



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“MORFOESTRATIGRAFIA HOLOCÊNICA DO SISTEMA FLÚVIO-
DELTÁICO DO RIO JARAUCU / BAIXO AMAZONAS”.**

TESE APRESENTADA POR

MÁRIO CARLOS HERMES NASCIMENTO

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação 20.04.1997

Comitê de Tese:


.....
LUIS ERCÍLIO DO CARMO FARIA JR (Orientador)


.....
MAÂMAR EL-ROBRINI


.....
MARIA THEREZA DA COSTA PROST

BELEM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA (CPGG)

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

“MORFOESTRATIGRAFIA HOLOCÊNICA DO SISTEMA FLÚVIO-DELTAÍCO
DO RIO JARAUÇU/BAIXO AMAZONAS”

AUTOR

GEOL. MÁRIO CARLOS HERMES NASCIMENTO

ORIENTADOR

PROF. DR. LUÍS ERCÍLIO DO CARMO FARIA JR.

BELÉM, 06 DE MAIO DE 1997



“Aos moradores ribeirinhos da zona do Baixo Amazonas, que mesmo com as dificuldades que passam no dia a dia, sempre são cordiais e prestativos, com aqueles que os procuram”.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço ao nosso "*Deus Eterno e Todo Poderoso*, pela ajuda na elaboração desse trabalho, dando-me tranquilidade nas horas de tomar decisões e, muita determinação. Adicionalmente, esse trabalho recebeu a colaboração de muitas pessoas, conforme a descrição abaixo.

A minha família, pelo incentivo demonstrado ao longo de toda minha vida acadêmica. Em especial, a minha namorada Kátia Sousa dos Santos.

Ao meu Orientador Prof. Dr. Luís Ercílio do Carmo Faria Jr., pelas contribuições valiosas para a execução desse trabalho e, acima de tudo por ter dado-me liberdade para decidir os objetivos da dissertação de mestrado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de mestrado, que possibilitou-me um suporte financeiro durante 30 meses.

Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, em nome do Prof. Dr. João Batista Sena Costa, pela liberação do B/M "Curupira", além da ajuda prestada nos trâmites dos processos para a liberação de recursos financeiros para as viagens de campo.

A Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, pela ajuda financeira cedida para as realizações das etapas de campo, no exercício do Ex-Coordenador Prof. Dr. Jean Michel Lafon, o qual foi muito prestativo com todas as nossas solicitações, ao Coordenador atual Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu e Vice-Coordenador Prof. Dr. Basile Kotschoubey. Em especial,

ao Prof. Dr. Mário Vicente Caputo pela sua intermediação para que os recursos financeiros para as viagens de campo fossem realizadas.

Ao Programa de Pesquisa e Ensino em Ciências do Mar (PROMAR/UFGA), em nome de seu Coordenador Msc. Amílcar Carvalho Mendes, e a Vice-Coordenadora e Doutoranda Odete Fátima Machado da Silveira, pela utilização de equipamentos como o testemunhador a vibração e outras ferramentas complementares, utilizadas durante todo o período da tese. Agradeço sinceramente, também, além dos coordenadores, todos os demais colegas promarianos, pela ajuda e descontração ao longo dos nove anos que passei junto dessas maravilhosas pessoas, onde aprendi muitas coisas, entre elas o respeito, a ética profissional e a amizade e, tenho essas pessoas como minha segunda família.

Meus sinceros agradecimentos aos técnicos: Augusto Sérgio Gomes Peres, Izabel Cristina Bergh Pereira e Eduardo da Silva Santos, e ao estagiário Lanusse Salim Rocha Tuma, do Laboratório do *Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia (CHSRA/SUDAM)*, os quais foram fundamentais para a elaboração do Mapa Geológico - Geomorfológico.

Durante as etapas de campo recebi a indispensável ajuda de profissionais como: os Geólogos Wagner José Pinheiro Costa e Paulo de Tarso Torres Khoury, ao funcionário do Centro de Geociências e responsável pelo B/M "Curupira", Artêmio Ferreira, além do estudante de graduação em Geologia Jorge Augusto Reis da Silva e, aos pilotos amazônicos Domingos Franco Gomes ("Tuica") e Albertino Conceição Trindade ("Mestre"), além do mateiro Raimundo Duarte do Nascimento ("Belterra").

Aos Msc. Pedro Walfir Martins Souza Filho e Amílcar Carvalho Mendes, pelas sugestões de cunho científico, durante a fase de confecção da tese.

Ao técnico do Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados (CG/UFGA), João Lopes Barbosa Filho, pelo auxílio durante a etapa laboratorial.

Ao Geólogo Marcelo Henrique Borges Leão, pela ajuda no setor de informática e fotografia dos testemunhos.

As secretárias do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG/UFGA), Glayds Pereira Pimentel, Nilza R. de Andrade Moreira e Maria da Silva Pinto, que contribuíram positivamente durante toda a minha estadia nesse curso.

Ao Prof. Phd Roberto Vizeu Lima Pinheiro do DG/UFGA, pelo auxílio prestado cordialmente na montagem do Abstract da tese.

Meus cordiais agradecimentos as colocações e sugestões referentes ao conteúdo da tese, enfatizadas pelos membros da Banca Examinadora: Prof. Dr. Maâmar EL-Robrini do Departamento de Geologia da UFGA e Dra. Maria Thereza da Costa Prost do Departamento de Ecologia do MPEG/CNPq.

Ao operador de maquina xerox Sr. José Joaquim Esteves, pela ajuda e amizade durante minha temporada na universidade.

Para finalizar, agradeço ao povo acolhedor do distrito de Porto de Moz, pela ajuda e descontração durante as etapas de campo.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE SÍMBOLOS	xi
RESUMO	01
ABSTRACT	03
1. INTRODUÇÃO	05
1.1 - OBJETIVOS	06
1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO	07
2. METODOLOGIA	11
2.1 - LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	11
2.2 - ELABORAÇÃO DA CARTA TEMÁTICA	11
2.3 - ATIVIDADES DE CAMPO	13
2.4 - ANÁLISES LABORATÓRIAS	17
2.4.1 - Processamento de Testemunhos	18
2.4.2 - Descrições Macroscópicas dos Testemunhos	19
2.4.3 - Análises Composicional e Granulométrica	20
3. ASPECTOS REGIONAIS	21
3.1 - CLIMA	21
3.2 - SOLOS	21
3.2.1 - Latossolo Amarelo	22
3.2.2 - Gleissolo	22
3.3 - VEGETAÇÃO	23
3.3.1 - Floresta Ombrófila Densa	23
3.3.2 - Formação Pioneira Aluvial	24
3.4 - MARÉS	25
3.5 - DESCARGA HÍDRICA	26
3.6 - TIPOS DE ÁGUAS DOS RIOS AMAZÔNICOS	27
3.7 - TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS	28
3.8 - GEOMORFOLOGIA	31

3.8.1 - Depressão da Amazônia Central	33
3.8.2 - Planície Amazônica	33
3.9 - GEOLOGIA	34
3.9.1 - Arcabouço Estrutural	34
3.9.2 - Estratigrafia	38
3.9.2.1 - Formação Alter do Chão	40
3.9.2.2 - Depósitos Quaternários	41
4. DELTAS DE DOMÍNIO FLUVIAL	42
4.1 - INTRODUÇÃO	42
4.2 - DEFINIÇÕES	42
4.3 - MECANISMOS CONTROLADORES	43
4.4 - CLASSIFICAÇÕES	46
4.5 - AMBIENTES DEPOSICIONAIS E FÁCIES	48
4.5.1 - Planície Deltáica	49
4.5.2 - Frente Deltáica	50
4.5.3 - Prodelta	51
5. GEOMORFOLOGIA	52
5.1 - INTRODUÇÃO	52
5.2 - PLANALTO TERCIÁRIO	55
5.2.1 - Serra do Tapará	55
5.3 - PLANÍCIE QUATERNÁRIA	56
5.3.1 - Planície Aluvial	57
5.3.1.1 - Canais Ativos	57
5.3.1.2 - "Levees"	60
5.3.1.3 - Linhas de Acreção	63
5.3.1.4 - "Crevasse Splays"	64
5.3.1.5 - Planície de Inundação	64
5.3.1.5.1 - Lagos e Paleolagos	66
5.3.1.6 - Paleofuros	67
5.3.2 - Planície Deltáica	68
5.3.2.1 - Canal Distributário Central	69

