicidade e confiabilidade.

O termo piezômetro é usado para indicar um dispositivo que é selado no interior do subsolo para responder à variação da pressão do subsolo através da altura de coluna d'água no tubo ao redor dele. Assim, 10 piezômetros foram construídos com tubos de PVC de 32 mm de diâmetro e 3 m de comprimento e uma vara de madeira fina de 2 cm x 3,5 m foi utilizada para mensurar o nível da água (**FIGURA 15 e 16**).

¹¹ Expressão regional utilizada neste trabalho para designar margens do rio bastante íngreme.

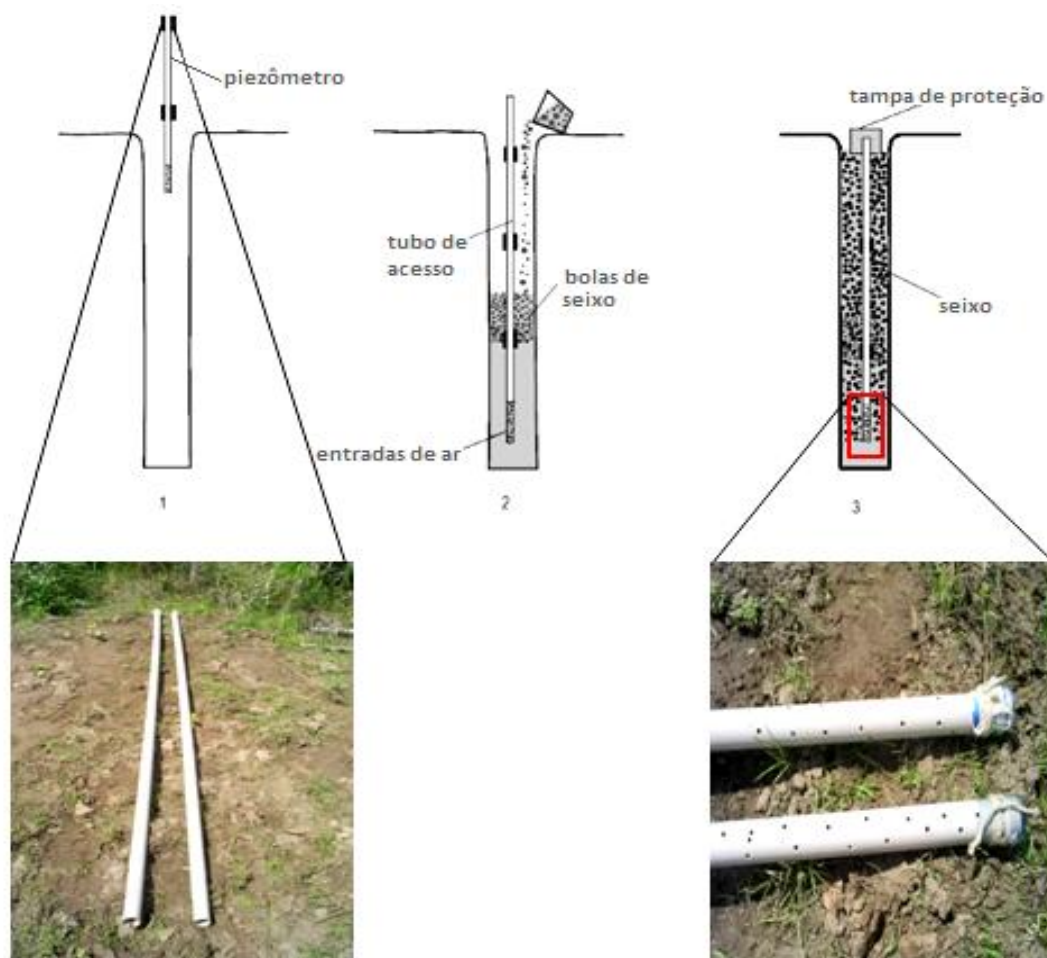


Figura 15: Piezômetros utilizados no experimento.
Fonte: Modificado de Rizzo (2007).

Cada piezômetro recebeu uma numeração (Pz1; Pz2; Pz3; Pz4; Pz5; Pz6; Pz7; Pz8; Pz9 e Pz10), conforme **Quadro 8** abaixo.

	Pz1	Pz2	Pz3	Pz4	Pz5	Pz6	Pz7	Pz8	Pz9	Pz10
Data da instalação	24/07/10	24/07/10	24/07/10	24/07/10	18/06/10	18/06/10	19/06/10	19/06/10	26/06/10	26/06/10
Distância da margem	30 m	86 m	15 m	30 m	15 m	30 m	15 m	30 m	15 m	30 m
Cano para dentro do solo	2,20 cm	1,25 cm	1,16 cm	1,10 cm	1,20 cm	1,20 cm	2,83 cm	2,86 cm	1,20 cm	2,97c m

Quadro 8: Instalações dos piezômetros.
Org: Regiane C. Magalhães.

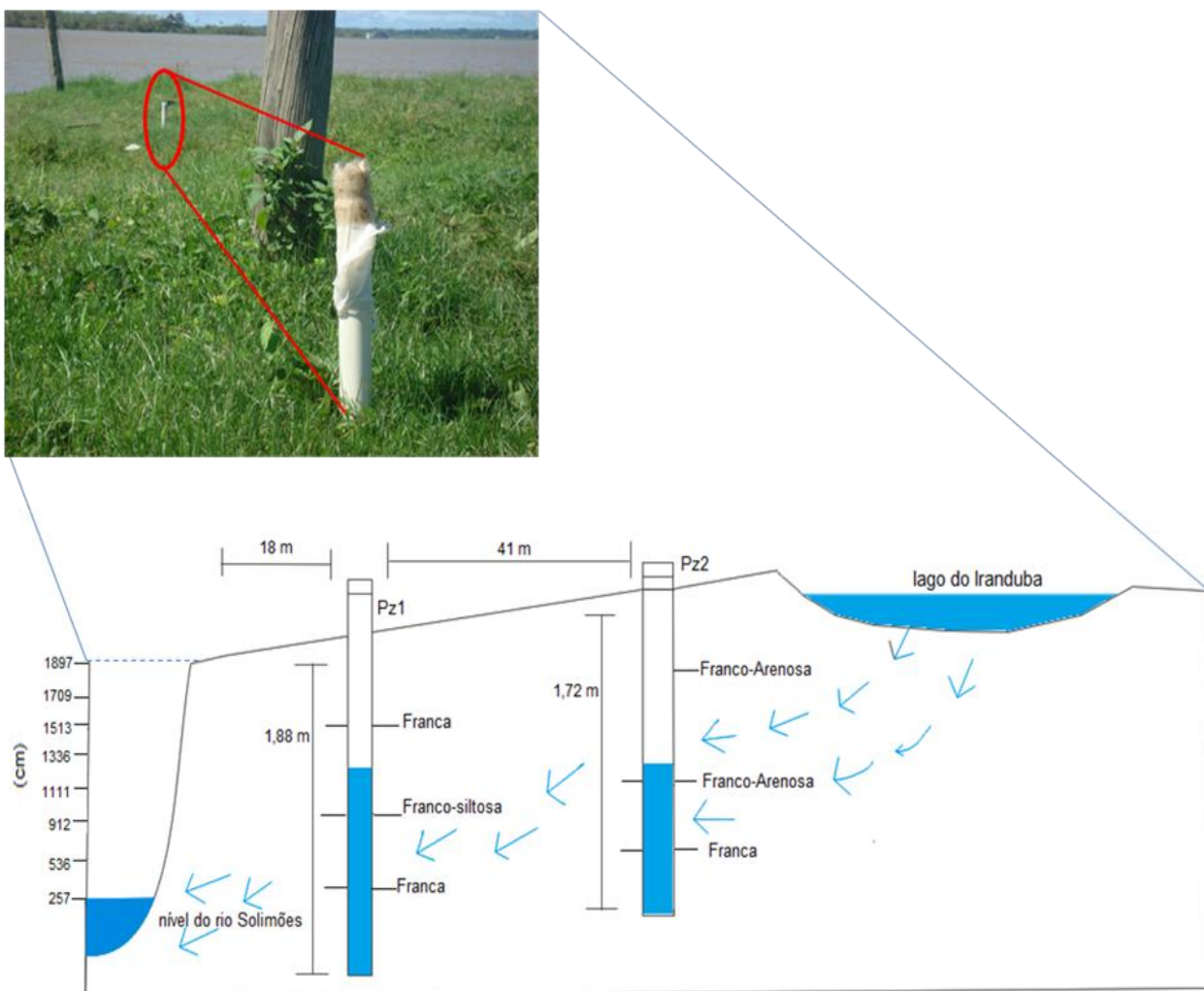


Figura 16: Modelo esquemático dos piezômetros instalados na área de estudo, com leituras realizadas diariamente às 8h da manhã.

3.2.6 Dados Pluviométricos

Os índices pluviométricos foram analisados no mesmo período em que se deu o monitoramento do lençol freático (julho/2010 a setembro/2011), para dar suporte tanto ao monitoramento dos piezômetros quanto aos testes de infiltração. Nesse sentido, Coelho Netto e Avelar (1996) afirmam que as taxas de infiltração variam ao longo de um evento chuvoso, sendo assim, o lençol freático será alimentado pela água percolada da chuva e não da água do rio. Por isso, a importância da análise do índice pluviométrico

juntamente com as leituras dos piezômetros, pois permite avaliar a eficiência da drenagem no solo.

Os dados secundários apresentados da Estação Pluviométrica de Manacapuru foram adquiridos por meio do site oficial da ANA (Agência Nacional de Águas). De posse dos dados em milímetro (mm), foram gerados tabelas e gráficos para visualizar o comportamento das chuvas em totais mensais no período da pesquisa.

3.2.7 Dados Fluviométricos

Esta análise compreendeu dados secundários de cotas diárias do nível do rio Solimões, coletados na Estação Fluviométrica de Manacapuru, administrada pela ANA (Agência Nacional de Águas). Os dados foram obtidos através do sistema Hidroweb no site www.ana.gov.br.

A análise dos dados compreendeu o mesmo período de monitoramento do lençol freático (julho/2010 a setembro/2011), com a finalidade de lhe fornecer suporte, sendo considerado apenas o último dia de cada mês. A partir dessa análise, foi elaborado um gráfico para que visualizado fosse o comportamento do nível das cotas nesse período.

CAPÍTULO IV – RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foram obtidos, por meio de coleta, monitoramento em campo (comunidade do Divino Espírito Santo) e análises em laboratório, resultados da análise física, química, mineralógica e hidráulica do solo, e ainda, os do monitoramento da evolução das cicatrizes de Terras Caídas nos cinco pontos (**FIGURA 17**).

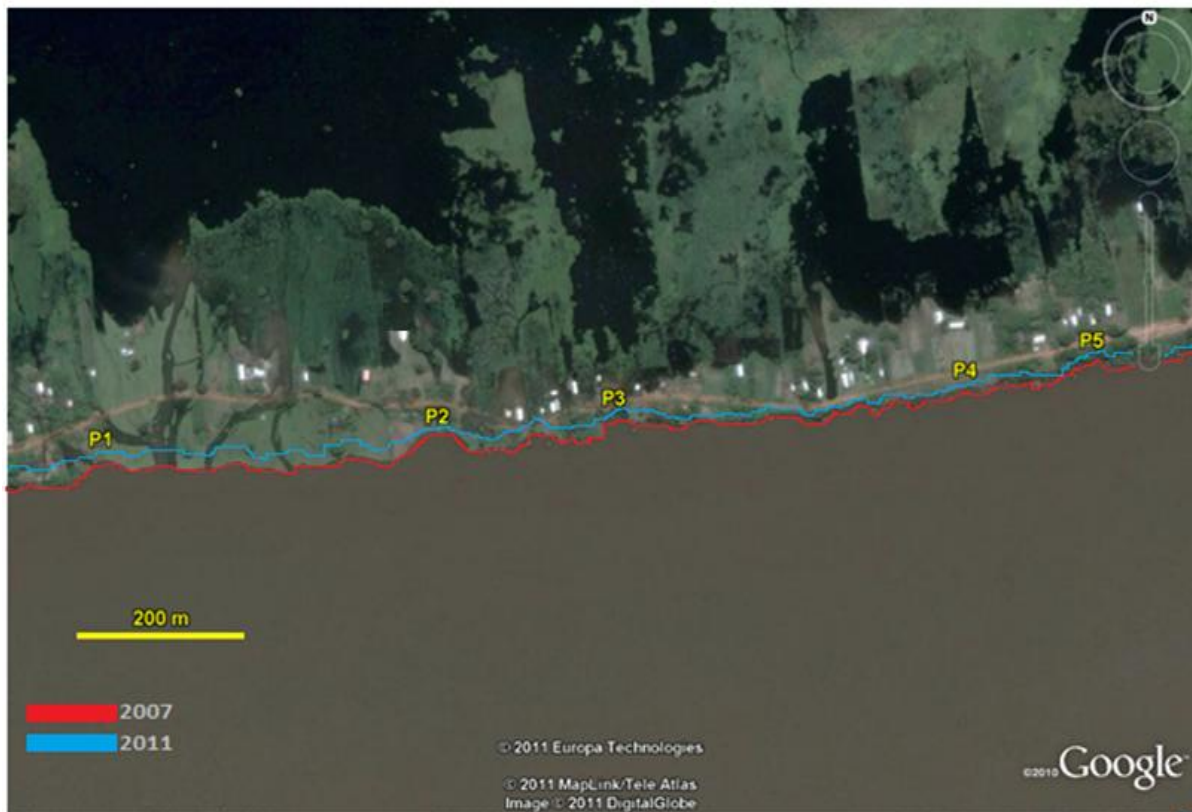


Figura 17: Localização dos cinco pontos na comunidade do Divino Espírito Santo.

Org: Davi Grijó, 2011.

Fonte: Imagem Google Earth, 15 de junho de 2007.

4.1 Monitoramento das cicatrizes de Terras Caídas

Nos resultados obtidos pelo monitoramento denominado “levantamento por ordenadas” durante os períodos (18/07/10, 30/04/11 e 08/10/11), pode-se visualizar e quantificar as perdas de solo na área de estudo nos cinco pontos (**FIGURAS 18, 19, 20, 21 e 22**).

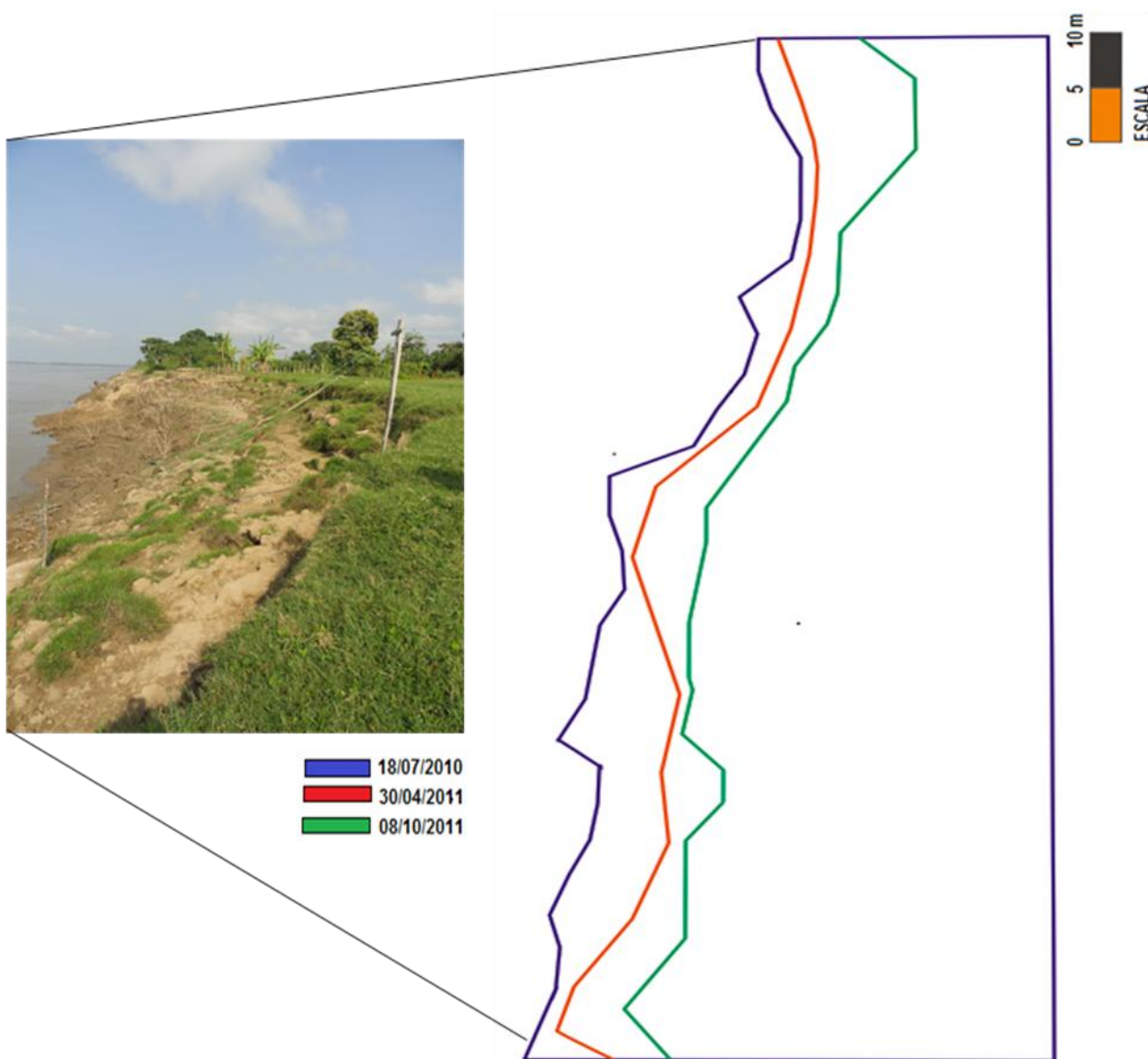


Figura 18: Cicatriz 1 - P1 (vista em planta).

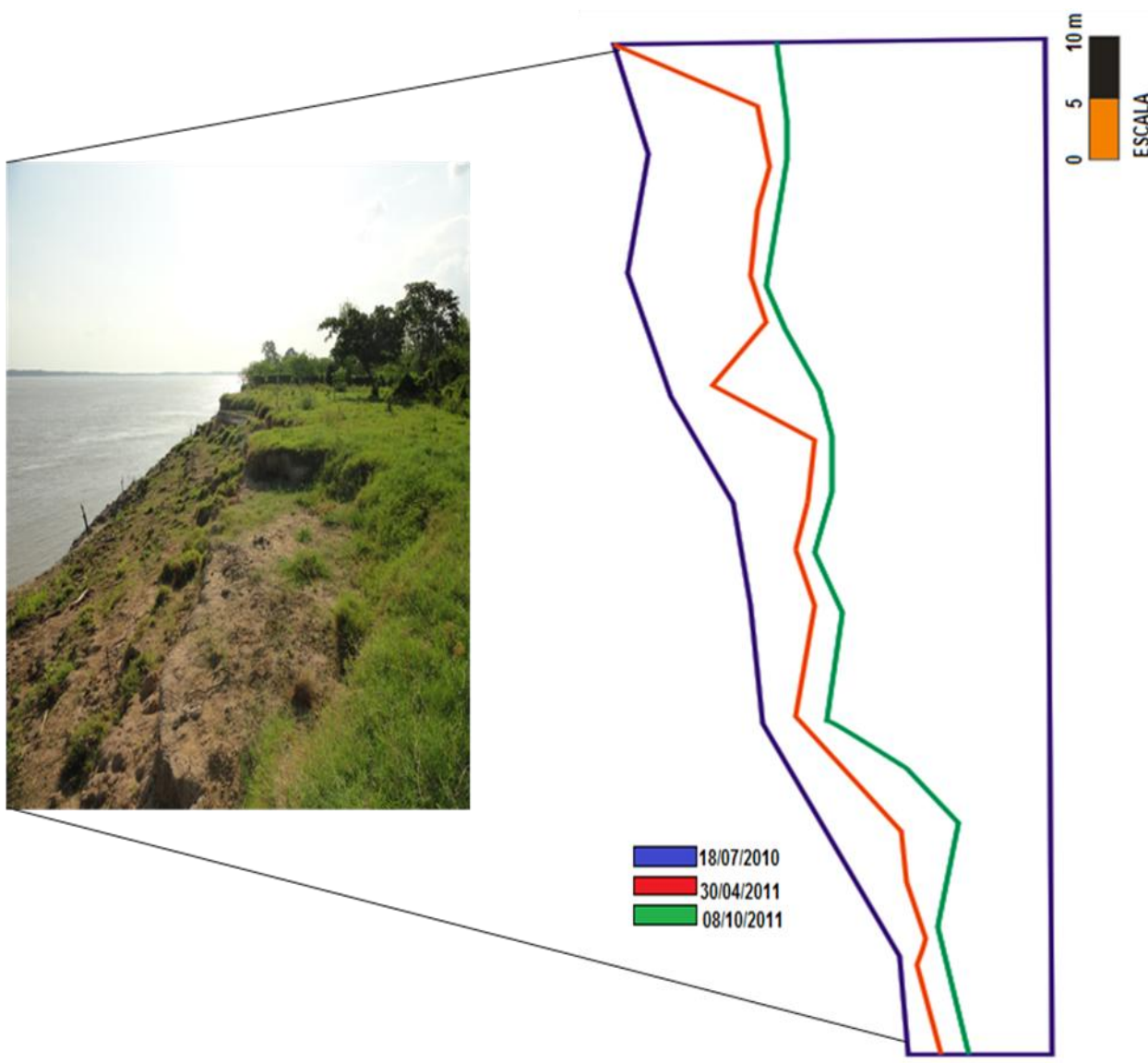


Figura 19: Cicatriz 2 – P2 (vista em planta).