5.3.2.2 - Paleocanais Distributários	70
5.3.2.2.1 - Barra em Pontal	70
5.3.2.3 - Planícies Interdistributárias	72
5.3.3 - Frente Deltáica	73
5.3.3.1 - Barras de Desembocadura	73
5.3.3.2 - Ilhas	74
5.4 - CONCLUSÕES	75
6. ESTRATIGRAFIA	82
6.1 - INTRODUÇÃO	82
6.2 - UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS	86
6.2.1 - “Levee”	86
6.2.2 - Baía de Inundação	90
6.2.2.1 - Fácies Siltosa Orgânica	90
6.2.2.2 - Fácies Siltosa Mosqueada	97
6.2.3 - Paleofuro	97
6.2.3.1 - Fácies Arenosa	98
6.2.3.2 - Fácies Arenosa Mosqueada	98
6.2.4 - Pântano	100
6.2.5 - “Levee” Inativo	100
6.2.6 - Paleocanal Distributário	102
6.3 - UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	104
6.3.1 - Areia de Leque Aluvial	105
6.3.1.1 - Fácies Arenosa com Pelito	105
6.3.1.2 - Fácies Arenosa Maciça	105
6.3.2 - Areia e Silte de Planície de Inundação	107
6.4 - CONCLUSÕES	108
7. MODELO DEPOSICIONAL EVOLUTIVO DO SISTEMA FLÚVIO-DELTAÍCO	123
8. CONCLUSÕES	131
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	136
ANEXO: MAPA GEOLÓGICO - GEOMORFOLÓGICO	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figuras	P.
Figura 1.1 - Mapa de localização da área estudada	08
Figura 1.2 - Município de Porto de Moz, sede das etapas de campo	09
Figura 1.3 - Barco Motor "Curupira", utilizado nas etapas de campo	10
Figura 2.1 - Preparativos para a amostragem na Planície Aluvial	16
Figura 2.2 - Abertura de "picadas" na Planície Aluvial	17
Figura 2.3 - Etapa laboratorial, referente ao corte de testemunho	18
Figura 2.4 - Métodos de anotações para identificação de testemunho	19
Figura 3.1 - Gráfico da variação sazonal das águas do Rio Amazonas	22
Figura 3.2 - Principais formações vegetais que cercam a área estudada	24
Figura 3.3 - Gráfico da descarga média anual dos tributários do Rio Amazonas	30
Figura 3.4 - Mapa com as unidades morfológicas que cercam a área estudada	32
Figura 3.5 - Mapa com a localização da Bacia do Baixo Amazonas	35
Figura 3.6 - Mapa com as principais estruturas tectônicas da Bacia do Amazonas..	36
Figura 3.7 - Mapa com a junção triplice (R-R-T) para o Quaternário da Bacia do Amazonas	37
Figura 3.8 - Coluna estratigráfica da Bacia do Baixo Amazonas	38
Figura 3.9 - Mapa geológico de um trecho da Bacia do Baixo Amazonas	39
Figura 4.1 - Esquema arquitetural para o estudo comparativo dos deltas	44
Figura 4.2 - Fluxo hiperpicnal entre as águas do rio e da bacia receptora	46
Figura 4.3 - Classificação genética de deltas	47
Figura 4.4 - Classificação morfológica e estratigráfica de deltas	48
Figura 5.1 - Mapa Geológico do sistema flúvio-deltaico do Rio Jarauçu	53
Figura 5.2 - Destaque do Planalto Terciário e Planície Quaternária	56
Figura 5.3 - Esquema com os índices de sinuosidade do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui	59
Figura 5.4 - Vista de um trecho do Furo Aquiqui	61

Figura 5.5 - Imagem de satélite da porção central da área estudada	62
Figura 5.6 - Imagem de satélite da porção sul da área estudada	65
Figura 5.7 - Imagem de satélite mostrando um trecho da planície deltáica do sistema flúvio-deltáico do Rio Jarauçu	69
Figura 5.8 - Detalhe da planície deltáica e frente deltáica do sistema fluvio-deltáico do Rio Jarauçu	71
Figura 5.9 - Conjunto de pequenas ilhas no domínio da frente deltáica	74
Figura 6.1 - Mapa do posicionamento das 24 amostragens por testemunhos	84
Figura 6.2 - Coluna morfoestratigráfica holocênica local do sistema flúvio-deltáico do Rio Jarauçu	85
Figura 6.3 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-16	87
Figura 6.4 - Classificação dos Sedimentos segundo FOLK (1974)	89
Figura 6.5 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-04	92
Figura 6.6 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-06	93
Figura 6.7 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-13	94
Figura 6.8 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-15	95
Figura 6.9 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-11	96
Figura 6.10 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-02	99
Figura 6.11 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-03	101
Figura 6.12 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-10	103
Figura 6.13 - Sequência do testemunho do ponto DRJ-01	106
Figura 6.14 - Mapa de localização dos Transects 1,2,3 e 4	109
Figura 6.15 - Transect-1: seção estratigráfica N-S da Planície Aluvial	110
Figura 6.16 - Transect-2: seção estratigráfica da Planície Aluvial	113
Figura 6.17 - Transect-3: seção estratigráfica da Planície Aluvial	116
Figura 6.18 - Transect-4: seção estratigráfica das planícies Aluvial e Deltáica	120
Figura 6.19 - Bloco diagrama com a sequência estratigráfica da Planície Aluvial	121
Figura 6.20 - Bloco diagrama com a sequência estratigráfica da Planície Deltáica	122
Figura 7.1 - Modelo deposicional e evolutivo do Sistema Flúvio-Deltáico	130

Tabelas

Tabela 2.1 - Dados complementares do mapa de amostragem	15
Tabela 5.1 - Padrão geomorfológico do sistema flúvio-deltáico do Rio Jaraçu	54
Tabela 6.1 - Principais características das unidades morfoestratigráficas	88
Tabela 6.2 - Análises do padrão granulométrico e classificação litológica	90
Tabela 6.3 - Principais características das unidades estratigráficas	104

LISTA DE SÍMBOLOS

LEGENDAS



Areia



Silte



Argila



Areia com Seixos



Seixos Argilosos



Acamamento de Frag.
Orgânicos Compactado

CONVENÇÕES



Lente Ondulada



Lente Subhorizontada



Concreções Ferruginosas



Fragmentos de Sementes



Fragmetos de Raízes



Acamamento Orgânico



Bioturbação



Fragmentos de Tronco
e Galho



Estratificação Rítmica



Estrutura de Sobrecarga

RESUMO

A área estudada no Sistema Flúvio-Deltaico do Rio Jarauçu abrange aproximadamente 371km², correspondendo a um trecho da Planície Amazônica dentro da Bacia do Baixo Amazonas. Essa bacia abrange uma extensão aproximada de 500.000 km², está localizada na porção setentrional do território brasileiro, e encontra-se individualizada das demais bacias que compõem a Bacia Intracratônica do Amazonas, à leste pelo Arco de Gurupá e à oeste pelo Alto de Monte Alegre.

Na análise do padrão geomorfológico geral da área estudada foi possível individualizar duas províncias denominadas de Planalto Terciário e Planície Quaternária, a partir da integração das informações obtidas da imagem de Radar da década de 70 (Banda X) na escala 1:100.000 e cenas de TM do satélite LANDSAT-5, de 1991 (composição colorida 5R 4G 3B), em escala aproximada de 1:50.000.

O Planalto Terciário corresponde a uma pequena porção da borda da Depressão da Amazônia Central. É o nível topográfico mais elevado da área estudada, sendo composto apenas pela unidade Serra do Tapará.

A Planície Quaternária corresponde a uma área relativamente baixa e plana, sendo constituída pelas seguintes unidades 1) Planície Aluvial, representada pelos canais ativos, paleofuros, "levees", "crevasse splays" e pela planície de inundação, 2) Planície Deltaica, correspondendo ao canal distributário central, paleocanais distributários e planícies interdistributárias, e 3) Frente Deltaica tem como constituintes, as barras de desembocadura e inúmeras ilhas.

O estudo da sequência estratigráfica do Sistema Flúvio-Deltaico permitiu caracterizar seis Unidades Morfoestratigráficas ("levee", baía de inundação, paleofuros, "levee"

inativo, pântano e paleocanais distributários) e apenas duas Unidades Estratigráficas (areia de leque aluvial e areia e silte de planície de inundação).

Com a interpretação conjunta dos dados de geomorfologia e estratigrafia foi possível elaborar seções estratigráficas e confeccionar um modelo deposicional evolutivo para a área estudada, a qual é completamente controlada pelas sucessivas subidas e descidas do nível dos rios Amazonas e Xingu, associados às oscilações do nível relativo do mar ocorridas durante o Holoceno.

O máximo da Transgressão Holocênica (aproximadamente 5.100 anos A.P.), influenciou possivelmente a elevação do nível das águas dos rios Amazonas e Xingu, gerando a formação de terraços nas bordas do Planalto Terciário. Com a subsequente descida das águas nesses rios, o planalto sofreu erosão, formando os leques aluviais coalescentes, depositados no sopé deste. Nesse mesmo período ocorreu a deposição da intercalação rítmica de estratos arenosos e siltosos na planície de inundação, influenciada pelas marés e variações sazonais no clima e acompanhada pelo processo de subsidência relacionados aos eventos neotectônicos regionais.

A sequência sedimentar seguinte corresponde a uma espessa camada siltosa, rica em matéria orgânica, típica de bacia de inundação. Esses sedimentos progradaram no sentido oeste-leste formando a Planície Deltáica, iniciando, assim, a configuração do delta, dominado por processos fluviais e classificado como "Altamente Construtivo".

Alguns picos de subidas do nível das águas dos rios Amazonas e Xingu, associados com o suprimento de sedimentos oriundos dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui, foram fundamentais para a colmatagem dos furos e canais distributários. Este episódio reduziu a velocidade progradativa do delta, o qual, ainda, se mantém ativo, graças à contribuição sedimentar do canal distributário central.

ABSTRACT

The studied area, along the Jarauçu River Fluvio-Deltaic System, has about 371 km² and corresponds to part of the Amazon Plain in the Lower Amazon Basin. The basin covers an extension of about 500.000 Km², located in the Brazilian setentrional region, limited by the Gurupá Arch to the east and the Monte Alegre High towards west.