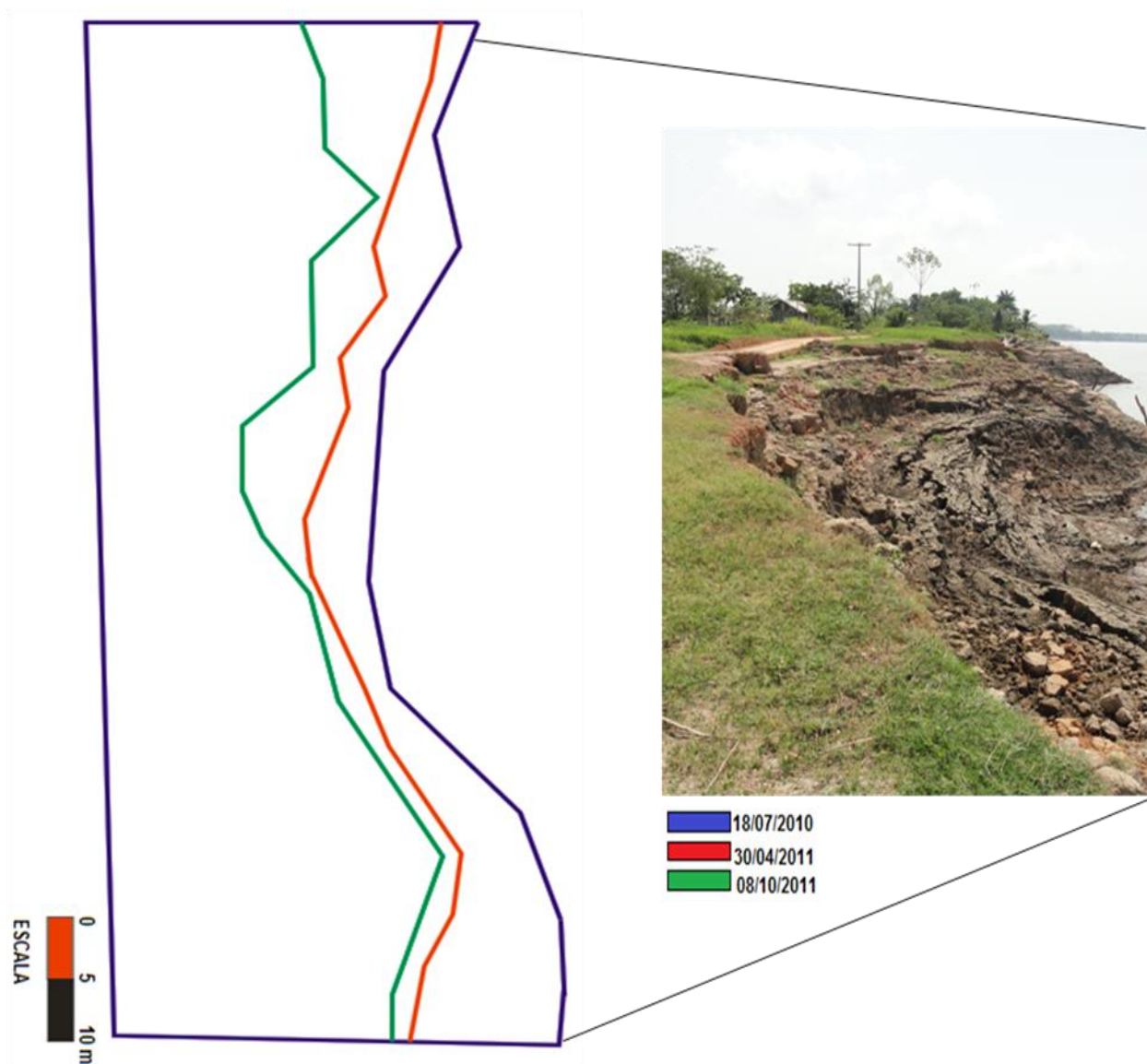


Figura 20: Cicatriz 3 – P3 (vista em planta).

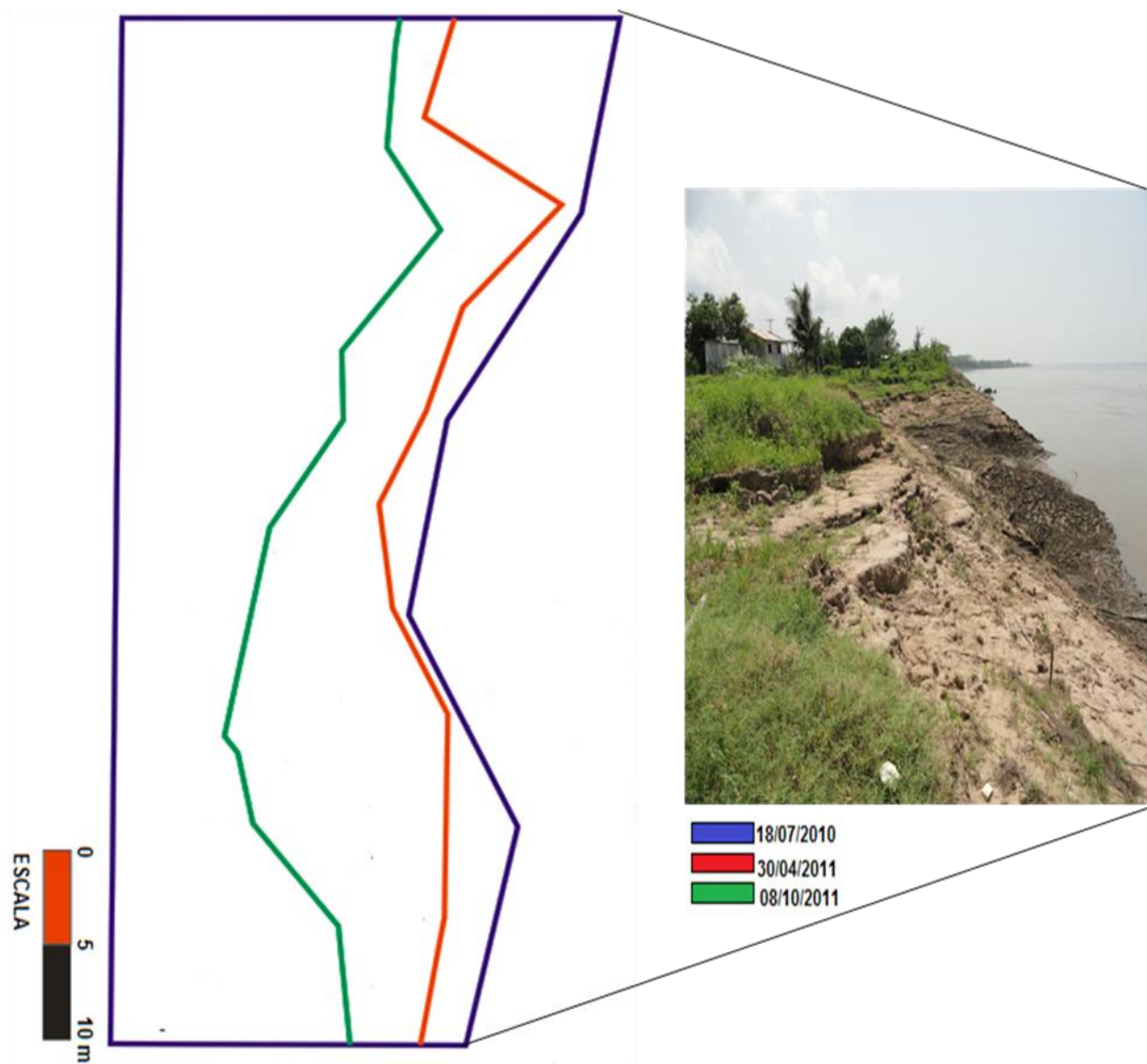


Figura 21: Cicatriz 4 – P4 (vista em planta).

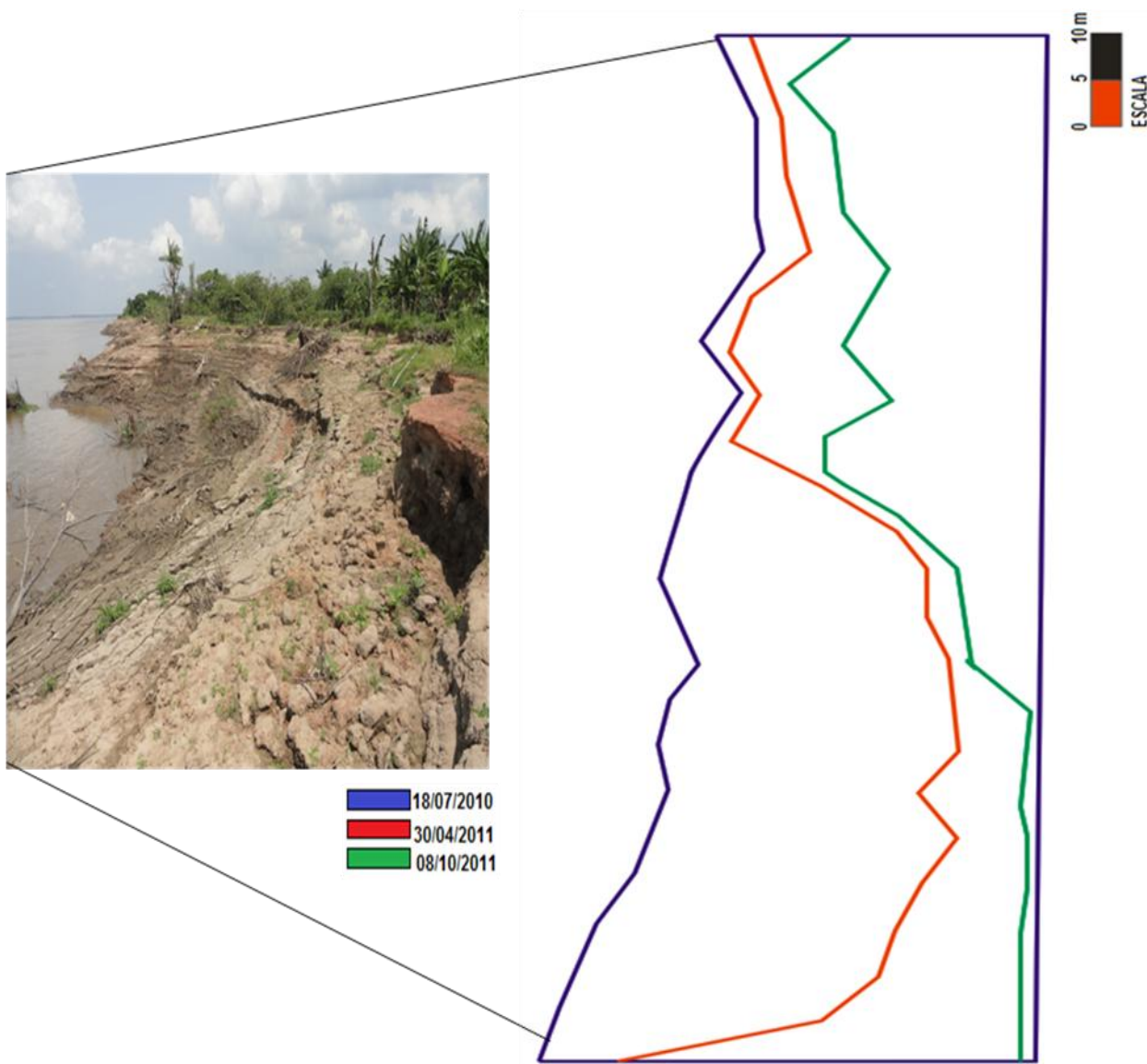


Figura 22: Cicatriz 5 – P5 (vista em planta).

Foi observado que o sentido da evolução do avanço das cicatrizes pode ser dado a partir de dois tipos de movimentos de massa: escorregamento rotacional e queda em blocos.

O primeiro, procede do período da vazante do rio, sem o contato direto das correntes fluviais e logo após a descida retardatária do lençol freático, onde os efeitos da água sobre a mecânica do solo são mais acentuados em virtude dos materiais das

margens estarem saturados, e por isso, o desequilíbrio de forças de tensão (força de cisalhamento e resistência ao cisalhamento) é acionado. Assim, o material que escorrega sobre um plano de ruptura definido, causa o movimento de massa do tipo escorregamento rotacional (**FIGURA 23**), formando pequenos terracetes no interior da cicatriz que variam de 0,10 a 3,0 m de altura, além de depositar solo deflagrado no sopé da margem. Portanto, seu sentido de avanço será da montante para jusante do barranco íngreme.

Esse tipo de movimento de massa, predominante na área de estudo, ocorre de forma localizada ao longo das margens do rio, apresenta uma geometria de forma semicircular bem definida, tanto em seus limites laterais como em sua profundidade, resultando em forma côncava, além de ser geralmente antecedido de longas fendas laterais medindo entre (0,07 a 50 cm de largura e 2,0 a 6,0 m de comprimento) nas bordas das margens.

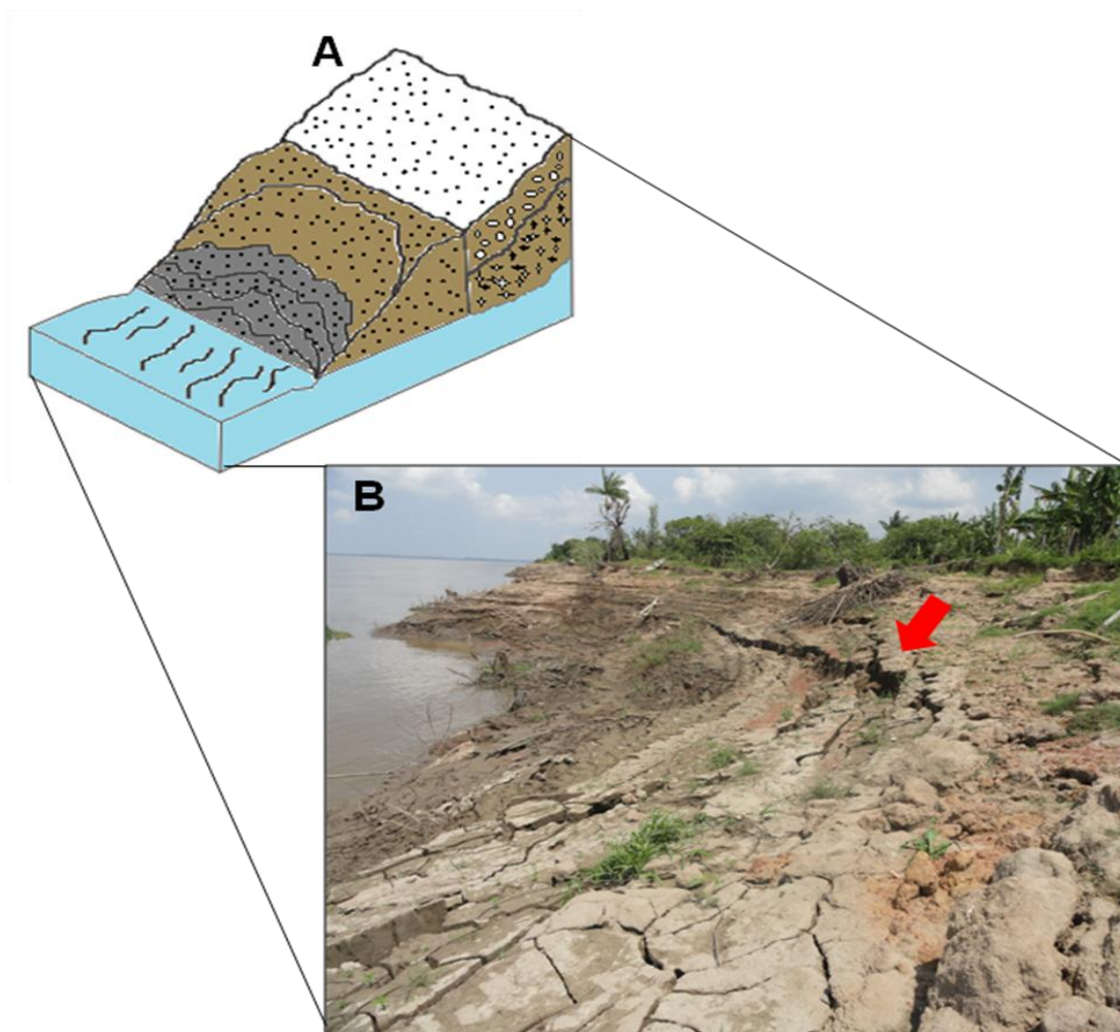


Figura 23: Forma do Movimento de massa do tipo escorregamento rotacional – A e cicatriz de Terras Caídas na área de estudo - B. Regiane Campos Magalhães, 2011.
Desenho: Modificado de Selby (1990).

O segundo movimento, acionado pelo solapamento basal, já mencionado neste trabalho, ocorre na subida da cota do rio, quando o esforço de tração promovido pela força de atrito das águas provoca a perda de coesão do pacote. Uma vez desequilibrado pelo aumento da força de cisalhamento e diminuição da resistência ao cisalhamento, fragmenta-se num plano abrupto e rápido movimento de massa do tipo queda em blocos (**FIGURA 24**), depositando-se no interior do canal ou alinhando-se ao longo de terracetes a jusante do barranco, onde é novamente removido pela ação da erosão fluvial. Ocorrendo esse movimento de forma dispersa ao longo das margens do

rio Solimões, deflagra pequenas proporções de terras em relação ao escorregamento rotacional. Como seu desequilíbrio é gerado pelo solapamento basal, seu sentido de evolução será da jusante para montante.

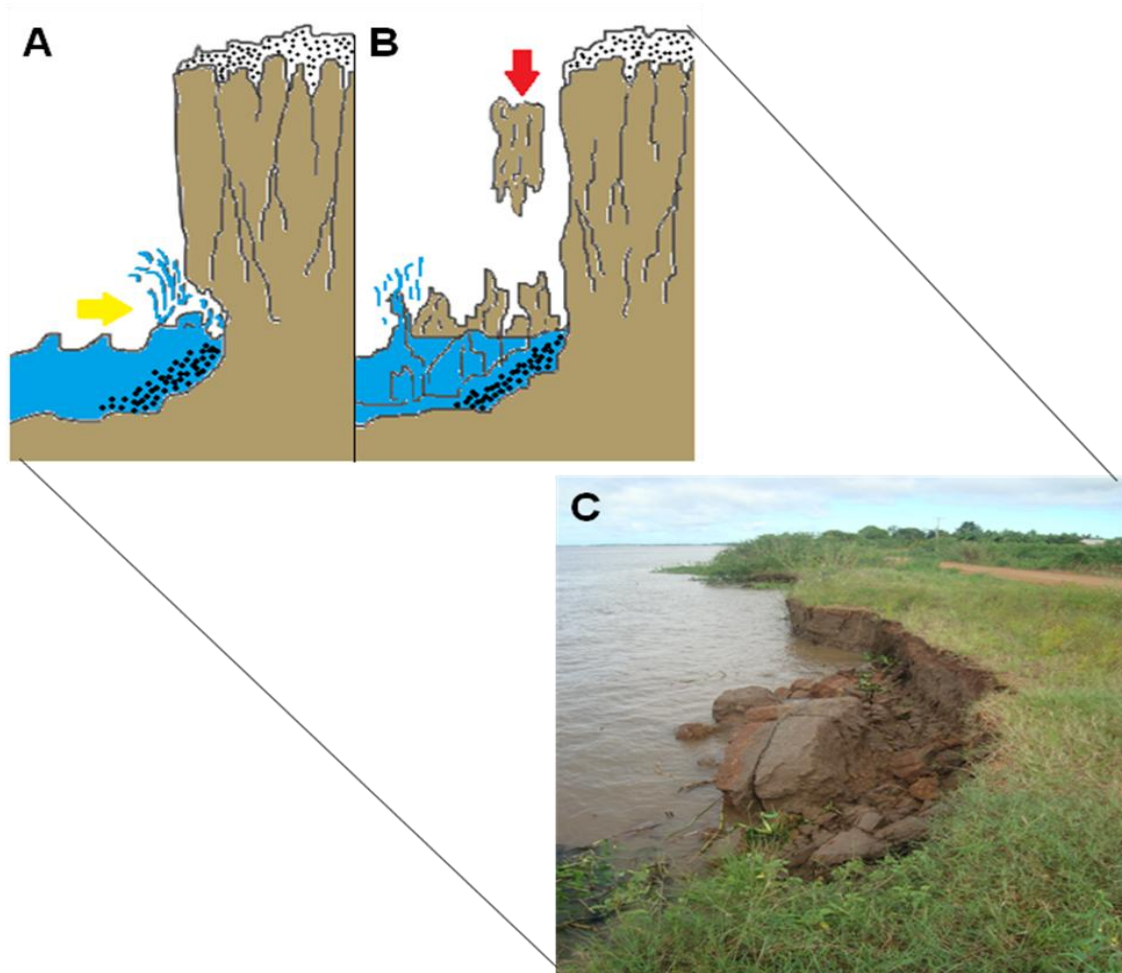


Figura 24: Forma da erosão de margem – A (seta amarela), forma do Movimento de massa do tipo queda em bloco - B (seta vermelha) e cicatriz de Terras Caídas na área de estudo - C. Regiane Campos Magalhães, 2011.

Um breve esclarecimento para a ocorrência desses movimentos de massa nas margens em rios meandrantess assimétricos pode ser dado a partir da forma das margens em relação ao fluxo das correntes fluviais. Suguio e Bigarella (1990) afirmam que o eixo de máxima velocidade e turbulência situa-se mais próximo das margens côncavas, havendo decréscimo em direção às margens convexas. Entretanto, durante

as cheias, o rio aumenta seu gradiente hidráulico e sua velocidade e sob essas condições, as margens convexas sofrem escavações, formando-se corredeiras sobre a barra de areia antes depositada.

Como a área de estudo possui margem de forma convexa e está havendo perda de solo constantemente, conforme foi visualizado nas **Figuras 18, 19, 20, 21 e 22**, fica claro que a erosão fluvial só tem participação no desencadeamento do movimento de massa do tipo queda em bloco no período da elevação da cota do rio. Entretanto, neste trabalho, em desacordo com Suguio e Bigarella (1990), a mobilização do solo é maior na vazante, período em que ocorre o movimento de massa do tipo rotacional.

Os dados morfométricos das cicatrizes de Terras Caídas são apresentados na **(TABELA 1)**.

Tabela 1 - Valores morfométricos das cicatrizes de Terras Caídas.

Pontos	Largura (m)	Comprimento (m)	Profundidade (m)	Área (m ²)	Volume deflagrado (m ³)
1	30,80	130,00	13,84	4.004,00	55.415,36
2	13,00	90,00	11,33	1.170,00	13.256,10
3	23,65	90,00	12,33	2.128,50	26.244,41
4	16,30	50,00	16,00	815,00	13.040,00
5	8,80	120,00	16,00	1.056,00	16.896,00

O Ponto 1 apresentou o maior volume de material lançado no rio, na ordem aproximada de 55.415,36 m³, com área correspondente, em média, a 4.004,00 m², constituindo a maior cicatriz da comunidade. Os volumes totais das cinco cicatrizes que se encontram na borda dos barrancos perfazem um valor aproximado de 124.851,87 m³, com área total de 9.173,00 m², indicando que cada vez mais o rio está tragando solos agricultáveis às margens do rio Solimões.

Todas as cicatrizes monitoradas são do tipo escorregamento rotacional, cujas dimensões são maiores em relação ao movimento de massa do tipo queda em bloco. Esse tipo de movimento deflagra menores proporções de solo e não deixa cicatrizes extensas nos barrancos. Geralmente, o movimento de massa do tipo queda em bloco antecede o escorregamento rotacional ou pode agir dentro de uma cicatriz já acionada de escorregamento rotacional no período da cheia do rio.

4.2 Análise Física do solo

4.2.1 Granulometria

A média da análise granulométrica dos perfis do Neossolo Flúvico Tb Eutrófico, apresenta uma predominância da fração silte nas amostras da margem em relação as demais frações granulométricas, variando de 42,32 a 53,10 gKg⁻¹. Em seguida a fração areia com 33,82 a 51,65 gKg⁻¹, com elevado teor de areia muito fina (**TABELA 2**). Os menores valores foram encontrados na porção de argila que variaram de 5,50 a 13,00 gKg⁻¹.

Esses resultados evidenciaram uma variação na classe textural, precisamente com intercalação da classe Franca com a Franco-Siltosa (**ANEXO 1**), decorrente da deposição periódica que as planícies de inundação ganham anualmente. Dessa forma, a cada ano as várzeas da região Amazônica recebem novas camadas de sedimentos depositados durante a cheia do rio Solimões, ocorrendo diferenças na dinâmica de sedimentação das partículas transportadas pelas correntes fluviais. Isso coincide com as pesquisas prévias de Ritter *et al.* (2002) que, nesse contexto, afirmaram que o solo apresenta estratigrafia de sedimentos, isto é, intercalação de camadas sedimentares coesas (impermeável) e não coesas (permeável), facilitando o fluxo da água subterrâneo, gerando a instabilidade do barranco.

Tabela 2 - Média da granulometria da margem, localizada na comunidade do Divino Espírito Santo, Estado do Amazonas (AM).

Profundidade	Argila	Silte	Areia	Areia Muito Grossa	Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Classe Textural
g Kg ⁻¹									
10 cm	13,00	45,45	40,93	0,01	0,03	0,04	0,53	7,58	Franca
30 cm	5,50	42,32	51,65	0,03	0,06	0,09	1,20	8,94	Franco-Arenosa
50 cm	9,50	47,66	42,3	0,02	0,02	0,03	0,84	7,56	Franca
70 cm	12,50	53,10	33,82	0,02	0,03	0,03	0,56	6,16	Franco-Siltosa
90 cm	8,00	48,53	42,98	0,00	0,01	0,02	1,11	7,74	Franca
110 cm	8,00	47,55	43,96	0,00	0,01	0,02	1,47	7,21	Franca

Foi observado, na análise das frações granulométricas do pacote, um teor mais elevado da fração areia, expresso entre 38,18 a 51,78 gKg⁻¹, enquanto os valores de silte variaram de 36,23 a 47,81 gKg⁻¹. Por outro lado, os menores teores apresentaram nas frações argila variando de 8,5 a 13,00 gKg⁻¹.

Em referência à classe textural do pacote (**ANEXO 2**), sucedeu uma variação, indicando nas primeiras camadas (10 e 50 cm) a classe Franco-Arenosa, seguido da classe Franca até 310 cm de profundidade (**TABELA 3**).

Os efeitos da granulometria mostraram que não houve grande diferenciação entre as frações de solo da área de estudo. Entretanto, evidenciou, que nas margens do rio predominam a fração silte, no pacote sobressaem às frações de areia e em ambas as amostras, um baixo teor de argila. Devido o tamanho do raio das partículas de argila serem menores que as partículas de silte e areia, por isso são mais fáceis de serem removidas. Esses resultados obtidos estão de acordo com os estudos realizados por Lima *et al.* (2006) em Neossolo Flúvico, que normalmente apresentam teores altos de silte e areia muito fina, e são frequentemente eutróficos, apresentando elevados valores de capacidade de troca de cátions e de cátions trocáveis, especialmente Ca²⁺, Mg²⁺ e, em alguns casos, Na⁺ e Al³⁺.

Tabela 3 - Média da granulometria do pacote, localizada na comunidade do Divino Espírito Santo, Estado do Amazonas (AM).

Profundidade	Argila	Silte	Areia	Areia Muito Grossa	Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Classe Textural
g Kg ⁻¹									
10 cm	8,50	38,5	51,78	0,05	0,04	0,06	1,28	8,93	Franco-Arenosa
50 cm	11,00	36,23	51,75	0,02	0,02	0,08	1,57	8,66	Franco-Arenosa
110 cm	12,50	47,81	38,18	0,03	0,03	0,06	0,13	6,74	Franca
160 cm	10,50	45,35	43,45	0,01	0,03	0,03	0,83	7,79	Franca
210 cm	10,50	44,13	43,67	0,01	0,02	0,03	0,65	8,03	Franca
260 cm	13,00	36,78	48,33	0,01	0,03	0,15	0,64	8,85	Franca
310 cm	11,75	44,68	41,98	0,00	0,02	0,17	4,54	13,90	Franca

4.2.2 Matéria Orgânica

Os resultados da matéria orgânica das amostras dos pontos da margem (2 a 8 gKg^{-1}), conforme **Gráfico 1**, foram menores em relação às amostras do pacote (4 a 27 gKg^{-1}), como ilustra o **Gráfico 2**. Resultados semelhantes, quanto aos valores de MO (Matéria Orgânica) foram encontrados por Alfaia *et al.* (2007) em solos de várzea, precisamente no Baixo rio Solimões, em dois sistemas de uso de solo: o cultivo com variação de 6,7 a 10,7 gKg^{-1} e a capoeira de 9,9 a 26,7 gKg^{-1} . Segundo Tomé Jr. (1997) geralmente os valores de MO são significativamente maiores nas áreas de capoeira do que em áreas de cultivo.

A diferença de valores encontrados entre os perfis da margem e do pacote deve-se à presença da cobertura vegetal no pacote e redução na margem, em função do avanço das cicatrizes de Terras Caídas e do uso da agricultura. Enquanto nas margens são concentradas maiores quantidade de areia muito fina e silte, decorrente da deposição do material em suspensão no período da cheia, no pacote geralmente os materiais não são renovados anualmente, devido o próprio aumento do nível topográfico do terreno da área de estudo. Com referência a esse assunto, Kiehl (1979) afirmou que solos arenosos possuem baixo teor de matéria orgânica, além de baixa agregação das partículas. Portanto, fraca resistência ao arraste pela ação das águas, favorecendo, assim, o processo erosivo. Nesse sentido, a quantidade de matéria orgânica, referente tanto à margem quanto ao pacote, foi considerado muito baixo segundo classificação adotada por Tomé Jr. (1997), estando dentro das normalidades para solos arenosos

O mesmo autor esclarece que geralmente o teor de matéria orgânica diminui em profundidade, exceto em solos constituídos por depósitos de materiais provenientes de outros solos, carregados por cursos d'água (solos aluviais) ou oriundos de encostas à montante da área. Foi o que ocorreu na maioria dos perfis do pacote na área de estudo, isto é, um aumento dos valores de matéria orgânica em profundidade, e diminuição nas amostras da margem, proveniente da deposição anual de sedimentos nessa unidade geomorfológica (planície de inundação). Além disso, quando a variação do nível do

lençol freático se encontra decrescendo, o mesmo auxilia a ocorrência de uma distribuição da matéria orgânica das camadas A e C.

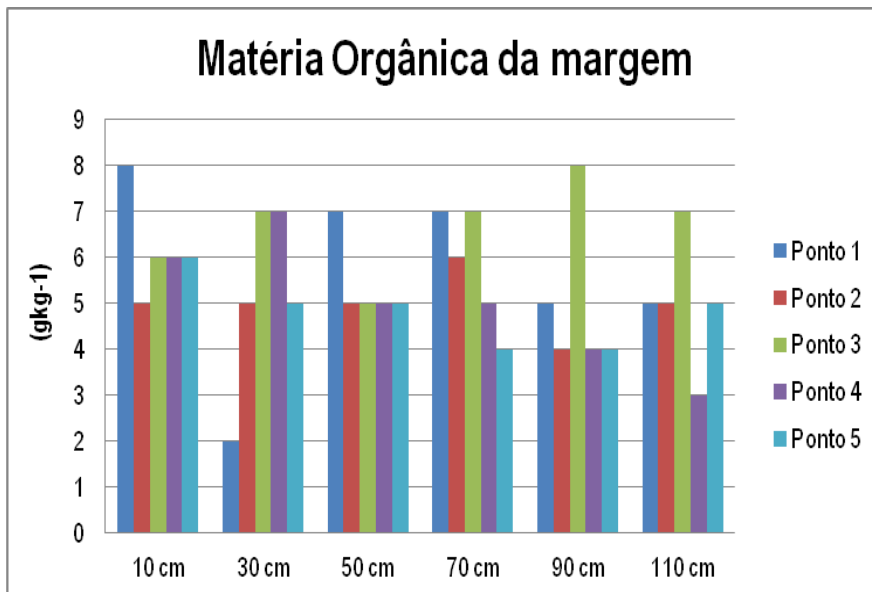


Gráfico 1: Teor de matéria orgânica da margem.

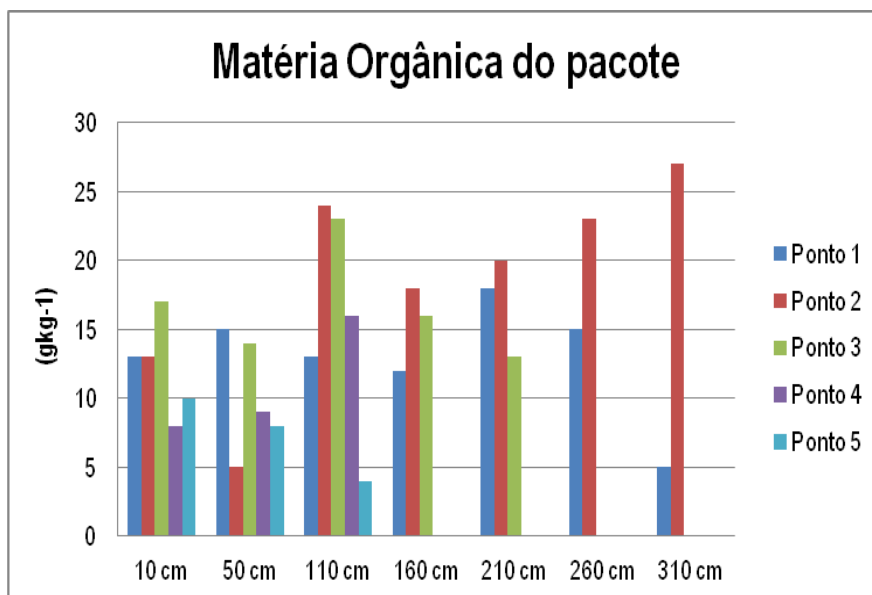


Gráfico 2: Teor de matéria orgânica do pacote.

4.2.3 Densidade Aparente (Da)

Os maiores valores de Densidade Aparente (D_a) foram encontrados nas amostras indeformadas de solo da margem que variaram de $1,31 \text{ g/cm}^3$ no Ponto 1 a $1,52 \text{ g/cm}^3$ no Ponto 5. Percebeu-se um aumento gradativo dos valores de densidade aparente nesses pontos, fato que pode ser explicado por Riva (2005), pois os valores relativamente elevados de densidade aparente provavelmente são em razão do tamanho das partículas (predominância areia muito fina e silte) que se rearranjam e aumentam o empacotamento dessas partículas, provocando o adensamento do solo.

Os menores resultados foram encontrados nas amostras indeformadas do pacote, variando de $1,31 \text{ g/cm}^3$ nos Pontos 2 e 3 a $1,39 \text{ g/cm}^3$ no Ponto 1. Reichardt (1990) explica que ciclos secos e úmidos melhoram a estrutura do solo. Como a área de estudo se encontra em uma planície fluvial, portanto, sujeita à inundação, ela apresentou valores dentro dos padrões estabelecidos por Reichardt (1990) para solos arenosos ($1,2$ a $1,6 \text{ g/cm}^3$). Os valores médios de Densidade Aparente (D_a) da margem e do pacote são ilustrados nos **Gráficos 3 e 4**.

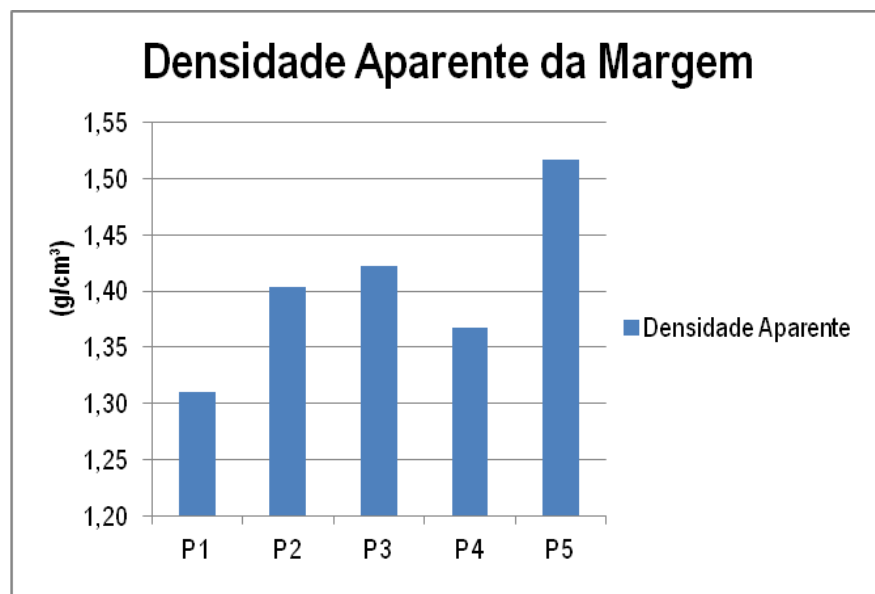


Gráfico 3: Valores médio de Densidade Aparente da margem.

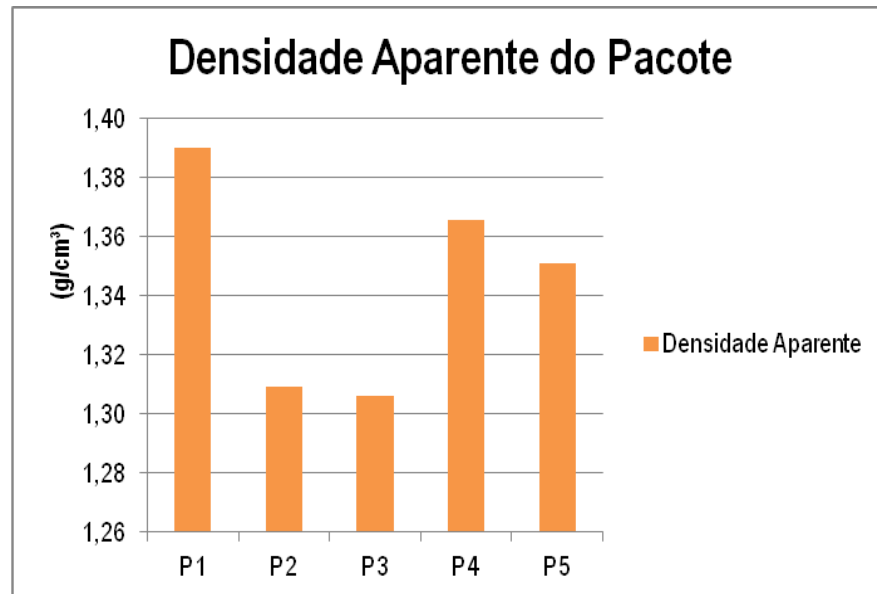


Gráfico 4: Valores médio de Densidade Aparente do pacote.

Os resultados alcançados evidenciaram um acréscimo da densidade aparente nas amostras da margem em relação às amostras do pacote.

4.2.4 Densidade Real (D_r)

Quanto às amostras deformadas tanto da margem quanto do pacote entre os tratamentos e profundidades dos perfis do solo, não mostraram tanta variação nos valores encontrados para densidade real (D_r). Porém, os maiores valores foram identificados nas amostras do pacote variando entre 2,84 g/cm³ com 10 cm no Ponto 1 a 2,47 g/cm³ a 210 cm de profundidade, também no Ponto 1 (**GRÁFICO 5**). Já os menores valores foram encontrados nas amostras da margem, perfazendo de 2,81 g/cm³ com 30 cm no Ponto 5 a 2,56 g/cm³ também a 30 cm de profundidade, porém no Ponto 4 (**GRÁFICO 6**). Esses valores estão de acordo com as observações de Kohnkel (1968) que cita variações de 2,50 a 2,80 g/cm³ para densidade do quartzo. A possibilidade da existência de inclusões no quartzo pode explicar essa variabilidade (SUGUIO, 1980). Resultados semelhantes de (D_r) em Neossolo Flúvico na Amazônia Central foram encontrados por Freitas (2009), obtendo uma variação de 2,50 a 2,60 g/cm³.

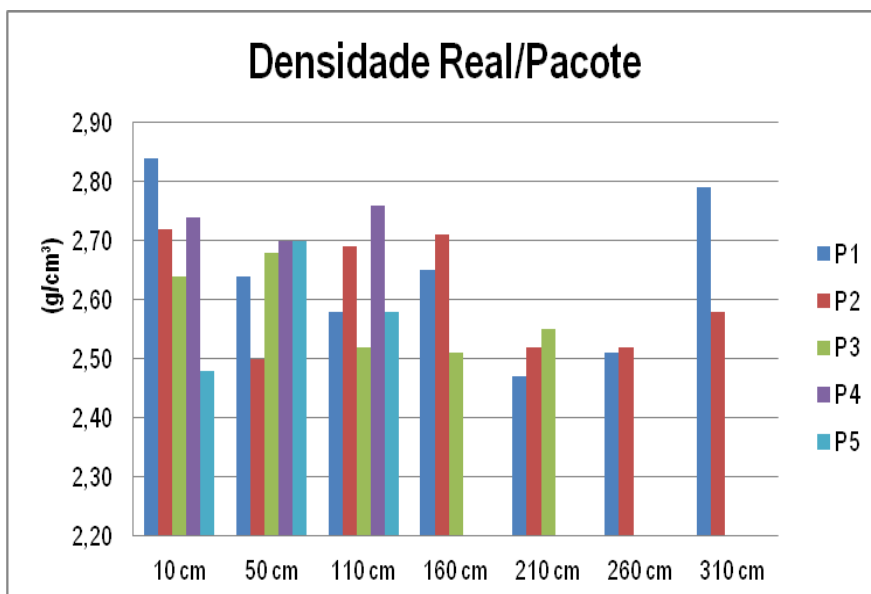


Gráfico 5: Valores de Densidade Real do pacote.