The analyses of the general geomorphological pattern, using integrated data from Radar images (1970, X band, 1:100.000) and LANDSAT-5 images (1991, 5R 4G 3B, 1:50.000), indicated the presence of two main provinces named Terciary Planalt and Quaternary Plain.

The Terciary Planalt corresponds to part of the *Depressão Amazônica Central*. It is the highest studied area, composed only by the *Serra do Tapará* unit.

The Quaternary Plain is a relatively low and flat area, constituted by the following units: 1) Alluvial Plain, represented by channels active, *paleofuros*, levees, crevasse splays and floodplain; 2) Delta Plain, corresponding to the central channel, distributary channel-fills and interdistributary plain; and 3) Front delta, formed by mouth bars and several islands.

The stratigraphic sequence studies of the Fluvio-Deltaic System shows six main morfostratigraphic units (levee, floodbasin, *paleofuro*, inactive levee, swamps and channel-fills) and only two stratigraphic units (alluvionar fan sands and floodplain sand and silt).

By the integrated interpretation of the data concerning the geomorphology and stratigraphy it was possible to elaborate stratigraphical sections and an evolutive depositional model to the studied area. It was suggested that the area was formed by subsequent high and lower Amazon and Xingu rivers levels influenced by changes in the sea level during the Holocene.

The highest point of the Holocene Transgression (approximated 5100 years B.P.), probably had influenced the Amazon and Xingu rivers levels, forming flats in the borders of the Tertiary Planalt. The subsequent river lower the planalts were eroded forming coalescents alluvial fans deposited along the planalt feet. On this period the sands and silt beds were deposited in rhythmic layers inside the floodplain, controlled by tides and climatic seasonal changes followed by subsidence associated to regional neotectonic episodes. The following sedimentary sequence corresponds to a thick silt layer, organic matter-rich, typical of the floodplain. These sediments prograded towards the east forming the Delta Plain, initiating the delta configuration, dominated by fluvial processes, being classified as "High Constructive".

Some of the highest sea levels along the regressive process, together with the sediment supply by the Jarauçu river and *Furo Aquiqui* associated with humid weather started in the Holocene, were responsible for the total *paleofuros* and channel-fills, reducing substantially the "progradative" deltaic velocity but is still active due to the sedimentary dischard of the central distributary channel.

1. INTRODUÇÃO

A Planície Amazônica é uma área particularmente importante para o estudo dos eventos sedimentares recentes, tendo em vista a gigantesca extensão de depósitos quaternários sob o domínio de processos fluviais. Os sedimentos que são depositados na Planície Amazônica são, em maior parte oriundos da erosão das montanhas Andinas e dos escudos das Guianas e Brasileiro (IRION et al., 1993).

Dentro do contexto da Bacia Amazônica, ainda pouco se conhece sobre as características geomorfológicas e estratigráficas dos depósitos sedimentares holocênicos, que são muito importantes não somente na dedução dos tipos de ambientes deposicionais. Esses depósitos são muito importantes na formulação de modelos deposicionais para depósitos análogos antigos. A maioria dos trabalhos publicados até o presente citam estas áreas apenas como depósitos sedimentares continentais, constituídos predominantemente por cascalhos, areias, siltes e argilas inconsolidados (conhecidos por coluviões e aluviões), omitindo informações de um verdadeiro arsenal de eventos morfológicos, sedimentares e estratigráficos que foram estabelecidos a partir do Quaternário.

As oscilações climáticas, modificações das condições hidrodinâmicas, neotectônicas, aporte de sedimentos para as áreas baixas da Bacia do Amazonas, entre outros fatores são os responsáveis pela geração de muitos tipos de ambientes deposicionais de domínio do sistema fluvial, como por exemplo o ambiente deltáico continental. Este ambiente é comum no interior da Bacia do Amazonas, principalmente na foz dos principais afluentes do Rio Amazonas (por exemplo; delta da foz do Rio Tapajós) e, um caso muito particular, do delta progradando para o Rio Xingu (por exemplo; delta do Rio Jarauçu).

O conhecimento científico dos deltas holocênicos brasileiros estão restritos àqueles que ocorrem ao longo do litoral, tipicamente marinhos, como por exemplo os deltas da foz dos

rios Amazonas, Parnaíba, São Francisco e Doce, entre outros, sendo que os deltas continentais internos de domínio fluvial são quase que completamente desconhecidos.

O sistema deltáico, a nível internacional, é um dos sistemas deposicionais mais bem pesquisados no âmbito das geociências. O interesse das indústrias de petróleo, é muito grande, principalmente nos grandes deltas, como o Mississipi, Nilo, Reno e Ganges-Bramaputra, devido ser um sistema composto de várias armadilhas para à acumulação de petróleo (SILVA, 1991).

O presente trabalho contém informações inéditas a respeito do comportamento deposicional do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu, desenvolvido no decorrer do Holoceno. Com base nas análises da Morfoestratigrafia e Geomorfologia das unidades Planície Aluvial, Planície Deltáica e Frente Deltáica, foi elaborado um modelo deposicional evolutivo para esse sistema.

1.1. OBJETIVOS

A carência de um mapeamento de semi-detalhe em áreas de sedimentação quaternária continental, levou o autor dessa pesquisa a iniciar um estudo da geomorfologia e estratigrafia nos depósitos do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu.

Para que esses objetivos fossem alcançados, fez-se necessário o estudo dos seguintes parâmetros:

1 - Classificação do padrão geomorfológico, através da individualização dos seguintes componentes:

- Planície Aluvial: Representada pelos canais ativos, paleofuros, "levees", linhas de acreção, "crevasse splays" e planície de inundação (bacias de inundações: lagos, paleolagos e pântanos).

- Planície Deltáica: Refere-se ao canal distributário central, "levee", "crevasse splays", paleocanais distributários e as planícies interdistributárias (baías: pântanos e lagos).

- Frente Deltáica: Composta pelas barras de desembocadura e inúmeras ilhas.

2. Estabelecimento da morfoestratigrafia holocênica do Sistema Flúvio-Deltáico em Unidades Morfoestratigráficas e Unidades Estratigráficas, a partir da interpretação conjunta do conteúdo dos testemunhos coletados por "Vibracore" e "Pushcore".

3. Com o auxílio dos itens 1 e 2 foi possível a elaboração de Seções Estratigráficas, coluna morfoestratigráfica holocênica local e confecção de um modelo deposicional evolutivo para a área estudada.

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada está localizada na porção central do Estado do Pará, na região do Baixo Amazonas, mais precisamente, às proximidades da foz do Rio Xingu, quase frontal ao Município de Porto de Moz (Figura 1.1). Esta limitada entre os paralelos $01^{\circ} 43' 00''$ S e $01^{\circ} 58' 00''$ S e meridianos $52^{\circ} 14' 30''$ WGr e $52^{\circ} 27' 30''$ WGr. Apresenta um formato, em planta, aproximadamente retangular, com maior comprimento na direção E - W e possui uma extensão em torno de 371Km^2 . Essa área está contida nas Folhas SA.22-V-D-I e IV (esc. 1:100.000) e cenas de Satélite LANDSAT-5 na órbita ponto 226.61E (esc. 1:250.000).