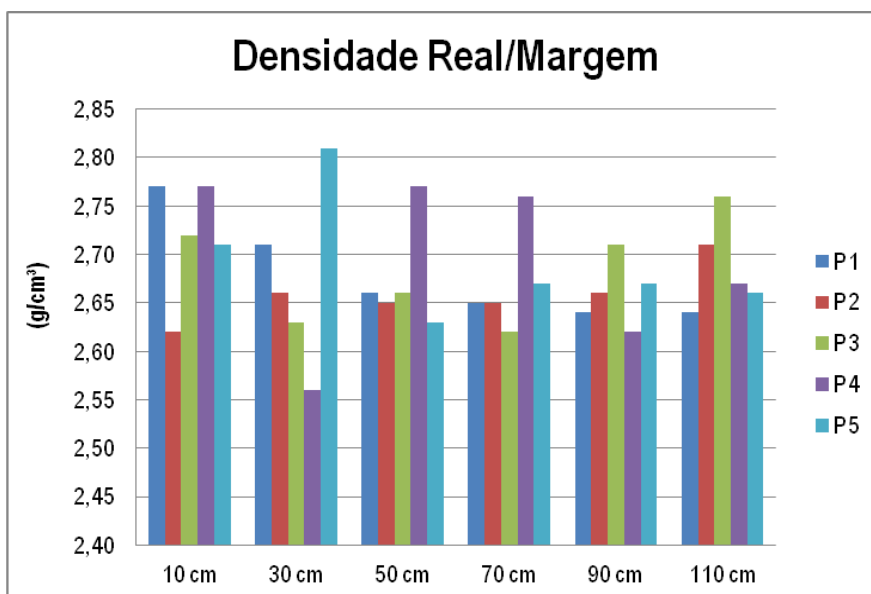


Gráfico 6: Valores de Densidade Real da margem.

4.2.5 Macroporosidade, Microporosidade e Porosidade Total

Os valores médios de microporosidade (M_i) foram superiores na margem em relação aos de macroporosidade (M_a), variando entre 0,39 a 0,42 $m^3 m^{-3}$ de microporos a 0,02 a 0,10 $m^3 m^{-3}$ de macroporos (**GRÁFICO 7**). Os resultados das amostras do pacote foram inversos em relação aos das amostras da margem, mostrando

predominância de macroporos que variaram de 0,44 a 0,50 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ e 0,01 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ para microporos (**GRÁFICO 8**).

Quanto à porosidade total (Pt) não mostrou grande diferença entre as amostras da margem e do pacote, ficando em torno de 43 a 51%, também expostos nos **Gráficos 7 e 8**. É considerado, segundo Brady (1989), como um solo de boa qualidade física o que apresenta em média 50% do seu volume ocupado por sólidos e outros 50% por volume poroso, ocupados por gases e água. A alta porosidade encontrada nos solos friáveis da várzea possibilita um maior poder de transporte de solutos nas águas subterrâneas (BOSCOV, 2008).

Os resultados obtidos estão em parte em concordância com Portugal (2009), quando constatou, em Neossolo Flúvico, baixa macroporosidade e elevada microporosidade, com boa capacidade de retenção de água no solo, porém, resultando numa reduzida condutividade hidráulica, mesmo sendo um solo arenoso. Baver (1973), Kiehl (1979), Reichardt (1990), Silveira *et al.* (1993) e Ferreira *et al.* (2003), afirmaram que os microporos correspondem a classe de poros responsáveis pela retenção de água nos poros.

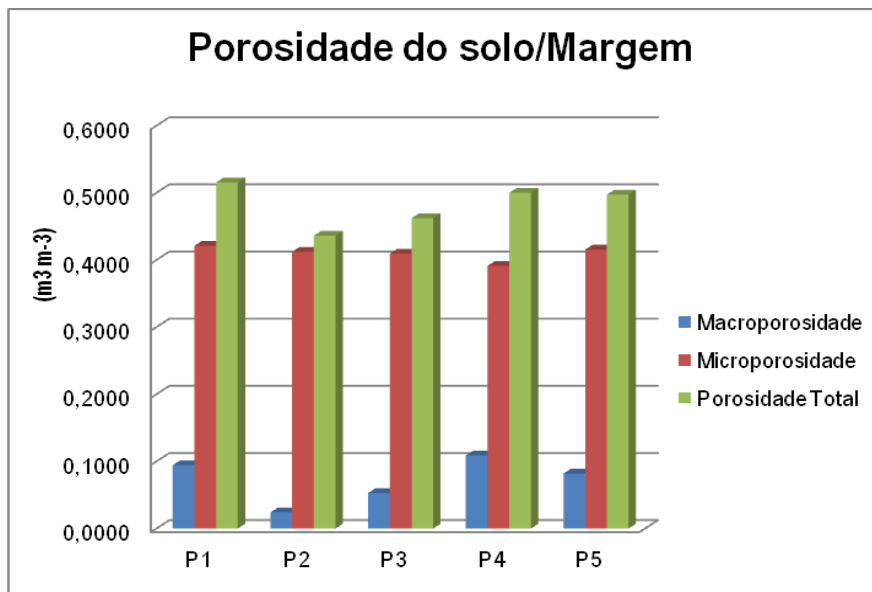


Gráfico 7: Valores médio de macro, micro e porosidade total da margem.

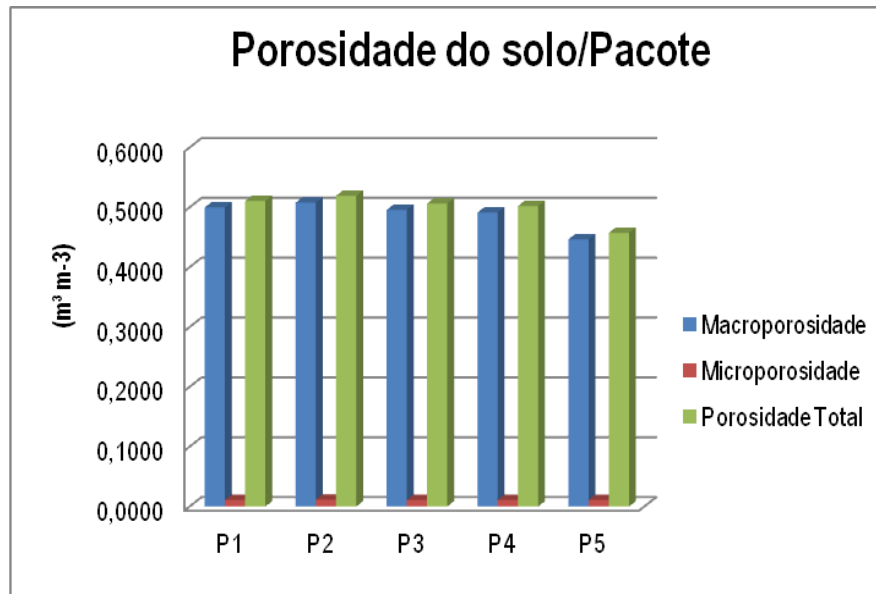


Gráfico 8: Valores médio de macro, micro e porosidade total do pacote.

A elevada microporosidade e reduzida macroporosidade do solo da área de estudo é em razão do empacotamento natural das partículas que diminui o tamanho dos poros, mas aumenta a superfície específica, formando preferencialmente microporos. Já sendo comprovado por Silva e Kay (1997) *apud* Neves Junior (2005) que a microporosidade do solo é fortemente influenciada pela textura. Outro fator responsável pela elevação dos teores de microporosidade no solo, segundo Kiehl (1979), está relacionado ao cultivo intensivo no solo, que, por sua vez, vai destruindo sua estrutura e gerando maior quantidade de microporos e menor de macroporos.

Na área de estudo os ribeirinhos costumam cultivar às margens do rio, em função da fertilidade do solo que apresenta elevada umidade, o qual facilita o desenvolvimento do cultivo.

Quanto às amostras de solo do pacote, apresentaram valores inversos, com predominância de macroporos em relação aos microporos. A explicação pode ser atribuída ao desnível do terreno da área, quanto mais à jusante, mais elevado em relação às margens, conhecido regionalmente como restingas. Logo, os sedimentos que constituem essa feição fluvial geralmente não recebem renovação periódica de sedimentos durante as cheias, somente em eventos extremos de inundação. Ocorrendo

situação inversa nas margens do rio, através do transporte de sedimentos finos (areia muito fina e silte) em suspensão, que são depositados nas margens, onde os resultados comprovaram elevado teor de microporos.

Infere-se que, nesta área do terreno (pacote), a velocidade de infiltração no solo por águas pluviais seja maior em relação às margens, em decorrência da predominância de macroporos, que, irá alimentar o lençol freático

4.3 Análise Química do solo

4.3.1 Macronutrientes, Micronutrientes e pH do solo

Os valores de pH do solo encontrados na área de estudo, mostraram fraca acidez, variando de 6,0 a 6,4, quando comparados por Kiehl (1979). Em todos os tratamentos, o pH do solo se elevou com o aumento da profundidade. Kiehl (1979) afirma que o valor de pH aumenta nas camadas mais baixas em comparação às camadas de cima, quando se realizam análises em diferentes camadas de um solo. Primavesi (1988) afirma que quando o pH tende a baixar além de seu limite, torna-se solo compactado, adensado, suscetível a processos erosivos.

Desta forma, quanto mais elevado for o pH de um solo, maior será sua quantidade de matéria orgânica que agregará mais partículas no solo, ascendendo sua capacidade de cátions e facilitando a coesão entre as partículas. O fraco índice de pH encontrado nesse solo está relacionado aos culminantes valores de bases encontrados nesses solos, assim como a ausência de Al.

Foram encontrados valores bastante elevados de carbono nas primeiras camadas de solo. Apesar de ter ocorrido uma diminuição dos valores com o aumento da profundidade. Isso pôde ser verificado por Portugal (2009) quando este explica que, nos Neossolos Flúvicos, ocorre um retardamento no processo de decomposição da matéria orgânica durante um período do ano, decorrente das inundações sazonais, justificando os baixos teores de carbono em profundidade. Isso pôde ser confirmado nos baixos valores de matéria orgânica encontrada ao longo das camadas do solo.

Quanto ao teor de P disponível, todos os tratamentos apresentaram níveis mais elevados em relação aos outros nutrientes. Comparativamente os resultados de P

(173,77 a 334,97 mg kg) entre profundidades dos perfis do solo deste estudo, com os dados de Alfaia *et al.* (2007), apresentaram valores médios a elevados de P (7 a 153 mg kg) em solo de várzea na região do Baixo Solimões-AM, indicando a alta disponibilidade desse nutriente na área de estudo.

Foi também observado uma diminuição dos valores de P em profundidade ao longo dos perfis. Tomé Jr. (1997) esclarece que o teor de P decresce em profundidade, acompanhando o teor de matéria orgânica, nas amostras das margens, já descrito neste trabalho.

Os resultados de K variaram de baixo a alto (0,09 a 0,36 Cmol_ckg), tendo sido observado um aumento em profundidade ao longo dos perfis. Stallard e Edmond (1981) explicam que uma das fontes de K são os exsudatos¹² de raízes em sistemas recobertos por vegetação. Outra explicação para os elevados valores de K, em Neossolos Flúvicos, pode ser dada por Horbe *et al.* (2007) que esclarecem que o elemento K possui participação nos minerais de argila 2:1 (Muscovita e a Ilita), tornando-se mais resistente ao intemperismo.

Todas as amostras de solo apresentaram teores dos nutrientes Ca e Mg trocáveis consideráveis elevados variando de 14,0 a 20,23 cmol_ckg e 4,0 a 4,69 cmol_ckg. Alfaia *et al.* (2007) encontraram valores de Ca e Mg em Neossolo Flúvico na várzea do Baixo rio Solimões semelhantes aos encontrado neste trabalho, variando de 6,2 a 24,7 cmol_ckg e 2,1 a 6,4 cmol_ckg.

Em razão dos fracos valores de pH, os teores de Al foram nulos em todas as profundidades do solo. Tomé Jr. (1997) explica que em solos arenosos é comum a ocorrência de pH com fraca acidez e ausência de Al trocável, o que confere a este solo segundo Portugal (2009), boas propriedades agronômicas para o cultivo e, ótimo crescimento radicular das plantas.

Com relação aos teores de micronutrientes, zinco, manganês e ferro, foram bastante altos segundo a classificação de Tomé Jr. (1997). Esses resultados são condizentes com a origem andina dos seus sedimentos (PORTUGAL, 2009). Observou-

¹²Líquido que atravessa os tecidos de uma árvore devido à lesão no tronco ou ao ataque de bactérias (GOULART, 1991).

se, ainda, uma tendência aos nutrientes manganês e ferro (104,8 a 72,3 e 335 a 172 mg kg) em relação ao zinco (15,3 a 6,2 mg kg). Esse fato pode ser esclarecido pela sazonalidade das águas (cheia e vazante) e pela elevação do lençol freático, o que torna aqueles mais abundantes no solo. Lima *et al.* (2005) e Portugal (2009), estudando a dinâmica de mobilização de nutrientes em solos de várzea na Amazônia Central submetidos à inundação, verificaram que tanto o manganês quanto o ferro aumentam com a inundação, descritos conforme (TABELA 4).

Tabela 4 – Atributos químicos dos perfis do Neossolo Flúvico da comunidade do Divino Espírito Santo.

Profundidade	pH	C	P	K	Ca	Mg	Al	Zn	Mn	Fe
cm	H ₂ O	g kg	mg kg	Cmol _c kg				mg kg		
10	6,3	6,38	320,45	0,09	15,97	4,00	0,00	15,3	101,6	278
30	6,4	9,34	178,13	0,10	16,22	4,00	0,00	10,9	104,8	335
50	6,0	4,98	334,97	0,16	14,00	4,18	0,00	10,7	95,6	255
70	6,0	5,76	186,84	0,32	18,44	4,66	0,00	8,4	101,7	215
90	6,2	3,73	173,77	0,32	20,23	4,72	0,00	7,4	86,7	190
110	6,2	4,82	175,22	0,36	19,24	4,69	0,00	6,2	72,3	172

A saturação por base acima de 50 % em todos os horizontes atribui a esse solo o caráter Eutrófico, com boa CTC, destacando segundo Tomé Jr. (1997) um solo com elevado potencial nutricional.

4.4 Análise Mineralógica do solo

4.4.1 Difractometria de Raios - X

A identificação do tipo de argila é de extrema importância, pois certas especificidades de materiais retêm grande quantidade de água, como a argila montmorilonita (KIEHL, 1979). Além disso, Lima (1998) argumenta que essa argila possui elevada expansão e contração, capaz de absorver moléculas de água entre os cristais, podendo influenciar tanto na infiltração (PAIXÃO *et al.*, 2004) como na resistência do solo, devido à força de cisalhamento ser controlada pelo conteúdo de água presente no solo (SELBY, 1990).

O resultado da análise mineralógica das amostras selecionadas das margens nos cinco pontos indicou uma riqueza elevada dos minerais primários, com pequenas variações de minerais silicatos nas camadas (0-10, 10-50, 50-110 cm) de profundidade (**TABELA 5**). Essa homogeneidade mineralógica encontrada nas camadas do solo (**GRÁFICOS 9, 10, 11, 12 e 13**) é proveniente, segundo Portugal (2009), da natureza sedimentar dos solos das várzeas que guardam uma estreita relação com seu material de origem, vindo da região andina e subandina e sendo depositado na planície de inundação.

Como não houve separação das partículas de solo, e sim uma composta desse solo, os resultados mostraram abundância de minerais primários: Quartzo (Q), Albite (Ab) e grãos de minerais pesados (Rutilo – R), com baixas proporções de Muscovita (M), Caulinita (K), interestratificado Muscovita-Ilita (M/I) e Ilita (I). Os elevados picos de Quartzo, Albite e Rutilo nos Neossolos Flúvicos Tb Eutróficos são provenientes da média da classe textural da área de estudo (Franca, Franco-Arenosa e Franco-Siltosa), mostrando valor elevado da fração areia com $51,78 \text{ gKg}^{-1}$, com alto teor de areia muito fina.

Os valores significativos de minerais de argila (Muscovita, Caulinita e Ilita) encontrados nas profundidades resultam da ocorrência das inundações periódicas, fruto da deposição do rio, além da elevação do nível piezométrico da área, das condições periódicas de hidromorfismo e do reduzido grau de pedogênese do solo que limitam a conversão de minerais primários em secundários.

No entanto, Kiehl (1979) sustenta que tanto a Muscovita quanto a Ilita, por serem minerais do grupo das micas do tipo 2:1, apresentam duas lâminas tetraedra de silício e uma camada octaedra; são minerais de argilas de origem sedimentar, porém não apresentam tanta expansividade em relação à montmorilonita. Ainda Kiehl (1979) esclarece que a troca catiônica resulta em efeitos profundos sobre as propriedades físicas das argilas e, conseqüentemente, sobre as propriedades da mecânica do solo.

Mesmo sendo esses minerais (Muscovita, Ilita e Caulinita) do tipo 2:1 e 1:1, porém não muito expansivos, eles absorvem certa quantidade de água entre suas camadas no período da cheia, aumentando o peso do pacote sedimentar durante a

vazante. Conseqüentemente, contraem-se e racham, provocando fendas na superfície de arranque das cicatrizes (**FIGURA 25**), contribuindo para a formação do movimento de massa do tipo escorregamento rotacional no período da vazante na área de estudo. Bigarella (2003) afirmou que a presença do argilomineral Illita no solo favorece a ocorrência dos deslizamentos, em virtude de apresentar um limite de liquefação inferior ao da Caulinita.

Já a Caulinita (1:1), segundo Kiehl (1979), não é expansiva, possui baixa contração, coesão, plasticidade, dilatação, capacidade de troca catiônica, decorrente de suas camadas que se unem por ligação OH-O, impedindo a penetração das moléculas de água entre as camadas que compõem o mineral. Lima *et al.* (2006), D'Antona *et al.* (2007), Horbe *et al.* (2007) e Portugal (2009) observaram, em ambiente de várzea, a presença desse mineral rico em silicato e pobre em ferro livre.



Figura 25: Características superficiais do solo da área de estudo. Material contraído - **A**, solo com presença de rachaduras – **B** e fendas - **C**. Regiane Campos Magalhães, 2011.

Tabela 5 - Composição mineralógica da composta de solo (silte, argila e areia) nas camadas representativas do solo estudado, por difratometria de raios-X (minerais primários e secundários).

Ponto 1		Solo composto (silte, argila e areia)					
Camada (cm)	Neossolo Flúvico Tb Eutrófico						
0-10	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
10-50	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
50-110	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
Ponto 2		Neossolo Flúvico Tb Eutrófico					
0-10	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
10-50	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
50-110	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
Ponto 3		Neossolo Flúvico Tb Eutrófico					
0-10	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
10-50	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
50-110	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
Ponto 4		Neossolo Flúvico Tb Eutrófico					
0-10	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
10-50	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
50-110	Q	Ab	R	M	K	M/I	I
Ponto 5		Neossolo Flúvico Tb Eutrófico					
0-10	Q	Ab	R	K	M	M/I	I
10-50	Q	Ab	R	K	M	M/I	I
50-110	Q	Ab	R	K	M	M/I	I

Ponto 1

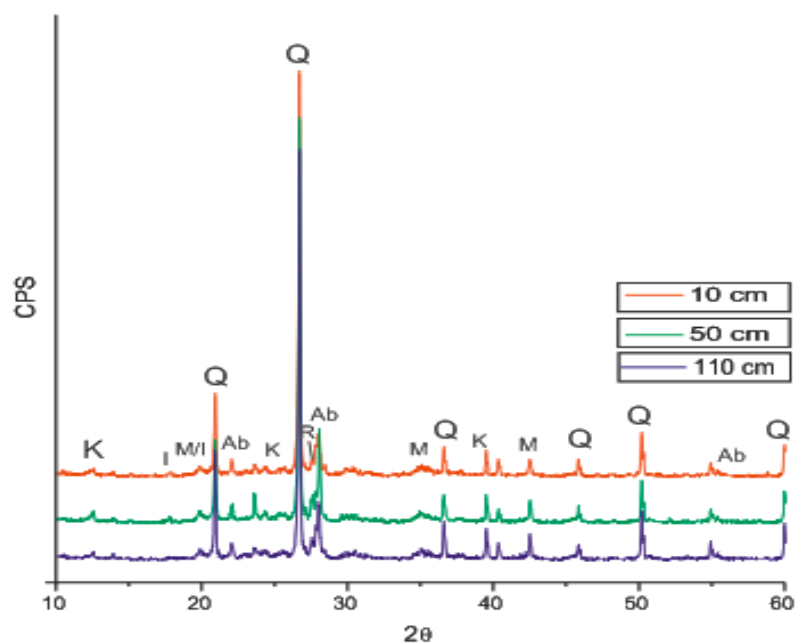


Gráfico 9: Difratoformas das frações de solo do perfil do Ponto 1 (P1), sendo Q = Quartzo; Ab = Albite; R = Rutile; M = Muscovita; K = Caulinita, M/I = interstratificado Muscovita-Ilita e I = Ilita.

Ponto 2

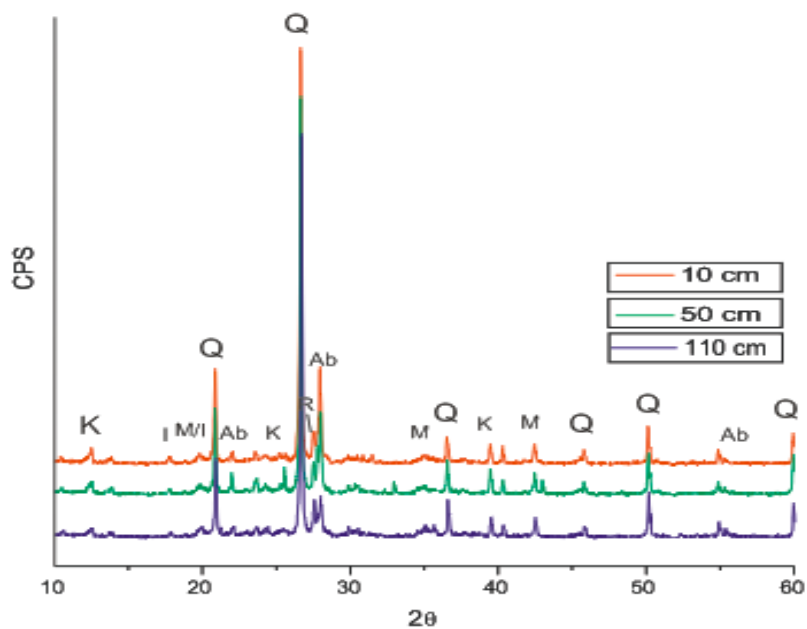


Gráfico 10: Difratoformas das frações de solo do perfil do Ponto 2 (P2), sendo Q = Quartzo; Ab = Albite; R = Rutile; M = Muscovita; K = Caulinita, M/I = interstratificado Muscovita-Ilita e I = Ilita

Ponto 3

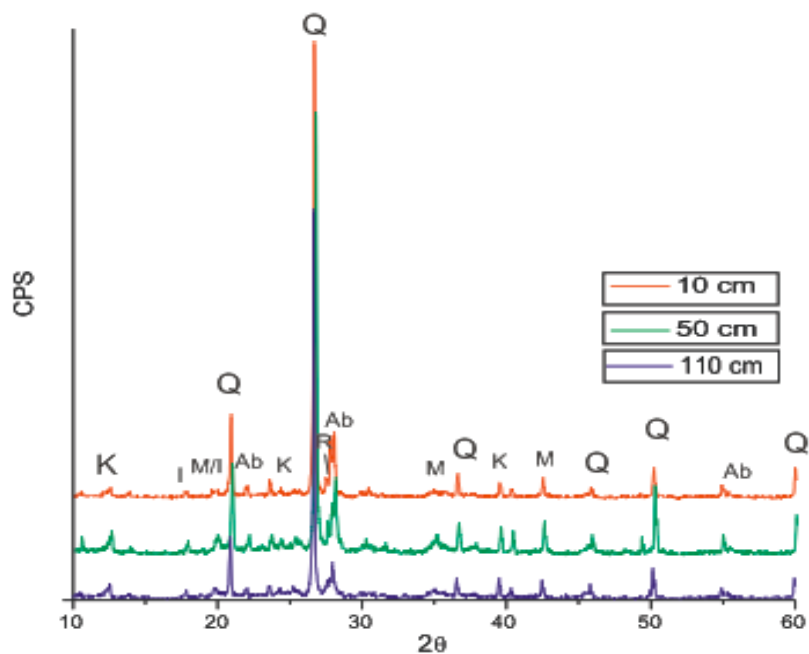


Gráfico 11: Difratogramas das frações de solo do perfil do Ponto 2 (P2), sendo Q = Quartzo; Ab = Albite; R = Rutile; M = Muscovita; K = Caulinita, M/I = interstratificado Muscovita-Illita e I = Illita.

Ponto 4

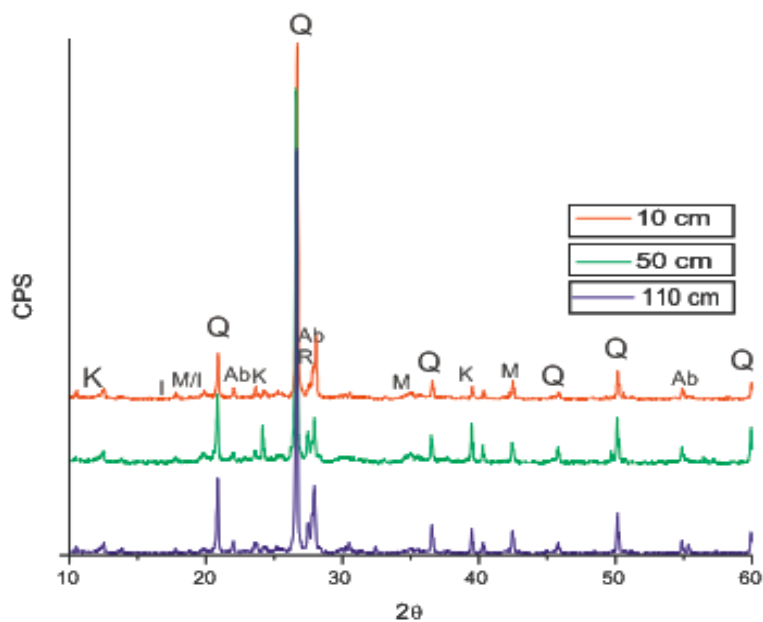


Gráfico 12: Difratogramas das frações de solo do perfil do Ponto 4 (P4), sendo Q = Quartzo; Ab = Albite; R = Rutile; M = Muscovita; K = Caulinita, M/I = interstratificado Muscovita-Illita e I = Illita.

Ponto 5

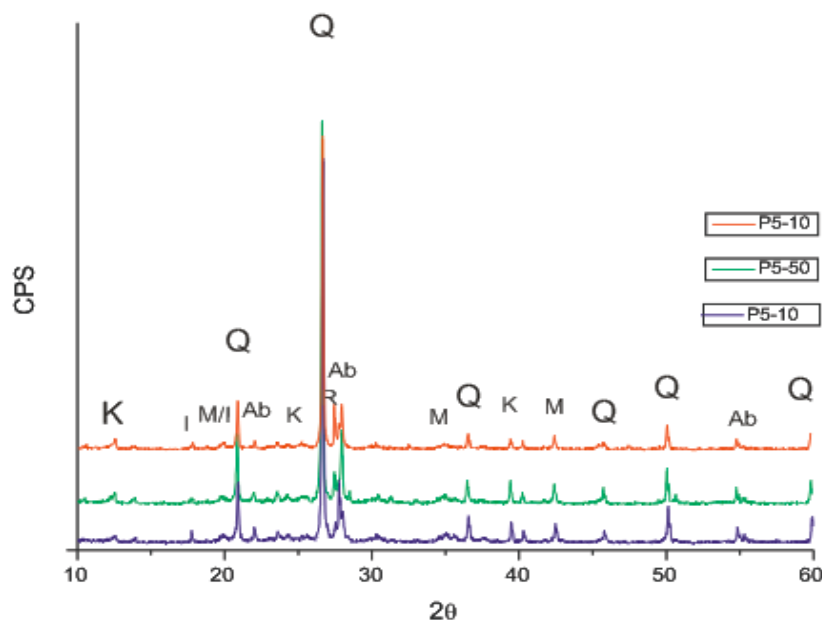


Figura 13: Difratogramas das frações de solo do perfil do Ponto 5 (P5), sendo Q = Quartzo; Ab = Albite; R = Rutile; K = Caulinita; M = Muscovita, M/I = interstratificado Muscovita-Ilita e I = Ilita.

4.5 Análise Hidráulica do solo

4.5.1 Avaliação da capacidade de infiltração de água no solo

O ensaio de infiltração no solo é um dos parâmetros para se avaliar a capacidade de drenagem na área de estudo. Essa capacidade estabelece um dos principais elementos da dinâmica hidrológica, responsável por episódios de processos erosivos, assoreamento de canais e movimentos de massa. Assim, a movimentação das águas sobre e/ou sob a superfície possui papel central na formação e evolução dos movimentos de massa, conforme atesta Coelho Netto (1994).

Os resultados de velocidade básica de infiltração são apresentados conforme os (GRÁFICOS 14, 15, 16, 17, e 18).

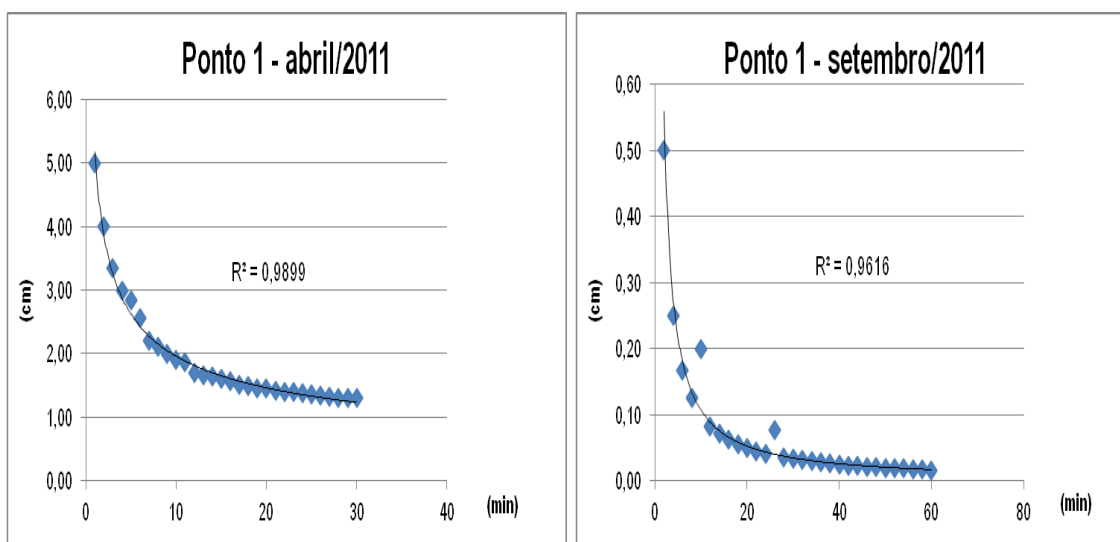


Gráfico 14: Velocidade básica de infiltração no Ponto 1.

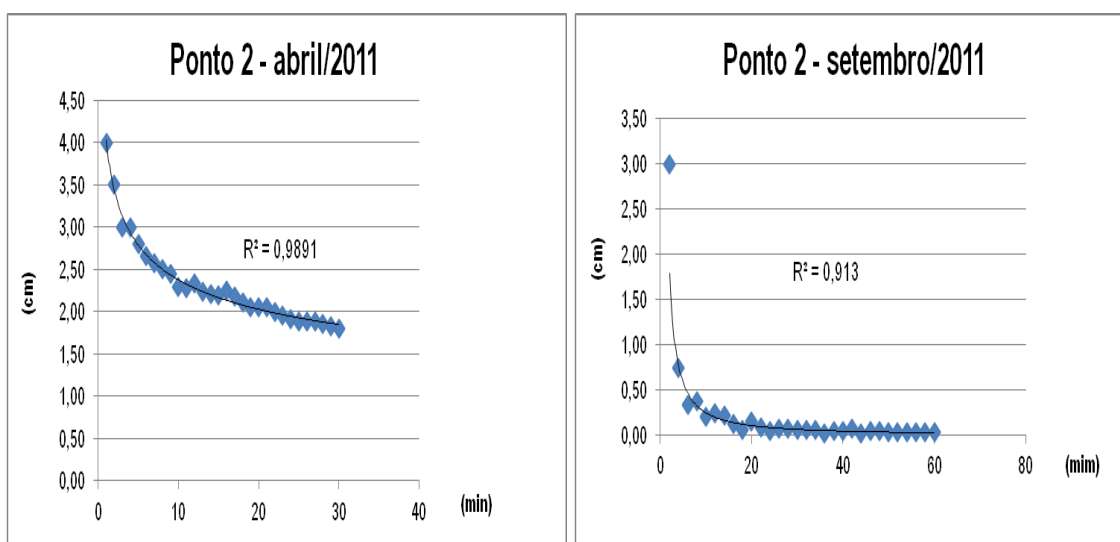


Gráfico 15: Velocidade básica de infiltração no Ponto 2.

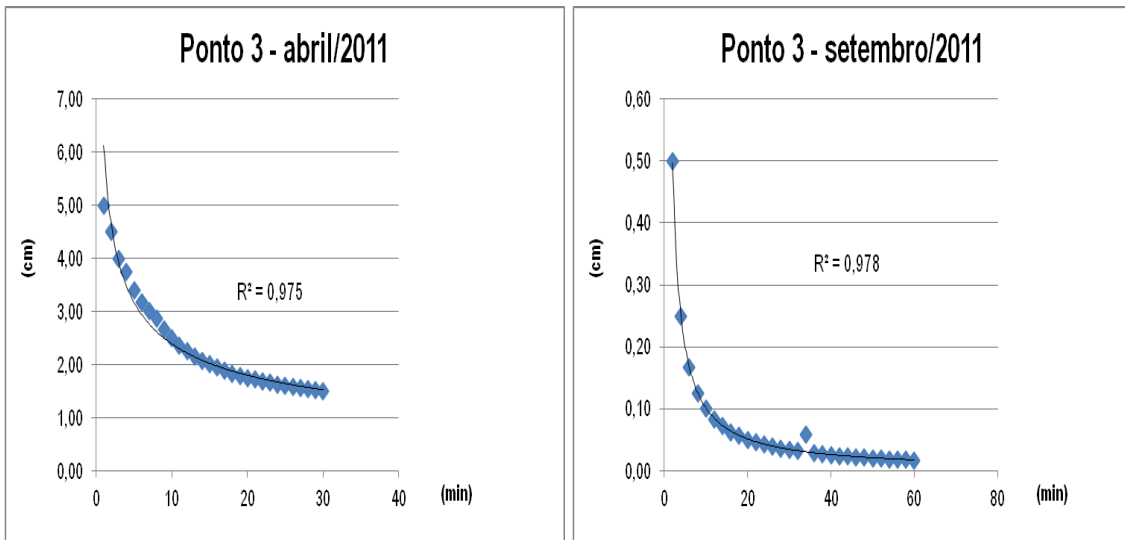


Gráfico 16: Velocidade de infiltração no Ponto 3.

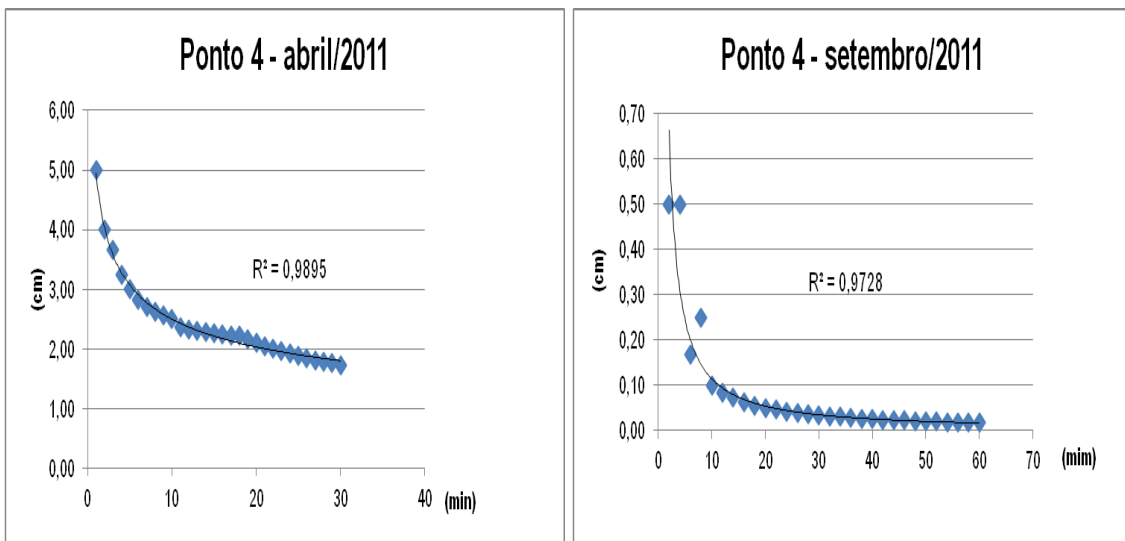


Gráfico 17: Velocidade de infiltração no Ponto 4.

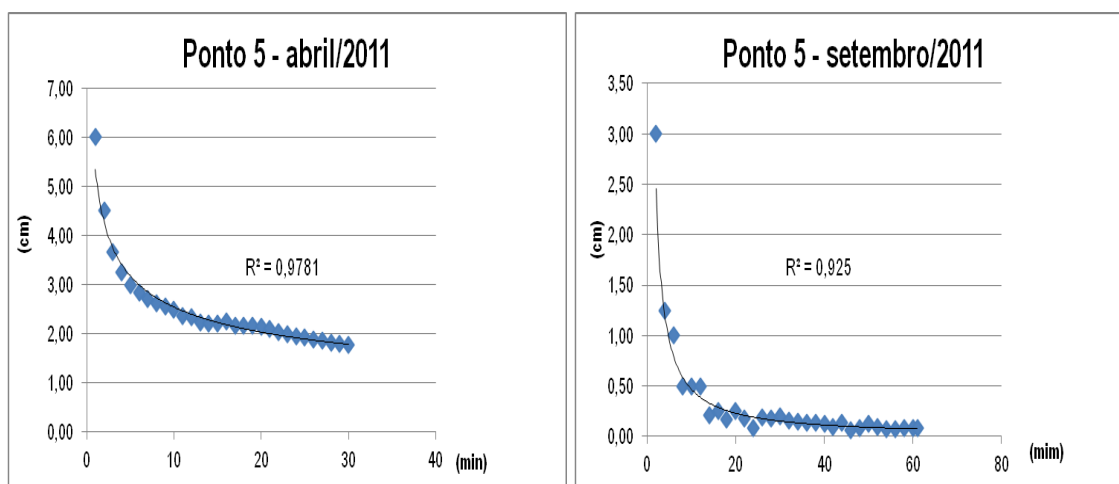


Gráfico 18: Velocidade de infiltração no Ponto 5.

Comparativamente à velocidade de infiltração do solo, no período de abril foi maior que no período de setembro nos pontos experimentais, como pode ser observado na **Tabela 6**. Os resultados referentes ao mês de abril não apresentaram variação de velocidade de infiltração, com valores constantes de 2,0 cm/h. Já em relação ao mês de setembro, houve uma variação de 0,9 a 4,2 cm/h de velocidade de infiltração. Uma breve explicação para esse resultado, pode ser dada pela forma de como as partículas desse ponto estão colmatadas, ou seja, o arranjo desse espaço poroso, tornando a infiltração mais rápida no solo no Ponto 5.

Tabela 6 – Comportamento da velocidade de infiltração nos cinco pontos.

Velocidade de Infiltração (cm/h) para um tempo de 60 min		
Ponto	Abril/2011	Set/2011
1	2,0	1,0
2	2,0	2,0
3	2,0	0,9
4	2,0	1,0
5	2,0	4,2

Em relação às curvas de infiltração, foram significativamente mais expressivas nos segundos testes (setembro) diferente do que ocorreu nos primeiros ensaios (abril).

Coelho Netto e Avelar (1996) afirmam que, após eventos de forte precipitação, a taxa de infiltração diminui. Dessa forma, analisando as condições climáticas da região, era de se esperar maior infiltração em setembro do que em abril, por caracterizar um período menos chuvoso que o posterior. Fato comprovado, conforme **Gráfico 23**, onde apresentaram nos meses de abril e setembro, como uma das maiores e menores atividades convectivas na área de estudo. Nesse sentido, o nível piezométrico não somente é alimentado pelas águas do rio de forma lateral, mas também pela infiltração da água da chuva no solo de forma vertical, apresentando maior teor de água no solo.

Observou-se no mês de setembro que, embora o lençol freático se apresentasse no nível inferior ao de abril, o perfil do solo apresentava um maior teor de umidade, o que explicaria uma menor taxa de infiltração, mesmo o período sendo de menor precipitação. Uma causa provável para essa característica de umidade no solo em setembro, é o processo do empacotamento provocado pela elevação do nível do lençol freático, que causa uma elevada retenção de água entre as partículas muito finas de areia.

Em uma das visitas no campo, no período da vazante (setembro), os perfis dos barrancos mantinham alturas de 7 m em média, e o nível do lençol freático se encontrava após 4,45 m da superfície do solo, considerada por Brandão *et al.* (2003), como zona de material friável, com elevado teor de umidade (**FIGURA 26**). Reichardt (1990) explica que o processo de infiltração é desacelerador, sendo rápido no início e decaindo com o tempo. Isso ocorre, porque a camada superior à zona de umidade diminui com o tempo, provocando uma redução da condutividade hidráulica e do gradiente potencial.