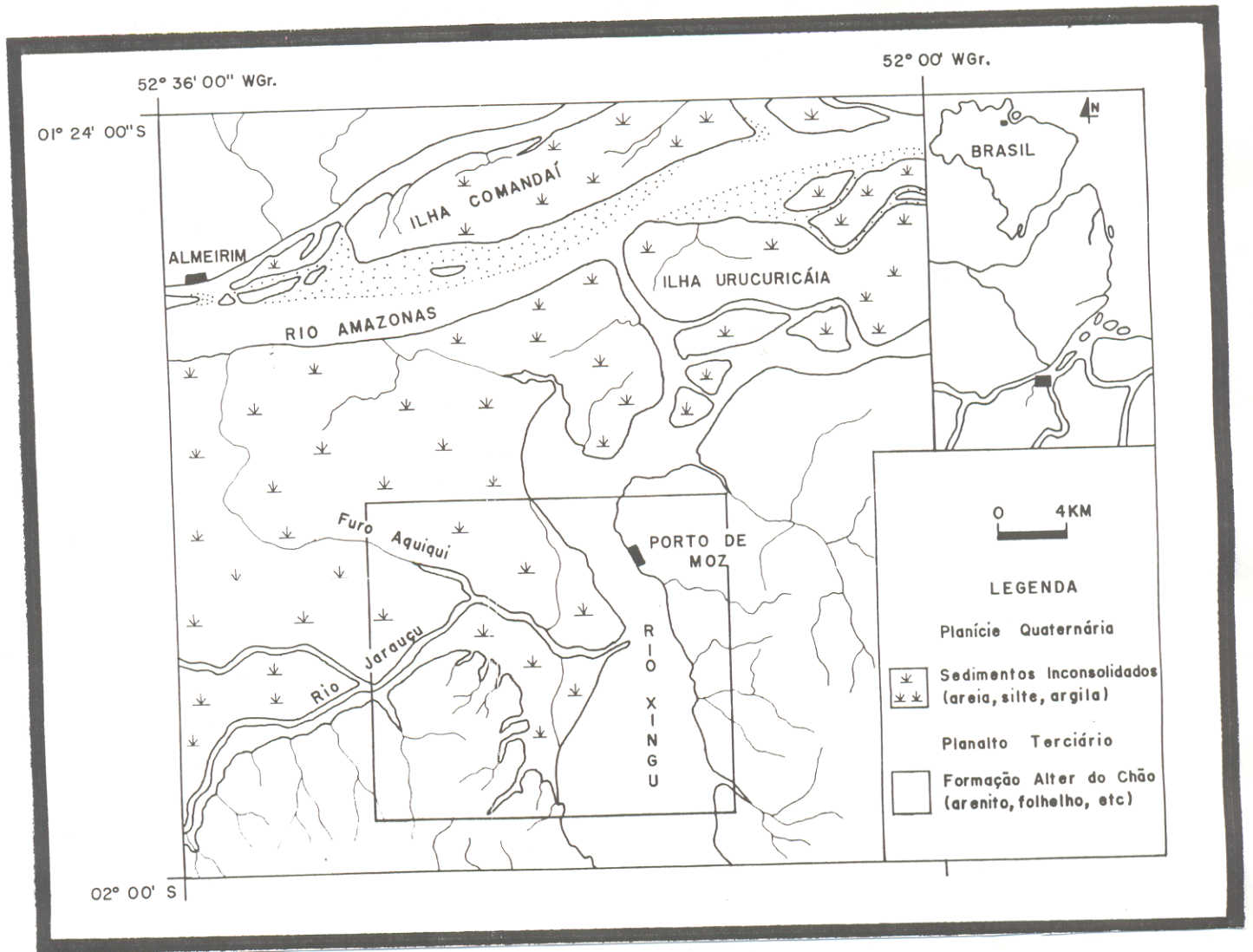


Figura 1.1: Localização da área estudada no contexto da Bacia do Baixo Amazonas. Modificado do DHN (1987).

O acesso ao Município de Porto de Moz (local que serviu de base para o desenvolvimento das etapas de campo) (Figura 1.2), foi feito exclusivamente por via fluvial, utilizando-se como transporte o B/M “Curupira” (Figura 1.3), pertencente ao Centro de Geociências da UFPA. O acesso pode ser feito, também, por aviões de pequeno porte, tendo em vista que o município dispõe de um pequeno e modesto aeroporto.



Figura 1.2: Município de Porto de Moz, localizado próximo à foz do Rio Xingu.

O trajeto da cidade de Belém até o Município de Porto de Moz teve a duração de aproximadamente 43 horas, percorrendo uma distância superior a 500km. Teve como hidrovias principais o Rio Pará, até a Região dos Estreitos de Breves (SW da Ilha de Marajó), seguindo-se pelo Rio Parauau e furos Jaburu, Macujubim e Tajapuru, até a confluência com o Rio Amazonas. A partir daí segue-se, rio acima, até o Furo Urucuricáia (furo que liga o Rio Xingu ao Rio Amazonas), por onde atingi-se o Rio Xingu, que banha o Município de Porto de Moz, localizado em sua margem direita. O acesso às áreas-chaves da pesquisa foi feito principalmente através do Rio Jarauçu e de seu afluente, o Furo Aquiqui. Dada as condições inóspitas de acesso para o interior da área estudada, devido a vegetação densa e falta de caminhos e/ou trilhas e estradas, fez-se o uso de canoas dos moradores ribeirinhos, durante o período de cheia da região.



Figura 1.3: Barco Motor “Curupira”, utilizado como meio de transporte durante o decorrer das etapas de campo.

2. METODOLOGIA

Para o desenvolvimento desse trabalho foram empregadas técnicas, como de geoprocessamento de imagens de satélite, mapeamento geológico, testemunhagem e análise estratigráfica, todas de considerável aceitação no meio científico, e de comprovado sucesso em estudos semelhantes.

2.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

A princípio, foram programadas consultas às publicações referentes à geologia da Bacia do Amazonas, em bibliotecas de instituições de pesquisas. A partir de então, foram consultados vários livros, teses, relatórios de projetos, periódicos, folhetos, apostilas, separatas, além de imagens de radar e satélite, cartas e mapas. Os assuntos consultados referiam-se a geomorfologia, hidrodinâmica, ambientes sedimentares, tectônica, estratigrafia e outros, os quais serviram para a elaboração de uma síntese regional da Bacia do Amazonas e, também, como auxílio na interpretação de dados e elaboração dos capítulos da tese.

2.2. ELABORAÇÃO DA CARTA TEMÁTICA

A não existência do recobrimento aerofotogramétrico da área do Baixo Xingu, deixou uma grande lacuna em termos de detalhes das principais feições geológicas do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jaraçu, as quais foram mapeadas a partir de imagem de Radar e cenas de satélite.

A única imagem de radar que recobre esta área, encontra-se na escala 1:100.000. Foi obtida através de tomada aérea na "banda x", com o aparelho RADAR GEMS 1.000 da empresa Goodyear Electronic Mapping System (GEMS), no período de 1971 a 1972.

Posteriormente, esta imagem foi utilizada durante a realização do Projeto RADAMBRASIL. Esta imagem nos foi cedida temporariamente pela biblioteca da Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM-Belem).

Muito embora a baixa percepção de detalhes, principalmente do relevo, dado o aspecto quase planar da área, e a pouca variação textural na rede de drenagem, claramente desfavorecida pela escala. Esta imagem foi fundamental no estudo da geomorfologia da área.

Com a ausência de fotografias aéreas e baixa percepção de detalhes na imagem de Radar, optou-se por cenas de satélite do LANDSAT-TM5, para confecção da carta temática. A imagem de satélite foi adquirida junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com recursos do Curso de Pós-Graduação (CPGG/CNPq/UFGA). A imagem foi enviada na forma de fita "Streamer", com passagem do satélite em 20/07/91, na órbita-ponto (WRS) 226.061E.

A imagem em fita "Streamer" em composição colorida (5R 4G 3B) foi trabalhada no laboratório do Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia (CHSRA/SUDAM), em um microcomputador tipo PC 486-DX2. Foi utilizado o Sistema de Tratamento de Imagens (SITIM), versão 340, para transferir a imagem da escala 1:250.000 para 1:50.000.

A composição colorida utilizada é formada pela associação da banda 5 (canal do infravermelho médio, destacando a cor vermelha - Red), banda 4 (infravermelho próximo, cor verde - Green) e a banda 3 (vermelho visível, cor azul - Blue). A banda 5 é muito útil para o estudo do estresse da vegetação, a banda 4 é útil para a obtenção de informação sobre a geomorfologia, solos e geologia e a banda 3 auxilia no tipo de cobertura vegetal (CUNHA et al., 1994a).

Para que a transferência das cópias fotográficas da imagem de satélite para o papel fotográfico e slides, nas escalas mencionadas anteriormente, foi utilizado o sistema REMBRANDT acoplado ao microcomputador PC 486-DX2.

A partir das cópias fotográficas em slides fez-se a interpretação visual da imagem para o papel, em escala 1:50.000, utilizando-se o Projetor PROCOM-2 (Gregory Geoscience Limited-Canadá), composto por uma mesa com porta-placa, um sistema ótico de projeção e reflexão com objetiva de graduação manual e um sistema elétrico para a iluminação e ventilação do equipamento.

O mapa preliminar foi elaborado na mesa do PROCOM-2 e digitalizado a partir dos recursos do "software" do Sistema de Tratamento de Imagem (SITIM), utilizando-se 2 (dois) planos de informações (PI): PI (geológico) e PI (geomorfológico). O ajustamento da base cartográfica final foi possível após as verificações de campo, dando ênfase para os ambientes de sedimentação e elementos morfológicos.

2.3. ATIVIDADES DE CAMPO

Fez-se necessário a realização de 2 (duas) etapas de campo, abrangendo as seguintes atividades:

1) O período de 09/11 a 23/11/95 constou inicialmente do reconhecimento logístico da área de pesquisa, a qual se caracteriza pelo difícil acesso, em decorrência da pouca atividade antrópica, ressaltando o aspecto selvagem de mata fechada, com raros moradores ribeirinhos. Dado as dificuldades de acesso e o fato da excursão ter ocorrido durante o período de estiagem máxima (verão), os pontos de amostragens por testemunho à vibração nas áreas internas do Sistema Flúvio-Deltáico, tiveram que ser programada para uma outra data, ficando o trabalho de

testemunhagem reduzido apenas as zonas próximas dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiui. Nessa etapa de campo foram coletados 17 testemunhos, localizados com o auxílio do Sistema de Posicionamento Global por Satélite (GPS). As características como simbologia dos testemunhos, datas de coletas, coordenadas geográficas e profundidades estão sumarizadas na Tabela 2.1.

2) No período de 27/07 a 07/08/96 foi possível acessar setores internos da área estudada, não alcançados na primeira excursão. Esta etapa foi favorecida pelo fato do nível da água dos rios Xingu e Amazonas ainda estarem elevados, causando inundações da área estudada, onde em locais com mais de 2km de distância do canal do Rio Jarauçu o nível das águas chegava a alcançar entre 0,60 a 1,07m de altura. Foram coletados, no total, 07 testemunhos, posicionados com o auxílio de um GPS.