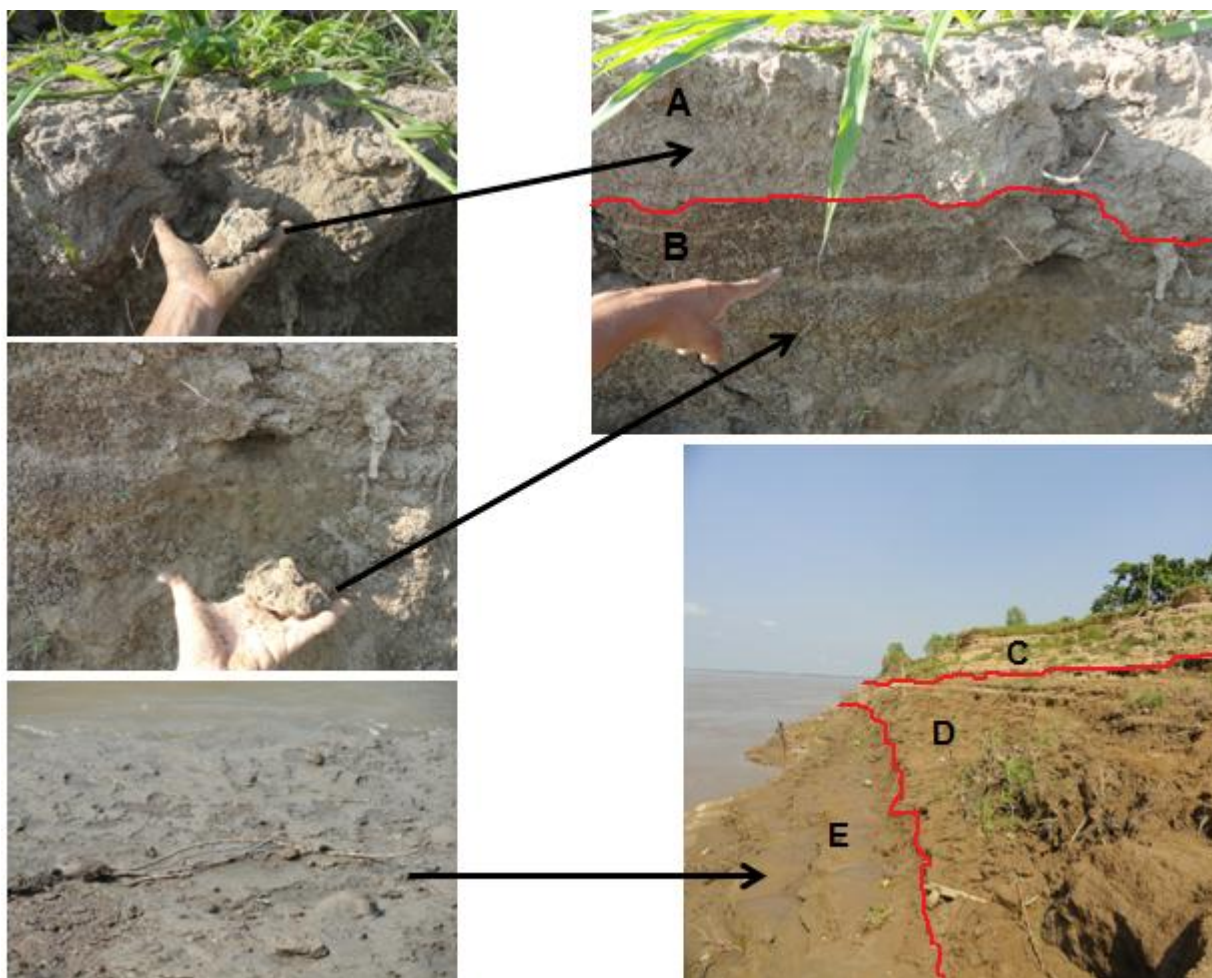


Figura 26: Nível do lençol freático a 4,45 m de altura (D). Zona de saturação (A), zona de transição (B), zona de transmissão (C), zona de umedecimento (D) e frente de umedecimento (E).

Apesar de ser um solo arenoso, com classe textural Franca, possuir velocidade básica de infiltração e condutividade hidráulica muito alta, devido à baixa quantidade de matéria orgânica, que irá provocar uma reduzida agregação, coesão, adesão e cimentação entre as partículas do solo. Verificou-se elevada retenção de água no solo, seja em função da predominância de microporos, formando um rearranjo do espaço poroso, além da presença de minerais de argila 2:1. Baver (1956), Reichardt (1990) e Brandão *et al.* (2003) já afirmaram que esses fatores citados acima causam a retenção de água no solo.

Para efeito de comparação, foi realizado um teste de infiltração no interior de uma área urbana da cidade de Manaus, cujo solo alterado do tipo Latossolo Amarelo,

recoberto de vegetação secundária, com elevado teor de matéria orgânica e sem a presença de crostas e fendas. Foi observado durante 72 min de ensaio uma rápida absorção inicial da água no solo, havendo necessidade de oito reposições de água no cilindro interno (**GRÁFICO 19**). A velocidade de infiltração atingiu valores contantes a partir dos 54 min de teste, formando a curva de infiltração, perfazendo uma infiltração básica de 4,9 cm/h, sendo considerada por Reichardt (1990) como infiltração muito alta.

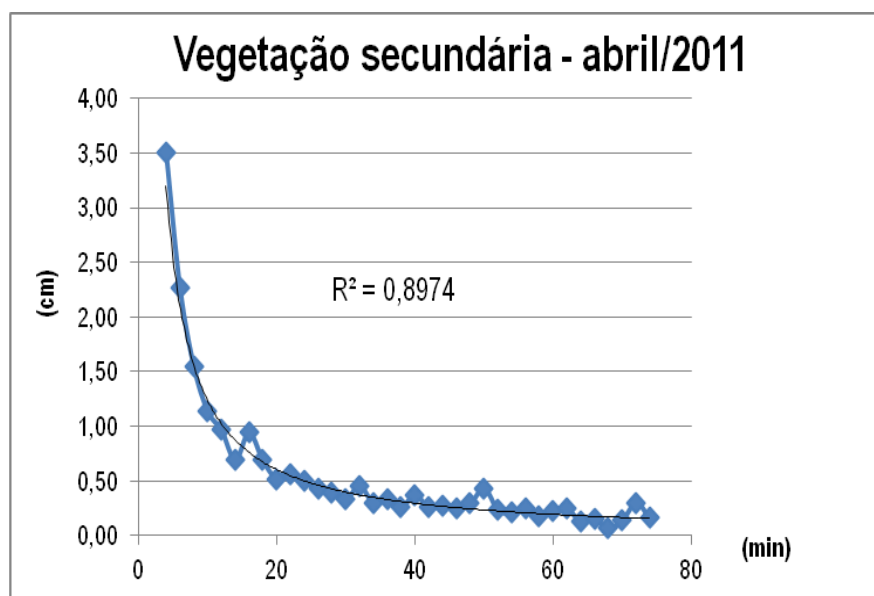


Gráfico 19: Velocidade de infiltração em vegetação secundária. Raimundo Nonato Aquino, abr/2011.

A importância da cobertura vegetal como um fator que aumenta a velocidade de infiltração no solo já foi comprovado por Coelho Netto (1998). Os solos recobertos por florestas geralmente apresentam os maiores valores de velocidade de infiltração, especialmente por influência da serrapilheira. Fajardo *et al.* (2010) também comprovaram a influência da vegetação nos testes de infiltração na Reserva Florestal Adolpho Ducke na cidade de Manaus, os quais indicaram em uma área de floresta primária, as proximidades do curso d'água (igarapé Bolívia), uma velocidade básica de infiltração muito alta, que variou de 7,8 cm/h a 28,75 cm/h. Esses resultados estão em concordância com Pruski *et al.* (1997) cuja afirmação é de que o sistema radicular das plantas cria caminhos preferenciais favoráveis à infiltração da água no solo.

Em conformidade com os autores citados acima, os valores de velocidade de infiltração na área de estudo (Neossolo Flúvico Tb Eutrófico) com pouca vegetação foram menores que os do solo (Latosolo Amarelo) com abundância de vegetação.

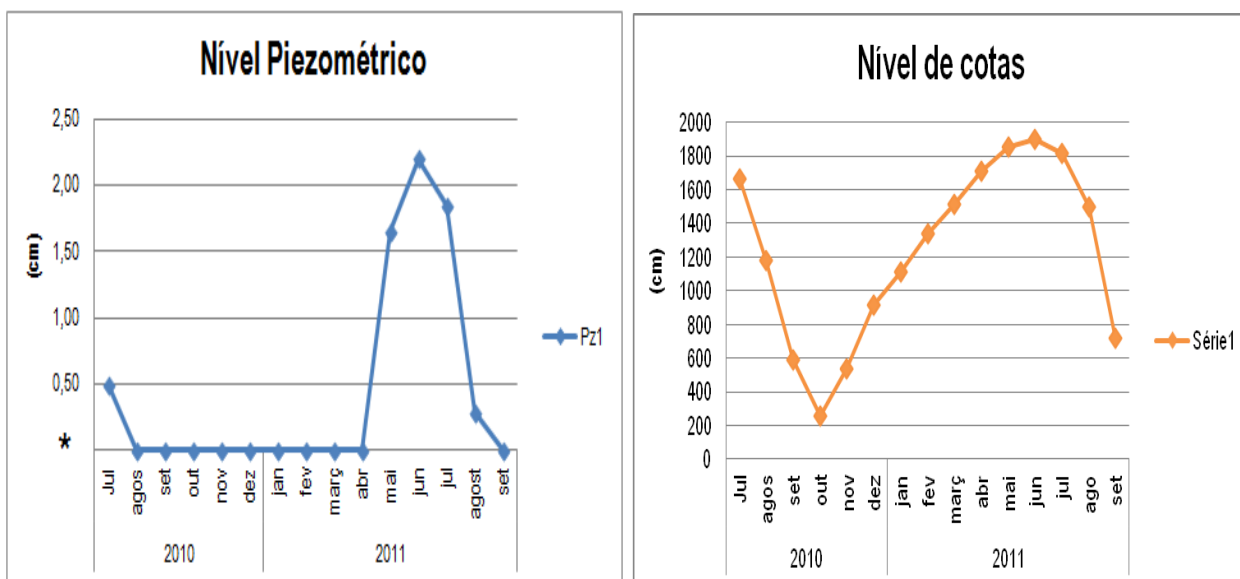
4.5.2 Piezometria

Este experimento busca monitorar o nível do lençol freático dentro do pacote sedimentar, acompanhando seu comportamento de julho de 2010 a setembro de 2011. Lima (1998) garante que o monitoramento do nível da superfície piezométrica não acompanha a descida do nível da água do rio, visto que todos os vazios dos poros estão preenchidos, deixando a superfície propensa a movimentos de massa do tipo escorregamentos ou desmoronamentos.

Os valores obtidos nas leituras dos piezômetros (Pz1 e Pz2) do Ponto 3, foram correlacionados com dados secundários de cota da Estação Manacapuru, correspondente ao mesmo período. O comportamento do piezômetro Pz1 no período de julho a outubro de 2010, mostrou uma descida lenta em relação à cota do rio no; mês de julho/2010, permanecendo seco de agosto a abril de 2011 enquanto a cota do rio se elevou de novembro/2010 a junho/2011. Em contrapartida, a partir de maio/2011 o nível piezométrico começa a se elevar e novamente em julho/2011, o nível piezométrico torna a descer, assim como a cota do rio Solimões, porém de forma mais lenta em relação ao nível do rio, conforme **Gráficos 20 e 21**.

Em relação ao desempenho do piezômetro Pz2 (**GRÁFICO 22**), apontou um período seco mais extenso, além de apresentar menores níveis piezométricos em relação ao Pz1. Isso se deve ao fato da diferença de profundidade entre o Pz1 – 2,20 e o Pz2 – 1,25, do nível topográfico do terreno, aproximadamente 7 m de altura na margem e 8 m de altura no pacote e a distância da margem do rio de 30 m para o primeiro e 86 m para o segundo. Ramos *et al.* (2009) indicaram que o lençol freático tende a acompanhar a topografia do terreno, assim como a dinâmica do lençol é diferente conforme a proximidade com a margem do rio.

O nível piezométrico começa a erguer-se em maio/2011, descendendo em julho/agosto de 2011 e ficando novamente seco em setembro/2011. Os valores de piezometria e cota estão expressos conforme (TABELA 7).



Gráficos 20 e 21: Monitoramento piezométrico do Pz1 e dados de cota da Estação Fluviométrica de Manacapuru. * Nível do lençol freático abaixo do piezômetro. Portanto, não medido.

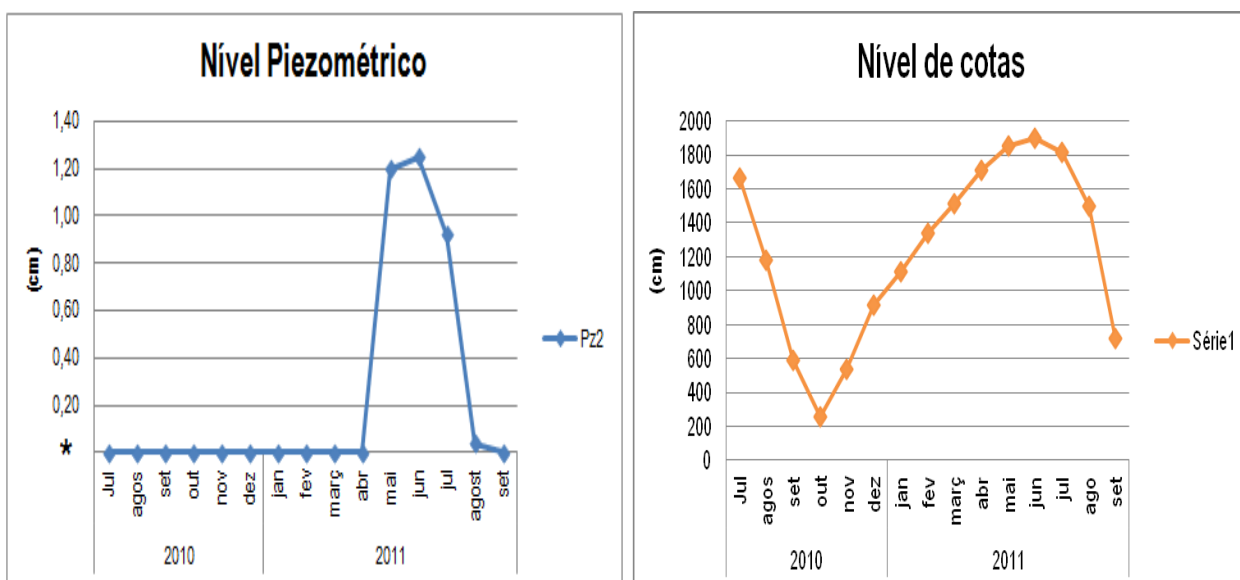


Gráfico 22: Monitoramento piezométrico do Pz2 e dados de cota da Estação Fluviométrica de Manacapuru. * Nível do lençol freático abaixo do piezômetro. Portanto, não medido.

Tabela 7 – Dados mensais dos piezômetros (Pz1 e Pz2) e dados secundários de cota da Estação de Manacapuru.

2010							2011								
	Jul	Agost	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Març	Abr	Mai	Jun	Jul	Agos	Set
Pz1*	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,65	2,20	1,85	0,29	0,00
Pz2*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,20	1,25	0,92	0,04	0,00
Cota**	1666	1183	590	257	536	912	1111	1336	1513	1709	1857	1897	1817	1502	717

*Dado piezométrico do último dia de cada mês. **Dado de cota do último dia de cada mês.

Segundo o EMBRAPA (1999), os solos de planície de inundação são mal drenados, em razão da sazonalidade das águas, que gera elevação do lençol freático (nível piezométrico), camada lentamente permeável no perfil, além da adição de água através de translocação lateral interna ou alguma combinação destas condições, afetando as condições hídricas do solo – duração de período em que permanece úmido, molhado ou encharcado. Dessa forma, a água é removida do solo de forma lenta e por isso, ele permanece molhado por uma grande parte do ano.

Estudos conduzidos por Rizzo (2007), com uso de piezômetros na cidade de Poços de Caldas/MG, e Victorino *et al.* (2003) no Rio Grande do Sul, observaram que o aumento do nível piezométrico está condicionado ao período chuvoso de suas respectivas regiões. Já Fusaro (2007) concluiu que as leituras dos piezômetros instalados na montante de barragens de terra estão correlacionadas com a cota do rio. No entanto, Ramos *et al.* (2009) afirmaram que o lençol freático próximo ao rio sofre influência das chuvas que ocorrem em outros locais da bacia, pois a medida que se distancia da margem do rio, o lençol apresenta uma variação condicionada à precipitação local, fato esse comprovado também neste trabalho, no monitoramento do Pz2, explicito no **Gráfico 22**.

De forma análoga, a variação dos níveis piezométricos (Pz1 e Pz2) foi inferior ao índice de cotas do rio Solimões, principalmente no período da vazante, pois à medida que o rio tende a baixar seu nível de água, não há um acompanhamento simultâneo do nível piezométrico, incidindo uma descida retardatária do lençol freático.

4.5.3 Pluviometria e Fluviometria

A análise fluviométrica e pluviométrica dão suporte ao monitoramento hidrológico. Quanto a sua importância, todos são essenciais para a correlação das variações nas leituras de instrumentos decorrentes do aumento da velocidade de infiltração, nível piezométrico, poropressão nos barrancos causada por frente de saturação relacionada a chuvas intensas ou prolongadas. Junk (1983) ressalta que a distribuição anual da precipitação na região Amazônica não é homogênea, assim como em diferentes áreas da Bacia Amazônica. Em consequência disso, o nível dos rios está submetido a fortes oscilações. Ainda, o mesmo autor esclarece que as chuvas locais não exercem influência sobre os grandes rios, em virtude de integrar num espaço maior o total das chuvas na sua área de captação.

No **Gráfico 23**, encontram-se totais mensais de dados secundários pluviométricos analisados durante um ano (julho de 2010 a junho de 2011), monitorados pela Estação Pluviométrica de Manacapuru.

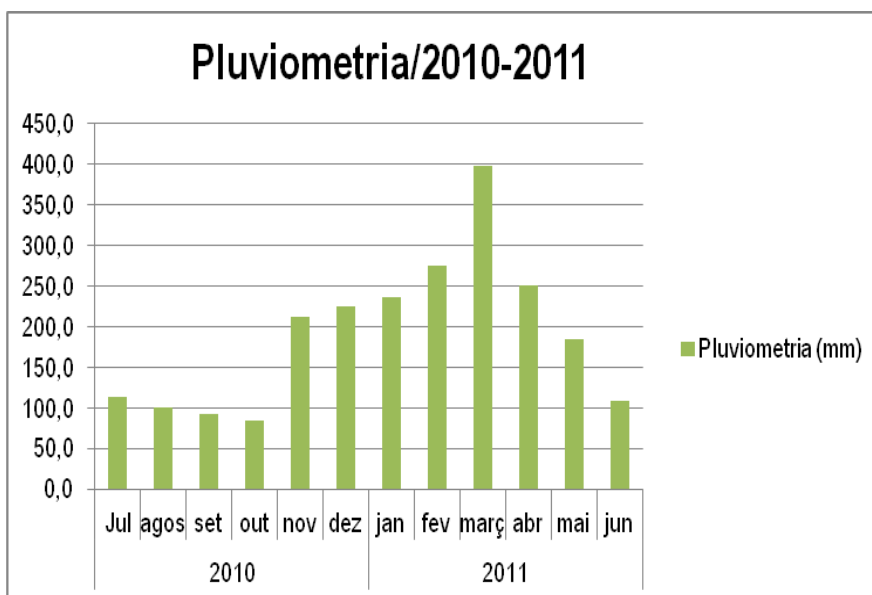


Gráfico 23: Totais pluviométricos mensais no período de registro.
Fonte: ANA/INMET, Estação de Manacapuru.

De acordo com o gráfico acima de pluviometria, as maiores precipitações registradas ocorreram, principalmente, nos meses de fevereiro e março de 2011, enquanto as menores precipitações encontradas incidiram os meses de setembro e outubro. A média anual para este período foi de 2.278,2 mm. D'Antona *et al.* (2007) registraram em Manacapuru uma média aproximada de 2.253 mm para 33 anos.

Esse comportamento pluviométrico local representa uma característica típica da distribuição pluviométrica regional, que representa um período bastante úmido representado por intensas precipitações e outro mais seco, mas que sistematicamente apresentam chuvas distribuídas ao longo do ano, em maior ou menor intensidade.

Outro aspecto interessante a ser destacado para esse período de análise foi à correlação dos dados secundários de pluviometria (chuva) e fluviometria (cota), correspondente julho/2010 a setembro/2011 (**GRÁFICO 24**). O índice pluviométrico da Estação de Manacapuru, próxima a comunidade do Divino Espírito Santo, alcançou valor máximo em março de 2011 (397,4 mm) e mínimo em out./2011 (84,8 mm), estando de acordo com o período elevado (novembro a março) e de transição (abril e outubro) atividade convectiva e na região Amazônica (FISCH *et al.*, 1990).

Os dados de cota variaram de 257 cm no mês de outubro/2010 a 1897 cm no mês de junho/2011. Os resultados de fluviometria de Manacapuru estão de acordo com o período máximo de cheia (maio e junho) e vazante (outubro e novembro) do rio Solimões (FILIZOLA, *et al.*, 2006).