Para as amostragens nos diferentes ambientes sedimentares, foram utilizados as técnicas de testemunhagens por “Vibracore” e “Pushcore”. Com a técnica manual (“Pushcore”) obteve-se testemunhos com espessura próxima de 1m, enquanto que pelo sistema à vibração (“Vibracore”), que consiste de um motor de 2 tempos, o que transmite vibração de até 7.000 rpm através de um cabo à um cabeçote de aço, firmemente acoplado em um tubo de alumínio com diâmetro de 7,5mm, obteve-se testemunhos com espessura próxima de 5m (Figura 2.1). O tubo é retirado do solo com o auxílio de uma torre de ferro totalmente adaptada às condições Amazônicas.

Para o acesso até a área de pesquisa foi utilizado como transporte o B/M “Curupira”, pertencente ao Centro de Geociências da UFPA (Figura 1.3). Fez-se necessário o aluguel de um barco, à motor com capacidade para até 1ton, além de mais três canoas movidas, nessa época, apenas por varejão (Figura 2.2). Estas canoas foram utilizadas para acessar as áreas mais rasas.

Tabela 2.1: Dados complementares do mapa de amostragem (Figura 6.1). Sumário de informações referentes às datas de amostragens, estações do ano, profundidades alcançadas e simbologia dos testemunhos.

Símbolos dos Testemunhos	Datas de Coletas	Latitudes	Longitudes	Profundidades	Técnicas de Amostragens	Estações do Ano
DRJ-01	30-07-96	01° 51' 15" S	52° 25' 48" W	1,66m	Vibracore	Inverno
DRJ-02	31-07-96	01° 51' 04" S	52° 25' 49" W	1,65m	Vibracore	Inverno
DRJ-03	31-07-96	01° 50' 56" S	52° 25' 52" W	0,87m	Vibracore	Inverno
DRJ-04	11-11-95	01° 48' 30" S	52° 23' 19" W	4,16m	Vibracore	Verão
DRJ-05	13-11-95	01° 47' 18" S	52° 21' 50" W	3,34m	Vibracore	Verão
DRJ-06	14-11-95	01° 48' 44" S	52° 18' 55" W	4,28m	Vibracore	Verão
DRJ-07	01-08-96	01° 50' 08" S	52° 17' 20" W	0,73m	Pushcore	Inverno
DRJ-08	14-11-95	01° 49' 50" S	52° 16' 43" W	3,66m	Vibracore	Verão
DRJ-09	14-11-95	01° 49' 41" S	52° 15' 09" W	4,42m	Vibracore	Verão
DRJ-10	02-08-96	01° 51' 01" S	52° 16' 10" W	0,52m	Pushcore	Inverno
DRJ-11	11-11-95	01° 49' 05" S	52° 24' 08" W	2,24m	Vibracore	Verão
DRJ-12	11-11-95	01° 47' 23" S	52° 22' 23" W	4,42m	Vibracore	Verão
DRJ-13	13-11-95	01° 46' 53" S	52° 22' 15" W	1,69m	Vibracore	Verão
DRJ-14	12-11-95	01° 45' 12" S	52° 25' 09" W	2,44m	Vibracore	Verão
DRJ-15	30-07-96	01° 46' 50" S	52° 22' 50" W	2,23m	Vibracore	Inverno
DRJ-16	12-11-95	01° 44' 41" S	52° 26' 31" W	2,58m	Vibracore	Verão
DRJ-17	12-11-95	01° 46' 14" S	52° 22' 50" W	3,34m	Vibracore	Verão
DRJ-18	13-11-95	01° 47' 35" S	52° 21' 06" W	4,75m	Vibracore	Verão
DRJ-19	13-11-95	01° 47' 57" S	52° 19' 42" W	4,32m	Vibracore	Verão
DRJ-20	13-11-95	01° 49' 53" S	52° 17' 32" W	3,88m	Vibracore	Verão
DRJ-21	13-11-95	01° 49' 53" S	52° 16' 01" W	3,69m	Vibracore	Verão
DRJ-22	13-11-95	01° 49' 34" S	52° 15' 18" W	2,73m	Vibracore	Verão
DRJ-23	02-08-96	01° 50' 08" S	52° 17' 18" W	0,35m	Pushcore	Inverno
DRJ-24	14-11-95	01° 48' 10" S	52° 20' 14" W	0,54m	Vibracore	Verão



Figura 2.1: Preparativos para a amostragem com um tubo de alumínio de 6m de comprimento, conectado a um cabeçote de aço, que por sua vez está acoplado a um motor, que transmite vibração ao tubo, enterrando-o no solo .



Figura 2.2: Abertura de trilha para o acesso às regiões mais distais da planície de inundação, distante mais de 2km da margem mais próxima do Rio Jarauçu, para isso utilizou-se canoas movidas com o auxílio de varejões (V), de grande utilização durante o período de enchente da região.

2.4. ANÁLISES LABORATORIAIS

Esta etapa contou, basicamente, do processamento dos testemunhos (cortes longitudinais de tubos, fotografias, descrições das fácies e amostragens para análises) e análises sedimentológicas (análises composicional e granulométrica).

2.4.1. Processamento de Testemunhos

O trabalho de processamento seguiu as técnicas descritas por FIGUEIREDO JR. (1990), sequenciada a partir de corte longitudinal dos testemunhos em seções de até 80cm de comprimento, utilizando-se uma serra circular elétrica (Figura 2.3), para dividi-los em duas seções iguais, A e B, onde uma das seções foi utilizada para fotografias, descrições e amostragem, enquanto que a outra foi preservada para arquivo (Figura 2.4). Esta atividade foi completamente desenvolvida na Litoteca do Centro de Geociências da UFPA.



Figura 2.3: Etapa laboratorial, referente ao corte longitudinal dos tetestemunhos.

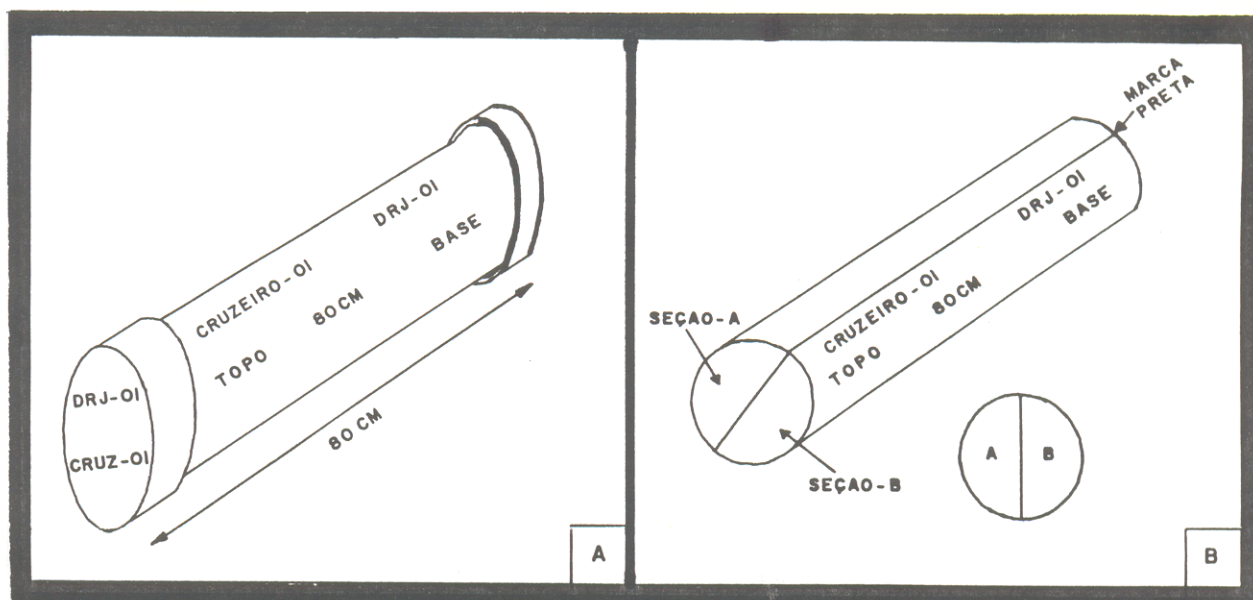


Figura 2.4: Métodos de anotações para a identificação de cada seção do testemunho, (A) e (B), mostrando o esquema de marcação para o corte do testemunho em seções longitudinais (Modificado de FIGUEIREDO JR., 1990).

2.4.2. Descrições Macroscópicas dos Testemunhos

Imediatamente após o corte longitudinal e o registro fotográfico, os testemunhos são descritos, seguindo o método elaborado por BOYLES et al. (1986), correspondendo a seguinte sequência descritiva: cor original e de alteração por oxidação através da Tabela de cores - THE ROCK COLOR CHART (1991), textura e granulometria (a partir da escala granulométrica de WENTWORTH, versão de 1922), estruturas sedimentares primárias e biogênicas, composição mineralógica e espessuras das fácies. Este conjunto de dados auxiliaram na caracterização dos processos sedimentares que atuaram na geração das sequências de fácies e associações faciológicas representativas dos ambientes sedimentares.

2.4.3. Análises Composicional e Granulométrica

Para a análise granulométrica foram utilizados métodos clássicos descritos por SUGUIO (1973) e para a análise composicional, os métodos de separação entre areia, silte e argila, mencionados por SUGUIO (op cit.), GOMES (1988) e plotadas no diagrama ternário para os sedimentos inconsolidados, elaborado por FOLK (1974).

Para a análise composicional utilizou-se no máximo 100g de cada intervalo de amostra, seguido da secagem das mesmas na estufa e, em seguida, peneiradas à úmido, separando a fração arenosa ($> 0,062\text{mm}$) da fração silte/argila ($< 0,062\text{mm}$). A fração fina (silte/argila) foi separada por centrifugação, utilizando cerca de 1.000ppm durante o intervalo de 2 (dois) minutos.

A análise granulométrica ficou restrita apenas à fração arenosa, que foi submetida a peneiramento à seco, com intervalo de 0,50 entre cada peneira. O resultado esperado objetivava apenas o conhecimento do intervalo granulométrico mais quantitativo. Esta fração foi observada em lupa binocular com aumento de 4X, para determinação do conteúdo mineralógico e o grau de arredondamento dos grãos de minerais. Essas análises foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados pertencente ao Centro de Geociências da UFPA.

3. ASPECTOS REGIONAIS

3.1. CLIMA

Segundo a classificação de Köppen apud MARTORANO et al. (1993), a área correspondente ao Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu, enquadra-se no subtipo climático "Am3", que recobre 39.5% do Estado do Pará. Através dos dados monitorados na Estação Meteorológica de Porto de Moz foi possível determinar que a temperatura média anual dessa região alcança 26° C.

O Rio Amazonas começa a encher em novembro, alcançando a altura máxima em maio ou junho e o nível mínimo em outubro. A precipitação média anual está em torno de 2200mm, com a máxima chegando em 4500mm no mês de março (Figura 3.1). A estação chuvosa estende-se de dezembro a junho com pico em março/abril, e a estação seca desenvolve-se de julho a novembro, sendo setembro e outubro os meses mais secos. As combinações desses padrões resultam em duas estações distintas: o verão estação seca, quando o nível do rio está baixo, e a outra, o inverno estação chuvosa, quando o nível da água está alta (McGRATH et al., 1993).

3.2. SOLOS

De acordo com SOUZA (1991) os principais tipos de solos que recobrem o Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu são: os Latossolo Amarelo e os Gleissolo.

3.2.1. Latossolo Amarelo

Dada a sua topografia plana e levemente ondulada, além de boa característica física, e este tipo de solo permite o emprego intensivo da mecanização agrícola. O material de origem desse solo são os sedimentos areno-argilosos do Terciário e Quaternário, os quais ocorrem em faixas paralelas aos grandes rios (por exemplo; rios Amazonas e Xingu) e correspondem a 15% da região norte.

3.2.2. Gleissolo

Corresponde a um solo pouco desenvolvido e hidromórfico. Nesse solo, o desenvolvimento pedogenético é muito influenciado pelo lençol freático ou pelo regime de inundação durante algum período do ano. É um solo mal drenado, pois ocorre em relevo relativamente plano, e é oriundo de sedimentos holocênicos. Está distribuído nas planícies fluviais de toda região norte e recobre uma faixa de 9% da mesma.

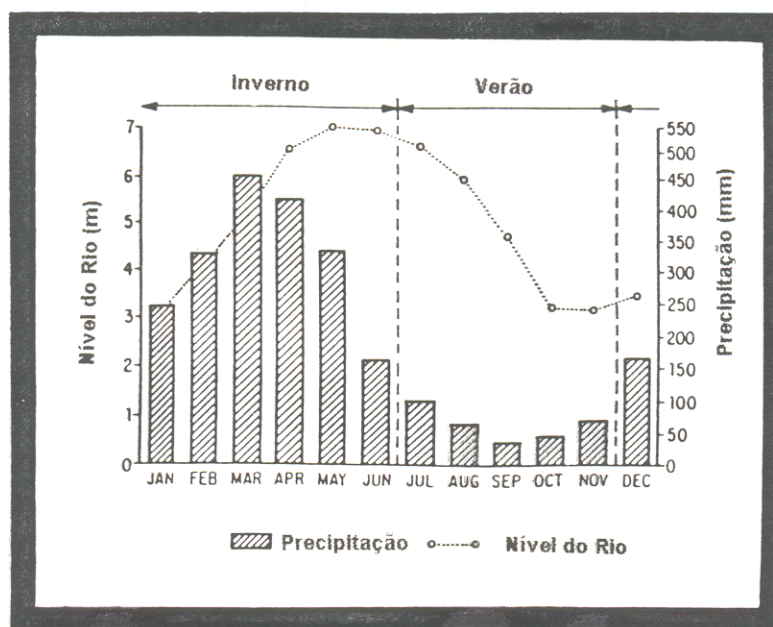


Figura 3.1: Variação sazonal do nível do Rio Amazonas, na região do seu baixo curso, durante as estações de chuvas (inverno) e estiagem (verão) (Modificado de McGRATH et al., 1993).

3.3. VEGETAÇÃO

A vegetação da Amazônia está situada na zona Neotropical adaptada a um clima quente e úmido, com temperatura em torno de 25° C, sob condições de chuvas torrenciais bem distribuídas (BOHRER & GONÇALVES, 1991). Segundo esses autores, as coberturas vegetais ao redor do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jaruçu, correspondem a Floresta Ombrófila Densa, Formação Pioneira Aluvial, Floresta Ombrófila Aberta e as Áreas de Vegetação Ecológica, sendo que foi dado ênfase apenas aos dois primeiros grupos vegetais, devido estarem ocorrendo na áreas estudada..

3.3.1. Floresta Ombrófila Densa

Estende-se por vasta área da Depressão da Amazônia Setentrional, grande parte do Planalto do Amazonas-Orenoco e recobre praticamente a totalidade da superfície caracterizada como Depressão da Amazônia Central, abrangendo a maior parte dos estados do Pará e Amazonas (Figura 3.2).

Nas terras baixas das depressões amazônicas predominam as árvores de grande porte, emergentes, como o angelim (*Dinizia excelsa*), castanheiras (*Bertholletia excelsa*), angelim-rajado (*Pithecellobium racemosum*), guaritúba (*Clarisia racemosa*), sucupiras (*Diplo tropis spp.*), louros (*Ocotea spp.*) e seringueiras (*Hevea brasiliensis*).

Uma das variações da Floresta Ombrófila Densa diz respeito às variações edáficas que alcançam as áreas de planícies, denominadas de matas de várzeas (regiões periodicamente inundadas). Nessa região, são comuns as espécies de palmeiras como o buriti (*Mauritia flexuosa*), açai (*Euterpe oleracea*), além das árvores emergentes como o angelim-rajado e ucuuba (*Urola spp.*).

3.3.2. Formação Pioneira Aluvial

Refere-se às planícies aluviais em formação dentro do ambiente fluvial, com seus diques marginais, canais meandrantos, meandros abandonados e áreas sempre sujeitas à inundações (Figura 3.2).

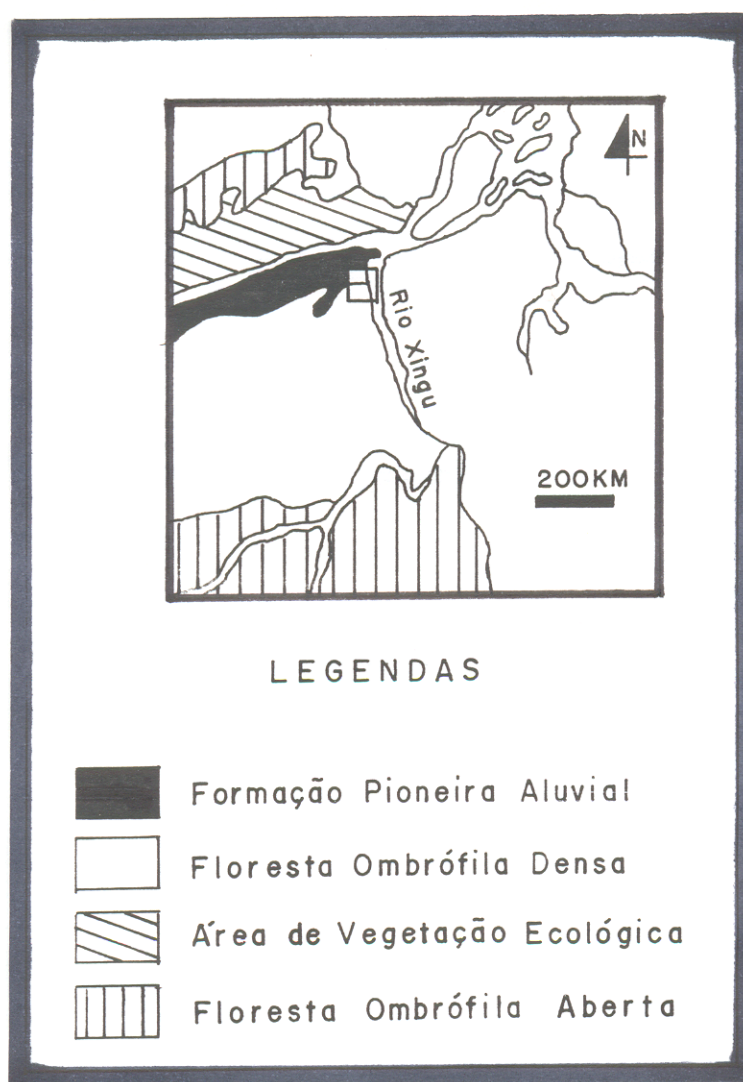


Figura 3.2: Principais formações vegetais, que cerca a área do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu (Modificado de BOHRER & GONÇALVES, 1991).