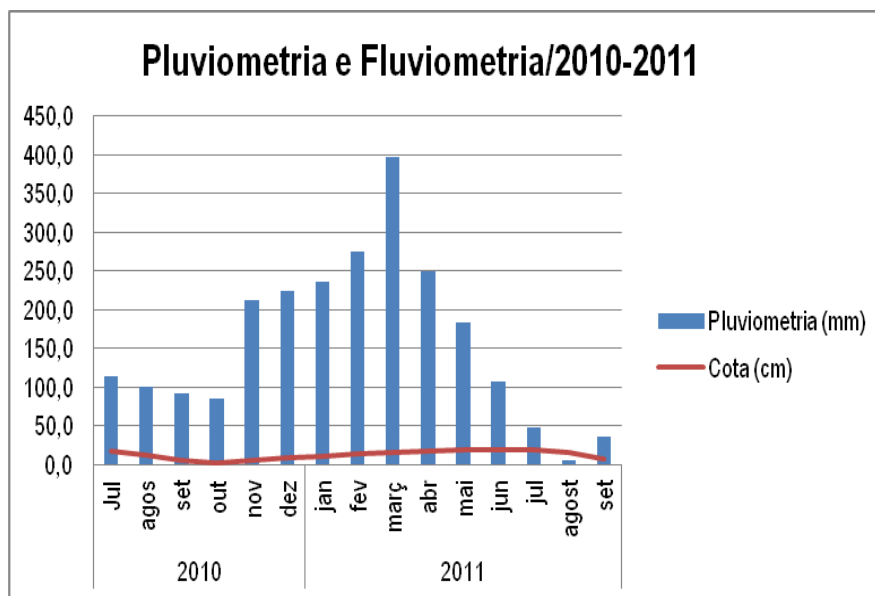


Gráfico 24: Totais mensais de pluviometria e cotas fluviométricas do último dia de cada mês, 2010-2011. **Fonte:** ANA/INMET, Estação de Manacapuru.

Foi observado durante a análise dos dados pluviométrico e fluviométrico da Estação de Manacapuru que, os índices pluviométricos não influenciam o regime fluviométrico do rio Solimões, estando de acordo com Junk (1983).

Neste sentido, durante o período (jul/2010 a set/2011) das respectivas análises (pluviometria e fluviometria), o mês de out/2010 apresentou a menor cota de 257 cm, correspondente à temporada de máxima seca (out/nov) do rio Solimões, coincidindo com Filizola *et al.* (2006). Entretanto, assinalou o quarto menor índice pluviométrico (84,8 mm) no período monitorado, considerado abaixo do normal em comparação com a média de 125 mm, registrada por D'Antona *et al.* (2007), no mês de outubro, correspondente ao período de 1972 a 2005 em Manacapuru, em sintonia com a temporada de transição convectiva (entre um regime e outro de chuva) na região Amazônica, também mencionado por Fisch *et al.* (1990) neste trabalho.

O mês de junho correspondeu ao maior valor de cota destacado em 2011, com 1897 cm, temporada de cheia (mai/jun) do rio Solimões, também comentado por Filizola *et al.* (2006). No entanto, registrou o sétimo mês menos chuvoso durante o ano de 2011, com 107,8 mm (**TABELA 8**), com destaque para o mês de agosto/2011, o que apresentou o menor valor pluviométrico registrado, também em coordenação com o

período menos chuvoso na região Amazônica (maio a setembro), já discutido por Fisch *et al.* (1990).

Tabela 8 – Dados secundários de pluviometria e cota da Estação de Manacapuru.

	2010						2011								
	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set
Pluviometria*	114	99,8	92,2	84,8	212	224,4	236,4	274,8	397,4	250,4	184,2	107,8	47	5,2	35,4
Cota**	1666	1183	590	257	536	912	1111	1336	1513	1709	1857	1897	1817	1502	717

*Total mensal de dados pluviométricos. **Dado de cota do último dia de cada mês.

CAPÍTULO V – CONCLUSÕES

A análise dos resultados permite concluir que, na área de estudo, na margem convexa do rio Solimões, durante 15 meses de monitoramento, ocorreu perda de solo com valor aproximado de 125.000 m³, em função de dois tipos de movimentos de massa: o escorregamento rotacional e a queda em bloco.

O primeiro apresenta maiores ocorrências no período da vazante, sem relação com a erosão fluvial, fazendo com que sejam visualizadas as maiores cicatrizes de Terras Caídas. Com variação de 50 a 130 m de comprimento, as cicatrizes apresentam sentido de evolução de cima para baixo, condicionado à susceptibilidade do solo, com: textura, matéria orgânica, porosidade (total, macro e microporosidade), densidade aparente e real, mineralógica e hidráulica. Isso provoca mudanças na mecânica do solo e alterações na atuação de forças nos barrancos, gerando o desequilíbrio destes. O segundo movimento de massa (queda em bloco) destacado na área de estudo, lança pequenas proporções de solo para dentro do rio, deixando pequenas cicatrizes nas margens. Foi observado que este tipo de movimento antecede ao escorregamento rotacional, ou pode agir dentro de uma cicatriz no período da cheia do rio. Além disso, por apresentar evolução de baixo para cima, a erosão fluvial atua tanto no solapamento da base do barranco quanto na remoção do material já deflagrado a jusante deste, auxilia na ação do jogo de forças nas margens, causando fissuras e a instabilidade do barranco íngreme.

Os resultados da granulometria mostram não haver grande diferenciação nas frações de solo da área de estudo. Nas margens do rio predominam as partículas de silte, enquanto que na porção mais afastada da margem prevalecem as partículas de areia muito fina e em ambas ocorrem baixas proporções de argila. Com efeito, a média da classe textural para as amostras da margem comprovam intercalação da classe textural Franca com Franco-Siltosa. Já a média das amostras do pacote, varia de Franco-Arenosa nas profundidades de 10 a 50 cm a Franca entre 110 a 310 cm.

Mediante os resultados granulométricos, pode-se concluir que o material é pouco coeso e tende a facilitar a ação da erosão fluvial nas margens. Além disso, verifica-se

menor resistência ao cisalhamento, tanto da margem quanto no pacote, o que provoca a instabilidade do barranco.

Após os resultados verifica-se que a baixa concentração de matéria orgânica na área de estudo reduz a agregação, coesão e adesão entre as partículas, demonstrando fraca resistência do material da área de estudo.

A densidade aparente do solo mostra-se bastante elevada nas amostras da margem e reduzida quanto às amostras do pacote. Em parte, isso pôde ser aferido em virtude da predominância da microporosidade na margem e macroporosidade no pacote.

O solo apresenta boa porosidade. Observa-se baixa macroporosidade e elevada microporosidade próximo às margens, o que resultou no rearranjo do espaço poroso formando um empacotamento do solo e proporcionando boa capacidade de retenção de água no solo. No entanto, ocorreu uma inversão dos resultados nas amostras do pacote, com predominância de macroporos, fornecendo baixa retenção de água e apresentando menor instabilidade do pacote, em função da elevação do nível topográfico do terreno (restinga), o que limita a renovação de sedimentos finos transportados pelo rio, a cada cheia.

O Neossolo Flúvico da comunidade do Divino Espírito Santo possui condições químicas muito favoráveis ao cultivo, com pH de acidez fraca, altos teores de Ca, Mg, K, P e micronutrientes e zero teor de Al, apresentando saturação por base acima de 50%, com boa CTC. Sob essas condições, caracteriza-se como solo Eutrófico. Os elevados teores de Ca e Mg encontrados no solo devem-se à predominância de minerais primários localizados nos cinco perfis. Os teores de carbono orgânico, muito altos nos primeiros centímetros, vão decrescendo em profundidade, em razão do baixo valor da matéria orgânica encontrada. Portanto, associando a fraca acidez do solo da área de estudo, com a granulometria (areia muito fina e silte) e o teor de matéria orgânica (pouca quantidade), têm-se um solo pouco resistente a força de cisalhamento.

A mineralogia do Neossolo Flúvico Tb Eutrófico mostra-se homogênea nos perfis do solo da área de estudo, com predominância de minerais primários: Quartzo (Q), Albite (Ab) e grãos de minerais pesados (Rutilo – R), com baixas proporções de

minerais de argila Muscovita (M), Caulinita (K), interestratificado Muscovita-Illita (M/I) e Illita (I). Esta composição mineralógica reflete as características do material de origem e mantidas devido à variação do nível piezométrico do lençol freático, já a predominância dos minerais primários em relação aos minerais de argila (minerais secundários), é devido às condições periódicas de hidromorfismo e ao reduzido grau de pedogênese do solo que limitam a conversão de minerais primários em minerais secundários. Não obstante, a densidade real do solo apresenta-se compatível com a constituição mineralógica encontrada na área de estudo, predominância de minerais primários, com destaque para o Quartzo.

Verifica-se, ainda que tanto a velocidade básica de infiltração quanto a condutividade hidráulica do solo na área de estudo, representadas pelo modelo não linear tipo potência, são altas. Dessa forma, pode-se afirmar que a taxa de infiltração não é proporcional ao teor de umidade representado pelo nível do lençol freático próximo a superfície do solo no mês de setembro em relação a abril. Portanto, quanto maior o teor de umidade no solo, menor será a taxa de infiltração, em virtude da elevada saturação no solo, que aumentará a condutividade hidráulica, devido os baixos teores de matéria orgânica e minerais de argilas do tipo 2:1 presentes na área de estudo, que reduzirá a permeabilidade do solo.

O nível piezométrico não acompanha de forma equivalente a descida do nível do rio, ocorrendo uma descida retardatária do lençol freático, provocando mudanças na mecânica do solo e originando o movimento de massa do tipo escorregamento rotacional. Além disso, observa-se que o nível piezométrico tende acompanhar a topografia do terreno durante o período da vazante (outubro e novembro), os perfis dos barrancos ficam totalmente emersos, sendo submetidos a atividades convectivas (chuvas) na área de estudo, facilitando o desencadeamento do movimento de massa do tipo escorregamento rotacional.

Sob condições pluviométricas mais intensas, apresentadas durante o período mais chuvoso (fev./mar. de 2011), foi observada reduzida mobilização de material das margens, enquanto o período de baixas condições pluviométricas (set./out. de 2011) registrou-se grande mobilização de solo. Isso pode ser explicado pelo fato de que nos

meses de fevereiro e março de 2011, a cota do rio Solimões encontrava-se no período de elevação, momento em que o barranco estava parcialmente saturado com água e sob a atuação do movimento de massa (queda em bloco). Em contrapartida, nos respectivos meses (set./out. de 2011), a cota do rio encontrava-se a jusante do barranco, momento em que o pacote sedimentar estava totalmente emerso, sem nenhuma sustentação da pressão da água do rio.

Além desses respectivos meses citados acima de extrema atividade pluviométrica, foi observado também que os meses de maio a agosto o nível da cota do rio se encontrava bem próximo a superfície do solo, período em que o pacote sedimentar estava apoiado pela atuação da pressão da água do rio, não havendo ocorrência nesse período de movimentos de massa.

Conclui-se que a pesquisa realizada neste trabalho esclareceu que as Terras Caídas, além de ser uma terminologia regional, é um processo natural que corresponde a distintos movimentos de massa, dentre eles, o escorregamento rotacional e a queda em bloco, agindo em diferentes períodos do rio (cheia e vazante). Entretanto, a erosão fluvial atua somente como um dos fatores no processo de Terras Caídas, agindo no auxílio do movimento de massa tipo queda em bloco.

A ocorrência do processo de Terras Caídas independe da forma das margens do rio e do tipo de unidade geomorfológica, pois o principal fator para determinar esse processo é a susceptibilidade do solo, cujas variáveis física, química, mineralógica e hidráulica alteram e modificam o comportamento físico e mecânico do solo, causando a instabilidade do barranco e gerando, assim, distintos tipos de movimentos de massa.

Em síntese, a comunidade do Divino Espírito Santo, encontra-se numa área de risco natural, susceptível ao processo de Terras Caídas. As cinco cicatrizes existentes nessa área, expandem-se em velocidades diferentes (variando de 7,44 m/ano a 3,25 m/ano), com média de 5 m/ano. Desta forma, se as condições naturais e processos se mantiverem como os atuais, em cerca de 76 anos o lago do Iranduba poderá vir a se integrar ao rio Solimões e conseqüentemente a comunidade necessite ser deslocada para uma área mais segura.

REFERÊNCIAS

ALFAIA, S.S.; NEVES, A.L.; RIBEIRO, G. de A.R.; FAJARDO, J.D.V.; UGUEN, K.; AYRES, M.I. da C. Características Químicas dos solos de várzea em diversos sistemas de uso da terra ao longo da calha dos rios Solimões-Amazonas. In: NODA, S. do N. (Org.). **Agricultura familiar na Amazônia das águas**. Manaus: EDUA, 2007.

AMARAL, C.P. **Escorregamentos em Encostas no Rio de Janeiro: Inventário, Condicionantes Geológicos e Programa para Redução dos Acidentes Associados**. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Faculdade de Engenharia, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1996.

AMARAL, C.; FEIJÓ, L.R. Aspectos ambientais dos escorregamentos em áreas urbanas: GUERRA, A.J.T; CUNHA, S.B, da. (Org.). **Impactos ambientais urbanos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004.

APOLUCENO NETO, A. F; TSUBONE, K. A descoberta de petróleo do rio Urucu, Bacia do Solimões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1988, Belém. **Anais**. Belém: SBG, 1988, p. 2416-2427.

ASHBRIDGE, D. Process of river bank erosion and their contribution to the suspended sediment load of the river Culm, Devon. **Sediment and water quality in river catchments**. 4. ed. A.M. Gurnell and B. W. Webb :I.D.L. Foster, 1995.

BAVER, L.D. **Soil Physics**. 3. ed. John Wiley e Sons, New York, 1956.

BAVER, L.D.; GARDNER, W.H.; GARDNER, W.R. **Física de suelos**. México: Hispano-Americana, 1973.

BERTOLLO, R.M.S. **Navegação no Amazonas: um estudo sobre os naufrágios e as leis de Manaus**. Dissertação (Mestrado em Sociedade e Cultura na Amazônia), Faculdade de Ciências Humanas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus-AM, 2003.

BETSON, R.P. What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*, v.69, n.8, p.1541-1552, 1964. Disponível em: www.webartigos.com/articles/46462/1/Taxa-ou-capacidade-de-infiltracao. Acesso em: 28 março. 2011.

BIGARELLA, J.J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 2003.

BOHRER, C.B.A.; GONÇALVES, L.M.C. **Vegetação**. In: INSTITUTO BRASILEIRO GEOGRAFIA ESTATÍSTICA DO BRASIL. **Geografia do Brasil: Região Norte**. Rio de Janeiro: Diretoria de Geociências, 1991.

BOHN, C.C. **Guide for fabricating and installing shallow ground water observation Wells**. Research Note RMRS- RN 9, USDA Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 2001, 5p. Disponível em: < http://www.fs.fed.us/rm/pubs/rmrs_rn009.pdf>. Acesso em: 10 março. 2011.

BOSCOV, M.E.G. **Geotécnica ambiental**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

BUSSAB, W.O. MORETTIN, P.A. **Estatística Básica**. São Paulo: Saraiva, 2004.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL**: folha SA 21-Santarém. Geomorfologia. Rio de Janeiro, [S.n]: 1976. (Levantamento de Recursos Naturais, 21).

_____. _____. _____. **Projeto RADAMBRASIL**: folha SA 20-Manaus. Geomorfologia. Rio de Janeiro, [S.n]: 1978. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).

BRADY, N.C. **Natureza e propriedade dos solos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989.

BRANDÃO, V.S.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. 2. ed. Viçosa: UFV, 2003.

CARNEIRO, D. S. **Morfodinâmica fluvial do rio Solimões, trecho Tabatinga a Benjamin Constant-AM e suas implicações para o ordenamento territorial**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói- RJ, 2009.

CARVALHO, A.C; LIMA, T.R.; ASSUNÇÃO, A.G. de; LINHARES, D.P.; ARAÚJO, J.A.; LOBATO, L.C.H.; SILVA, J.M. da; NUNES, D.D. **Análise das propriedades físicas e químicas em NEOSSOLOS Flúvicos do Baixo rio Madeira**. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC, 56. **Anais**. Cuiabá, MT - Julho, 2004.

CARVALHO, J. A. L. **Terras caídas e conseqüências sociais: Costa do Miracauera – Paraná da Trindade, Município de Itacoatiara – AM, Brasil.** Dissertação (Mestrado em Sociedade e Cultura na Amazônia), Faculdade de Ciências Humanas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus-AM, 2006.

COELHO NETTO, A.L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

COELHO NETTO, A.L.; AVELAR, A.S. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S. B. (orgs.). **Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações.** 2ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (ORG) 3º edição. Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1998.

COLÂNGELO, A.A. **Movimentos de Massa e Evolução Geomorfológico das Vertentes Marginais no Lago de Barragem de Paraíba, Município de Paraínuna-SP.** Dissertação (Mestrado em Geografia), Faculdade de Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1990.

COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; FERREIRA JÚNIOR, C.R.P., BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L.; FERNANDES, J.M.G. Neotectônica da Região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Revista GEONOMOS**, Belo Horizonte, v. 2, n. 2, jan./jun. 1996.

COMASTRI, J.A; JUNIOR, J.G. **Topografia Aplicada: Medição, Divisão e Demarcação.** 2. ed. Viçosa, Minas Gerais: UFV, 1998.

CUNHA, M.A. (Coord). **Ocupação em Encosta.** São Paulo: IPT, 1991.

CUNHA, S.B. **Geomorfologia Fluvial.** São Paulo: Bertrand Brasil, 1995.

CUNHA, F.M.B., APPI, V.T. **Controle geológico na definição de grandes domínios ambientais na planície Amazônica.** Rio de Janeiro: [S.n], 1990. (Boletim de Geociências da Petrobrás).

CRUZ, O. **A serra do mar e o litoral na área de Caraguatatuba: Contribuição à Geomorfologia Tropical Litorânea.** São Paulo: IGEO/USP, 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial.** O canal Fluvial. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1981.

DIAS JR., M.S; PIERCE, F.J. O processo de compactação do solo e sua modelagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.20, p. 175-182, 1996.

D' ANTONA, R.J.G.; REIS, N.J.; MAIA, A.M.M.; ROSA, S.F.; NAVA, D.B. In: **Projeto Materiais de Construção na Área Manacapuru – Iranduba – Manaus – Careiro (Domínio Baixo Solimões).** Manaus: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2007.

DZYALOSHINSKII, I.E.; LIFSHITZ, E.M; PITAEVSKII, L.P. The general theory of van der waals forces. **Advances in Physics**, v.10, issue 38, p.165-209, 1961.

EIRAS J.F.; BECKER, C.R.; SOUZA, E.M.; GONZAGA, J.E.F.; SILVA, L.M.; DANIEL, L.M.F.; MATSUDA, N.S.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências de Petróleo Brasileiro S.A**, Rio de Janeiro, n.8, v.1, p.17-45, 1994.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Manual de Métodos de Análise de Solo.** Rio de Janeiro: SNLCS, 1979.

EMBRAPA - Centro Nacional de Pesquisas de solos. **Manual de métodos de análise de solo.** 2ª ed. Rio de Janeiro, 1997.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** Brasília: Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.

EXSUDATO. In: GOULART, L.H.S.D. **Dicionário do Agrônomo.** Porto Alegre: RIGEL, 1991. P. 73.

KIEHL, E. J. **Manual de Edafologia, Relação solo - planta.** São Paulo: Agronômica Ceres, 1979.

FAJARDO, J.D.V.; FERREIRA, S.J.F.; MIRANDA, S.Á.F.; FILHO, A. de O.M. Características hidrológicas do solo saturado na Reserva Florestal Adolpho Ducke – Amazônia Central. **Revista Árvore**, v. 34, n. 4, p. 677-684, 2010.

FERNANDEZ, O.V.Q. **Mudanças no canal fluvial do Rio Paraná e processos de erosão nas margens: região de Porto Rico-PR**. Dissertação (Mestrado em Geociências), Faculdade de Geociências, Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho” – UNESP, Campus de Rio Claro-SP, 1990.

FERNANDES, N.F. **Hidrologia Subsuperficial e Propriedades Físico-Mecânicas dos "Complexos de Rampa"**. Dissertação (Mestrado em Geologia), Faculdade de Ciências Exatas, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1990.

FERNANDES, N.F.; AMARAL, C.P. Movimentos de Massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S. B. (Orgs.). **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.

FERNANDES, N.F.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T.; VIEIRA, B.C.; MONTGMOERY, D.R.; GREENBERG, H. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **Revista Catena: interdisciplinary journal of Soil Science**. n. 5, 2004.

FERREIRA, M.M.; JÚNIOR, M.S.D.; MESQUITA, M. da G.F.M.; ALVES, E.A.B.F. **Física do solo**. Lavras: UFLA, 2003.

FILIZOLA, N. **O fluxo de Sedimentos em Suspensão nos Rios da Bacia Amazônica Brasileira**. Brasília: Agencia Nacional de Energia Elétrica – ANEEL, 1999.

FILIZOLA N.; GUYOT, J.L.; MOLINIER, M.; GUIMARÃES, V.S.; OLIVEIRA, E.; FREITAS M.A.V. Caracterização hidrológica da Bacia Amazônica. In: RIVAS, A.; FREITAS, C. (Orgs.). **Amazônia - Uma perspectiva interdisciplinar**. Manaus: Agência Nacional de Energia Elétrica, 2002.