Corresponde, em um primeiro estágio, a um conjunto graminoso mantido pelas cheias periódicas dos rios que correm por vários cursos d'água temporários, controlados pelas cheias ou então por processo de colmatagem, sendo substituída pela vegetação lenhosa comum nas regiões ligeiramente mais elevada. Nessa região inundada são comuns extensas matas de gramíneas, canaranas (*Echinochloa polystachya*), arroz-bravo, mururés (*Nymphaea*) e vitória régia, além de aninga. Saindo da região alagada ocorrem algumas palmeiras como a buritirana, murumuru, cananã-de-espinho e javari (*Astrocaryum javary*).

A vegetação arbustiva se desenvolve nos diques, nas próprias margens dos rios e nas áreas afogadas dos meandros abandonados. Nessas regiões são comuns as espécies como *Eugenia sp.*, *Myrcia sp.* e diversos representantes de Rosaceae são frequentes. Segundo JAPIASSÚ et al. (1974), nas áreas onde a influência da enchente é menor, portanto mais alta que as das Formações Campestres, começa a invasão de espécies de Formação Pioneira Arbustiva como a imbaúba (*Cecropia sp.*).

3.4. MARÉS

A maré tem um comportamento periódico, onde o ciclo de maré completo (*baixamar - preamar*) tem um período aproximado de 12:42 horas, repetindo-se regularmente. Esta oscilação no nível da água é resultante da atração gravitacional que a lua e, secundariamente, o sol exercem sobre a superfície da Terra (DALRYMPLE, 1992).

No litoral Amazônico a amplitude média das marés de sizígia (fevereiro a abril) variam de 3.5 a 4.0m, podendo chegar até 4.5m. Dentro do estuário do Rio Amazonas e na Ilha de Marajó, ocorrem grandes irregularidades nas oscilações do nível de maré, onde no Município do Amapá-AP, as diferenças entre a baixamar e preamar de equinócio são

superiores a 3.5m, enquanto que no Porto de Santana as marés de sizíguas podem atingir até 3.9m de amplitude (SOARES, 1991).

Distanciando-se do estuário do Rio Amazonas, as influências das marés vão diminuindo Amazonas acima, onde na região da foz do Rio Xingu, as amplitudes de maré não ultrapassam os 40 a 50cm, e em Santarém alcança apenas um mínimo de 20cm, sendo que normalmente a influência da maré no Rio Amazonas se faz sentir até o município de Óbidos, distante de mais 800km do Oceano Atlântico (SOARES, op cit.).

3.5. DESCARGA HÍDRICA

Segundo MARTINI & GARCIA (1995), a nascente principal do Rio Amazonas corresponde ao Rio Apurimac, entre os montes Mismi (5.699m) e Kcahuich (5.577m) ao sul da cidade de Cuzco (Peru), e não no Rio Marañon como era de conhecimento geral. Através dessa informação, o Amazonas que já era o maior rio do mundo em volume de água, chega, portanto, a 7.100km² de extensão, sendo também o maior rio em extensão.

Devido ao seu baixo gradiente (3/100.000), o Rio Amazonas, tem velocidade média de aproximadamente 2.5 km/h, podendo alcançar nos períodos de enchentes valores em torno de 5 a 7km/h em sua passagem em Óbidos (SOARES, op cit.). Esse rio e seus tributários constituem o maior sistema fluvial do mundo, contribuindo com aproximadamente 18% do total de água doce do planeta e fornecendo perto de 10% dos sedimentos continentais para o Oceano Atlântico (Oltman apud MEADE et al., 1985).

A distribuição sazonal das precipitações na parte norte e sul brasileira da bacia demonstra diferenças sensíveis. No setor setentrional o pico máximo da enchente nos rios Negro, Jari, Iça, etc, ocorre de maio a julho, enquanto que no setor meridional, os rios

Madeira, Tapajós, Xingu, entre outros, apresentam o pico máximo no intervalo de dezembro a março. A combinação das descargas hídricas dos tributários norte e sul da bacia geram no setor abaixo de Manaus as cheias do rio Amazonas durante o período de abril a julho (MOLINIER et al., 1994). Segundo MEADE et al. (1993), este fato pode ser o mecanismo responsável pelo armazenamento dos sedimentos em suspensão durante os estágios de subida e ressuspensão durante os estágios de descida.

O regime dos rios da Bacia Amazônica está, antes de tudo, condicionado ao regime pluvial reinante nesta vasta região (SOARES, 1991). A elevação e o abaixamento do nível dos rios têm um dramático efeito na várzea, uma vez que quando o nível dos rios, se elevam os paranás e lagos coalescentes ficam submersos, mas no período de águas baixas, os lagos e canais dos rios contraem-se, expondo grandes áreas de pastos e cerrado (McGRATH et al., 1993).

3.6. TIPOS DE ÁGUAS DOS RIOS AMAZÔNICOS

Os rios da Amazônia não diferem apenas na morfologia de seus cursos, mas também nas propriedades físicas e químicas das águas como foi estabelecido por SIOLI (1984).

SIOLI (op cit.) classificou os rios da Amazônia em três tipos: rios de *Água Branca*, de *Água Clara* e de *Água Preta*. Os rios de *Água Branca* ou *Amarelas* (p. ex.; Solimões, Amazonas, Madeira e Trombetas) possuem pH em torno de 6.2 a 7.2 e águas barrentas devido a considerável quantidade de argila em suspensão, decorrente da erosão muito frequente da Formação Alter do Chão, na margem desses rios. Esses rios modificam seus cursos simultaneamente acarretando na intensa atividade de sedimentação e erosão. Essas mudanças provocam erosão nas margens, principalmente durante as cheias, gerando o

fenômeno denominado “*terras caídas*”, que por sua vez fornecem material que será levado por esses rios e causam sérios problemas de deslizamento de terrenos em municípios e pequenas vilas localizadas nessas áreas.

Os rios de *Água Preta* (p. ex.; rio Negro) possuem águas cristalinas de cor marrom-oliva ou marrom-café, onde a carga de fundo é predominantemente arenosa e a carga de sedimento em suspensão contém pouca argila e muita matéria orgânica dissolvida. O pH apresenta-se na faixa de 3.8 a 4.9 (SIOLI, 1984).

Os rios de *Água Clara* (por exemplo; rios Tapajós e Xingu) possuem água razoavelmente transparente, de cor verde-oliva nos trechos profundos e verde-amarelada nas partes rasas. Transportam pouco material em suspensão e seu pH está em torno de 4.5 a 7.8. Na carga de fundo predominam os sedimentos arenosos e nas margens desses rios são comuns a presença de praias e barras arenosas (SIOLI, op cit.).

3.7. TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS

De acordo com IRION (1984), a calha principal do Rio Amazonas e do baixo curso de seus afluentes foram erodidos mais intensamente durante a descida do nível do mar, abaixo de 130m, no período da glaciação Wurm, há 18.000 anos A.P. Após essa máxima glaciação, o nível do mar voltou a subir, a partir de aproximadamente 9.000 anos A.P., em decorrência da Transgressão Holocênica, chegando a atingir acima de 125m até 6.000 anos A.P. Após o estabelecimento do equilíbrio do nível do mar que ocorreu a partir de 6.000 anos A.P., foi possível o reinício do preenchimento do vale pleistocênico do Rio Amazonas e a formação da várzea atual.

O desnível topográfico da Planície Amazônica, entre Óbidos e a foz do Amazonas, é de aproximadamente 10m, o que, aliado aos regimes macrotidais ocorrentes na

região estuarina, além da oscilação do nível do mar a partir de 6.000 anos A.P., que segundo FARIA JR. & VITAL (1989) são, possivelmente, os fatores determinantes para a retenção dessa considerável quantidade de sedimentos holocênicos formadores das várzeas. A presença de "rias" no interior das planícies (por exemplo; do Rio Xingu) são evidências do represamento involutário das descargas hídricas e sedimentares do Rio Amazonas, onde as taxas de transportes através do Estreito de Óbidos permitem concluir que 1/3 do total de sedimentos do Rio Amazonas são depositados na região estuarina (KUEHL et al., 1986 e NITTROUER et al., 1988).

O clima tropical úmido da região Amazônica influencia diretamente no fornecimento de material a ser transportado, e posteriormente depositado, através da ação do intemperismo químico dominante na região, implicando na alteração profunda das rochas mais antigas, resultando em um resíduo bem fino (*solo*). Este solo fornece a maior parte dos sedimentos que são transportados pelos rios amazônicos, com predominância dos sedimentos argilosos (resultado da alteração dos feldspatos) sobre os sedimentos arenosos (MABESSONE, 1967).

A descarga anual de sedimentos está em torno de 1.2×10^9 toneladas em frente à Óbidos e a maior parte desses sedimentos são originários dos tributários do Amazonas, que drenam a Cordilheira dos Andes (MEADE et al., 1993), sendo que a soma das descargas dos principais tributários ao norte e ao sul da calha principal do Rio Amazonas, contribuem com uma descarga média anual de 2×10^8 toneladas na foz do Rio Amazonas (MOLINIER et al., 1994), (Figura 3.3). Os rios da Amazônia mesmo apresentando um alto conteúdo sedimentar, em geral, não têm ainda seus vales completamente preenchidos. Isto deve-se aos processos de sedimentação e erosão serem muito intensos, permitindo a deposição de uma

camada de sedimento superior a 1m de espessura por ano, além do aparecimento e desaparecimento de ilhas extensas em poucas décadas (JUNK, 1984).