FILIZOLA, N.; SILVA, A.V.; SANTOS, A.M.C. dos; OLIVEIRA, M.A. Cheias e Secas na Amazônia: breve abordagem de um contraste na maior bacia hidrográfica do globo. **Revista T&C Amazônia**, Manaus, v. 9, n. 6, ago. 2006.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. **Clima da Amazônia**. Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, 1999. Disponível em: < [http:// www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br). Acesso em: 19 Jan. 2011.

FUSARO, T.C. **Estabelecimento estatístico de valores de controle para a instrumentação de barragens de terra: estudo de casos das barragens de Emborcação e Piau**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Geotécnica), Faculdade de Engenharia, Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP, Ouro Preto – MG, 2007.

FRANZINELLI, H.; IGREJA, H. Occurrence of landslides in the valley of Solimões-Amazon river and its tributaries, causes of formation and environmental implication. In: Joint meeting of ICSU Dark Nature and IGCP 490. Holocene Environmental Catastrophes in South America, from the lowlands to the Andes, 3, Córdoba, Argentina. **Anais**. 2005.

FREITAS, F.T. **Análise multitemporal da modalidade erosiva do tipo “Terra Caída” na região do Médio Solimões – Coari/AM**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Faculdade de Ciências Humanas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus-AM, 2009.

GONÇALVES, L.F.H.; GUERRA, A.J.T. Movimentos de massa na cidade de Petrópolis (Rio de Janeiro): GUERRA, A.J.T; CUNHA, S.B, da. (Orgs.). **Impactos ambientais urbanos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004.

GUERRA, A.T. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 8. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993.

GUERRA, A.J.T. Processos Erosivos nas Encostas. In: GUERRA, A.J.T, CUNHA, S.B. (Orgs.). **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

GUIMARÃES, R.F.; VIEIRA, B.C.; GOMES, A.T.; FERNANDES, N.F. Avaliação de Parâmetros Morfológicos das cicatrizes dos escorregamentos da bacia do rio Quitite (RJ). In: **GEOSUL Especial II SINAGEO**. Florianópolis: EDUFSC, 1998.

GRIBBIN, J.B. **Introdução a Hidráulica e Gestão das Águas Pluviais**. São Paulo: Cengage Learning, 2009.

HORBE, A.M.C.; PAIVA, M.R.P.; MOTTA, M.B.; HORBE, M.A. Mineralogia e geoquímica dos perfis sobre sedimentos neógenos e quaternários da bacia do Solimões na região de Coari – AM. **Revista Acta Amazonica**, Manaus, v. 37, n. 1, jan./mar. 2007.

HOREL, J.D.; HAHMANN, A.N.; GEISLER, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1388-1403, nov. 1989.

IRIONDO, M.H. Geomorfologia da planície Amazônica. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO QUATERNÁRIO, 4. 1982, São Paulo. **Anais**. São Paulo, 1982.

JUNK, W.J. As águas da região Amazônica. In: SALATI, E.; JUNK, W.J.; SHUBART, H.O.; OLIVEIRA, A.E. **Amazônia; desenvolvimento, integração, ecologia**. São Paulo: Brasiliense/CNPq, 1983.

KIEHL, E.J. **Manual de Edafologia, Relações solo - planta**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1979.

KOHNKEL, H. **Soil Physics**. New York: McGraw-Hill, Inc., 1968.

LACERDA, W.A. Stability of natural slopes along the tropical coast of Brasil. In: ALMEIDA; M. **Recent developments in soil and pavement mechanics**. Brookfield: A. A. Balkema, 1997.

LACERDA, W.A.; SANDRONI, S.S. Movimentos de Massa Coluviais. In: MESA REDONDA SOBRE ASPECTOS GEOTÉCNICOS, 1985, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: Clube de Engenharia, 1985, p. 1-19.

LATRUBESSE, E., FRANZINELLI, E. **The holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil**. *Geomorphology*, v. 44, p. 241-57, 2002.

LIMA, M.S.B. **Movimentos de Massa nos Barrancos do Rio Acre e implicações sócio-econômicas na área urbana de Rio Branco/Acre**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 1998.

LIMA, H.D.; MELLO, J.W.V.; SCHAEFER, C.E.R.G.; KER, J.C. Dinâmica da mobilização de elementos em solos da Amazônia submetidos à inundação. **Acta Amazônica**, v. 35, p. 317-330, 2005.

LIMA, E.; MELLO, J.W.V.; SCHAEFER, C.E.G.R.; KER, J.C.; LIMA, M.N. Mineralogia e Química de três solos de uma topossequência da bacia sedimentar do Alto Solimões, Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, p. 59-68, 2006.

LIMA, H.N.; TEIXEIRA, W.G.; SOUZA, K.W. Os solos da paisagem da várzea com ênfase no trecho entre Coari e Manaus. In: FRAXE, T.J.P.; PEREIRA, H.S.; WITKOSKI, A.C. (Orgs). **Comunidades Ribeirinhas Amazônicas: Modos de vida e uso dos recursos naturais**. Manaus: Universidade do Federal do Amazonas, 2007.

MACHADO, R.L.T.; TURATTI, A.L.; MACHADO, A.L.T.; ALONÇO, A.S.; REIS, Â.V. Estudo de Parâmetros Físicos em solo de várzea, antes e depois escarificação. Pelotas-RS (Brasil). **Revista Brasileira de Agrociência**. Pelotas, v. 2, n. 3, set./dez. 1996.

MAGALHÃES, C.R.; OLIVEIRA, E.G.; ALBUQUERQUE, A.R.C. Análise Temporal de Erosão de Margem a partir do sensoriamento remoto na comunidade do Divino Espírito Santo – Iranduba - Am (BR) no período de 1999 e 2009. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ORGANIZAÇÃO DO ESPAÇO E X SEMINÁRIO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNESP, RIO CLARO, 1, 2010. Rio Claro – SP. **Anais**. Rio Claro – SP: UNESP, 2010.

MAGALHÃES, R.C; ALBUQUERQUE, A.R. da C.; OLIVEIRA, E.G. de. AQUINO, R.N. de A. Análise Geográfica sobre erosão de margens e Movimentos de Massa na comunidade do Divino E. Santo – AM (Brasil). In: ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DA AMÉRICA LATINA – EGAL UCR, 13, 2011, Costa Rica. **Anais**. 2011.

MARTINS, J.A. Escoamento Superficial. In: PINTO, S. de L.N. (Org.). **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blucher, 1976.

MOLINARI, C.D. **Dinâmica erosiva em cicatrizes de movimento de massa – Presidente Figueiredo (Amazonas)**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2007.

MOREIRA, E. **Amazônia: o conceito e a paisagem**. Belém: CNP-INPA, 1958.

MOTA, I.S.A. **Avaliação da erosão marginal e transporte de sedimentos na sub-bacia do Riacho Fundo – Distrito Federal**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2001.

NEVES JUNIOR, A.F. **Avaliação de qualidade física de solos em pastagens degradadas da Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Agronomia), Faculdade de Agronomia, Universidade de São Paulo – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, 2005.

NIMER, E. Clima. In: INSTITUTO BRASILEIRO GEOGRAFIA ESTATÍSTICA DO BRASIL. **Geografia do Brasil: Região norte**. Rio de Janeiro: Diretoria de Geociências, 1991.

NOGUEIRA, R.J.B. **Amazonas: um Estado ribeirinho**. Manaus: EDUA, 1999.

PAIXÃO, F.J.R.; ANDRADE, A.R.S.; AZEVEDO, C.A.V.; SILVA, J.M.; COSTA, T.L.; FEITOSA, R.M. Estimativa da Infiltração da água no solo através de modelos empíricos e funções não lineares. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 5, n. 1, jan./jun. 2004.

PINTO, N.L. de S. Águas subterrâneas. In: PINTO, N.L. de S. (Org.). **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgar Blucher, 1976.

PORTUGAL, A.F. **Geoambientes de terra firme várzea da Região do Juruá, Noroeste do Acre**. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição em Plantas), Faculdade de Agronomia, Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais, 2009.

PRIMAVESI, A. **Manejo ecológico do solo: agricultura em regiões tropicais**. 9. ed. São Paulo: Nobel, 1988.

PRUSKI, F.F.; VENDRAME, V.; OLIVEIRA, E.F.; BALBINO, L.C.; FERREIRA, P.A.; WERLANG, L.; CARVALHO, L.T. Infiltração da água num Latossolo Roxo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.32, n. 1, p. 77-84, 1997.

RAMOS, G.J.A.; DIAS, H.C.T.; MAFFIA, V.P.; SILVA, W.A. de S. Monitoramento do nível do lençol freático do Rio Gualaxo do Norte, Mariana, MG. In: SEMINÁRIO DE RECURSOS HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARAÍBA DO SUL: recuperação de áreas degradadas, serviços ambientais e sustentabilidade, 2, 2009, Taubaté. **Anais**. São Paulo: IPABHI, 2009.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole, 1990.

RITTER, D.F.; KOHEL, R.C.; MILLER, J.R. **Process Geomorphology**. 4. ed. New York: Mc Graw Hill, 2002.

RIVA, R.D.D. **Densidade, porosidade, resistência à penetração e retenção de água em resposta ao arranjo e morfometria de partículas de fração areia**. Tese

(Doutorado em Solos e Nutrição em Plantas), Faculdade de Agronomia, Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais, 2005.

RIZZO, S.M. **Instrumentação e Monitoramento das Escavações da Área de Rejeito de Bauxita ARB**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Faculdade de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2007.

SALATI, E.; SHUBART, H.O.; JUNK, W.J.; OLIVEIRA, A.E. **Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia**. São Paulo: Brasiliense, 1983.

SALES, V.C. **Geografia, Sistemas e Análise Ambiental: abordagem crítica**. São Paulo: GEOUSP-Espaço e Tempo, 2004.

SELBY, M.J. **Hillslope Materials & Processes**. New York: Oxford University Press, 1990.

SIOLI, H. **Amazônia - Fundamentos de ecologia da maior região de florestas tropicais**. Petrópolis: Vozes, 1985.

SILVA, A.C.; TORRADO, P.V. JUNIOR, J. de S.A. Métodos de quantificação da matéria orgânica do solo. **Revista Universidade Alfenas**. Alfenas, v. 5, n. 3, jan./jul. 1999.

SILVA, A.J.P. da; LOPES, R. da C.; VASCONCELOS, A.M.; BAHIA, R.B.C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003.

SILVA, C.L. da. **Análise da tectônica da Cenozóica da Região de Manaus e adjacências**. Tese (Doutorado em Geociências), Faculdade de Geociências, Universidade Estadual – UNESP, Rio Claro – SP, 2005.

SILVA, C.L.; ARAÚJO, R.L.C.; CARVALHO, J.S.; RIBEIRO, O.L.; ALBUQUERQUE, A.; FEITOZA, L.M. Geomorfologia e Geologia. In: CARVALHO, A. de S. **Relatório de impactos ambientais do empreendimento de travessia do rio Negro por ponte**. Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2007.

SILVEIRA, A.L. da; LOUZADA, J.A.; BELTRAME, L.F. Infiltração e armazenamento no solo. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. Porto Alegre: ABRH/EDUSP, 1993.

SOARES, L. C. Hidrografia. In: INSTITUTO BRASILEIRO GEOGRAFIA ESTATÍSTICA DO BRASIL. **Geografia do Brasil: Região Norte**. Rio de Janeiro: Diretoria de Geociências, 1989.

SOUZA, F.E.E; CORRÊA, G.T; DESTEFANI, E.V; TEIXEIRA, A.E; ROCHA, P.C.A Erosão Marginal a Jusante da barragem de Porto Primavera. In: WORKSHOP DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO ALTO RIO PARANÁ, 2, 2002, Maringá, PR. **Anais**. Maringá – PR: Eduem, 2002.

SUGUIO, K. **Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J.J. **Ambientes Fluviais**, 2. ed. Florianópolis: UFSC. – Universidade Federal do Paraná, 1990.

STALLARD, R.F; EDMOND, J.M. Geochemistry of the Amazon. 1. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved-load at the time of peak discharge. **Journal Of Geophysical Research-Oceans And Atmospheres**, n. 86, p. 9844-9858, 1981.

STERNBERG, H.O'.R. **A água e o homem na várzea do Careiro**. Belém: Museu Paraense Emilio Gueldi, 1998.

TEIXEIRA, S.G. Identificação de processos que atuam na dinâmica das margens de um trecho do sistema Solimões-Amazonas no período de 1990 a 2008. 2009. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, 2009, Manaus. **Anais**. 2009.

TOMÉ JR, J.B. **Manual para interpretação de análise de solo**. Guaíba – RS: Agropecuária, 1997.

TRICART, J.L.F. Tipos de Planícies Aluviais e de Leitos Aluviais da Amazônia brasileira. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 39, n. 2, abr./jun. 1977.

VARGAS, M. **Introdução à Mecânica dos Solos**: Mcgraw Hil do Brasil. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1977.

VIEIRA, A.F.G. **Desenvolvimento e distribuição de voçorocas em Manaus (AM): principais fatores controladores e impactos urbano-ambientais**. Tese (Doutorado

em Geografia), Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis: UFSC/CFH, 2008.

VICTORINO, D.R.; GEHLING, W.Y.Y.; RAMIRES, M.C.P. Piezômetro e Medidor de nível d'água em pistas experimentais da UFRGS. In: CONGRESSO REGIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA E TECNOLÓGICA - CRICTEC, 13, 2003, Itajaí-SC. **Anais**. 2003.

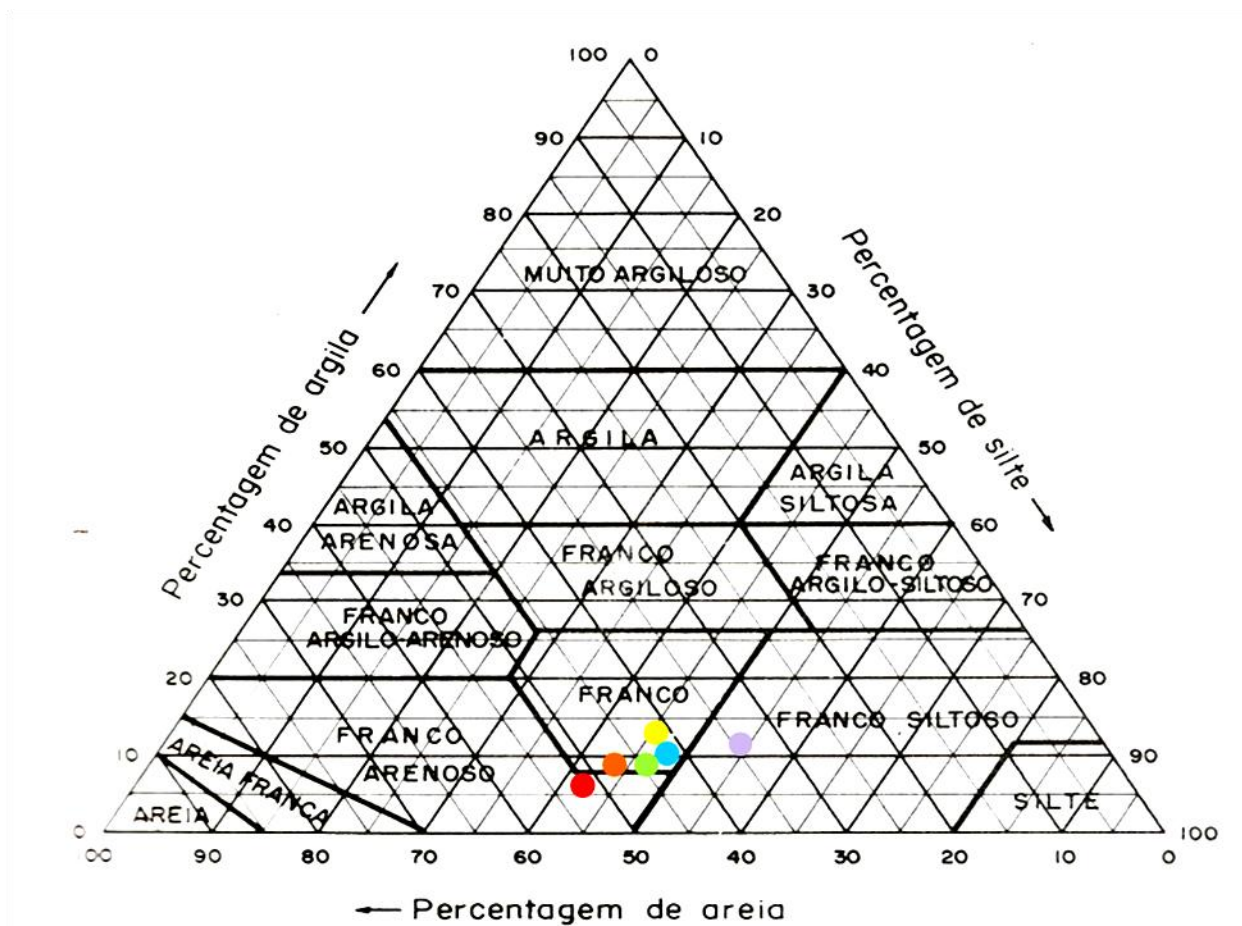
WANG, D.; YATES, S.R.; ERNST, F.F. Determining soil hydraulic properties using tension infiltrometers, time domain reflectometry, and tensiometers. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 62, n. 2, p. 318-325, 1998.

ZASLAVSKY, D.; SINAI, G. **Surface Hydrology: V. Insurface Transient Flow**. J. Hydraul. Div. ASCE. n. 107, 65-93, 1981.

ANEXOS

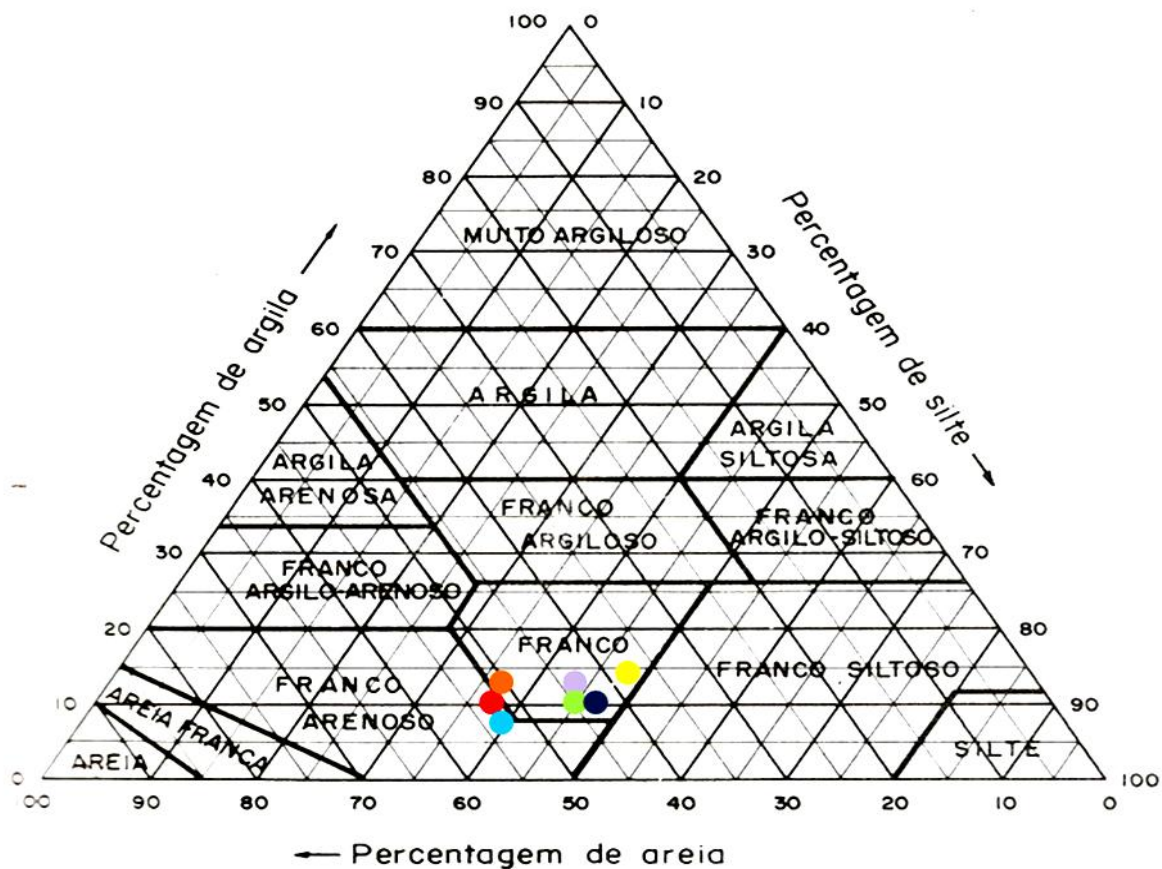
ANEXO 01

Classe textural – Perfil da margem



Cor	Profundidade (cm)	Classe textural
●	0 - 10	Franca
●	10 - 30	Franco-Arenosa
●	30 - 50	Franca
●	50 - 70	Franco-Siltosa
●	70 - 90	Franca
●	90 - 100	Franca

ANEXO 02
Classe textural – Perfil do pacote



Cor	Profundidade (cm)	Classe textural
●	0 - 10	Franco-Arenosa
●	10 - 50	Franco-Arenosa
●	50 - 110	Franca
●	110 - 160	Franca
●	160 - 210	Franca
●	210 - 260	Franca
●	260 - 310	Franca