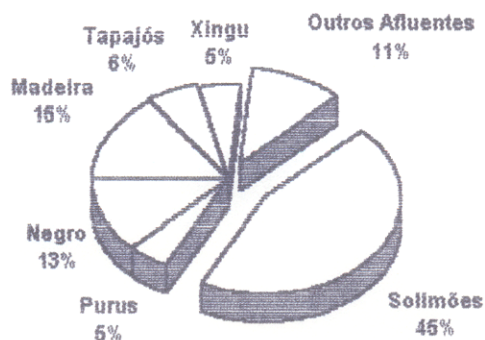


Figura 3.3: Gráfico da descarga média anual dos tributários do hemisfério norte e sul do Rio Amazonas no período de 1973 a 1990, alcançando a média de $2 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$ (MOLNIER et al., 1994).

IRION (1984) definiu que a composição mineralógica dos sedimentos em suspensão do Rio Amazonas que drena a região Andina é composto predominantemente por minerais não intemperizados como as micas e cloritas ferríferas, sendo que os sedimentos da região Pré-Andina são produtos da ação intempérica, destacando-se a montmorillonita e raras caolinitas. Os rios de águas claras e escuras que fluem originalmente dos escudos das Guianas e Brasil Central possuem baixa carga de sedimentos, contribuindo muito pouco para a ampliação de suas planícies. Esses rios transportam, na maior parte, sedimentos arenosos e caoliníticos. Nos rios de Água-Branca (por exemplo; rios Juruá e Purus) que drenam as formações cretáceas/terciárias do Escudo Brasil Central predomina a montmorillonita na fração pelítica e raras caolinitas e illitas. Os rios Amazônicos que atravessam a várzea pleistocênica erodem e carregam em maior proporção a caolinita em suspensão.

NORDIN et al. (1980) descreveram que ao longo do Rio Amazonas, entre Iquito (mais de 3.500km da foz do Amazonas) e Belém, predominam, em geral parte, as areias finas, com pequena percentagem de cascalhos finos, comuns à jusante da foz dos tributários. Esse material não mostrou uma diminuição marcante no diâmetro médio, onde no trecho de Óbidos, constata-se um diâmetro médio na ordem de 0.15 a 0.25mm (Oltman apud NORDIN et al., op cit.). As areias dos primeiros 1.300km abaixo de Iquito são ricas em minerais pesados instáveis como o Hiperstênio, Augita e Anfibólio indicando a predominância da fonte Andina. Por outro lado, nas areias abaixo de 2.000km constata-se pouca quantidade de minerais instáveis e alta proporção de zircão e turmalina, resultando, em boa parte, do fornecimento de material dos tributários que drenam os escudos pré-cambrianos, refletindo que os processos de decomposição, atrito e redução no tamanho dos minerais, durante o transporte dos Andes foram intensos.

3.8. GEOMORFOLOGIA

O relevo da região norte está estritamente relacionado aos principais traços estruturais da geologia regional, que abrange a Bacia do Amazonas e os escudos das Guianas e Brasil Central. O relevo foi compartimentado em 14 unidades e agrupadas em três conjuntos morfológicos: planaltos, depressões e planícies (GATTO, 1991). Baseado nas características morfoestruturais do relevo e em decorrência da temática desses trabalhos será dado ênfase apenas às unidades Depressão da Amazônia Central e Planície Amazônica (Figura 3.4).

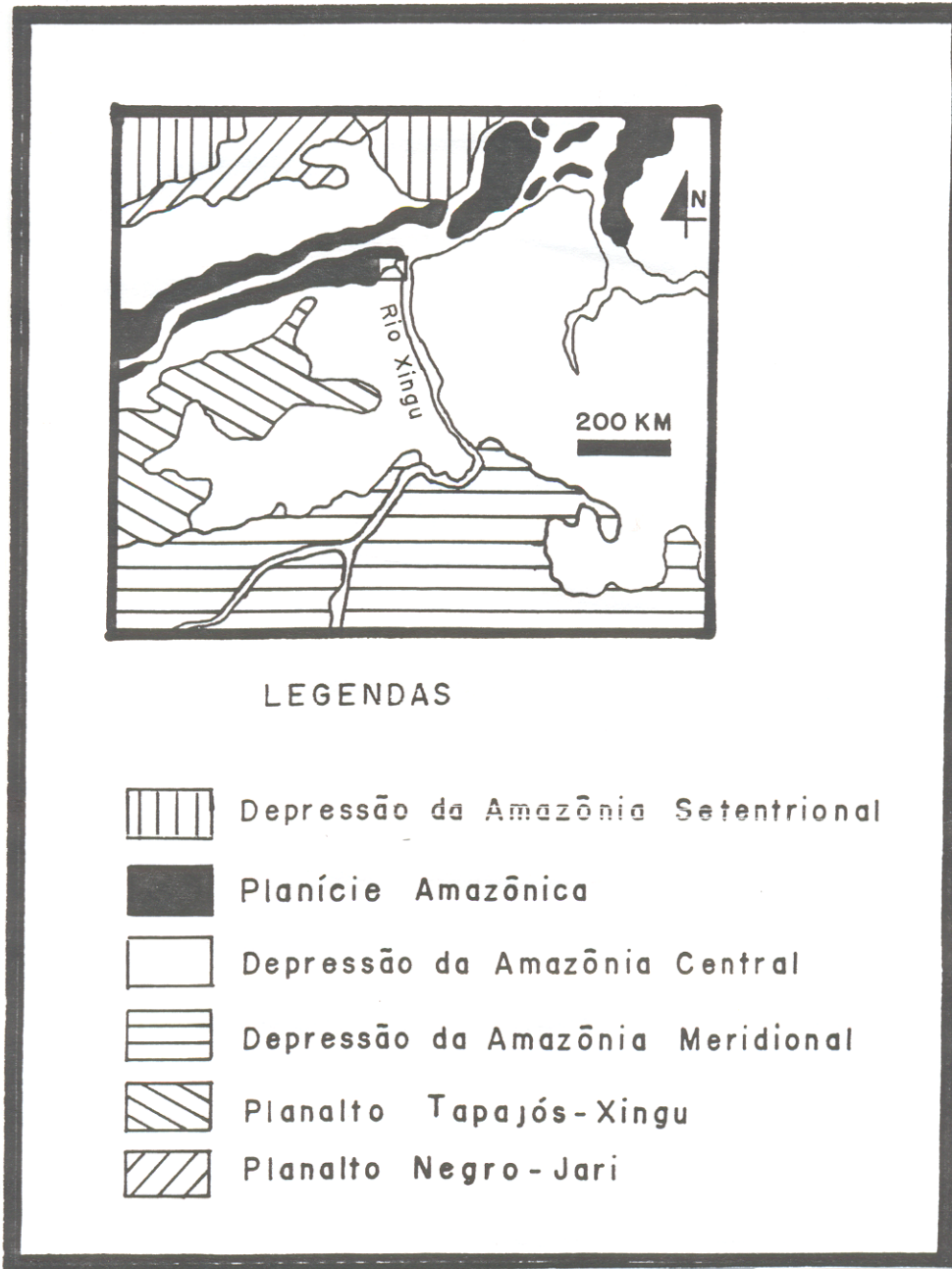


Figura 3.4: Mapa composto com as unidades morfológicas, que cercam a área do Sistema Flúvio-Deltaico do Rio Jaraçu (Modificado de GATTO, 1991).

3.8.1. Depressão da Amazônia Central

É a unidade de maior extensão da Região Norte e ajusta-se geologicamente aos limites estruturais da Bacia do Amazonas, ampliando-se de leste para oeste, continuamente em ambas as margens do Rio Amazonas. O relevo é dissecado em formas de topos tabulares pela drenagem de densidade elevada e aprofundamento fraco. No setor oriental, a dissecção originou formas onduladas na parte norte, destacando a fraca incisão da drenagem com a presença de cristas e colinas de vertentes ravinadas e relevos residuais, com altitudes superiores a 100m. Ao sul do vale do Rio Amazonas, as características morfológicas mais destacadas relacionam-se à presença de uma rede de drenagem mais densa, com canais de maior densidade de meandros e planícies extensas (GATTO, 1991).

3.8.2. Planície Amazônica

A Planície Amazônica estende-se por todo o curso do rio homônimo, caracterizando-se por apresentar um fraco gradiente e uma extensão de aproximadamente 2.500km, com largura da várzea variável (GATTO, op cit.). Essa planície mostra algumas mudanças na sua forma de relevo, marcada pela sua brusca interrupção logo abaixo da foz do Rio Xingu, onde à montante corre o Rio Amazonas em uma larga planície sujeita a processo de colmatagem. A separação entre essas duas feições geomorfológicas diferentes é feita pelo Arco Estrutural de Gurupá, que coincide sua posição com a separação entre as duas formas de deposição (BARBOSA et al., 1974).

Essa planície abrange as áreas de depósitos fluviais holocênicos ao longo do Rio Amazonas, sendo constituída por aluviões de areia, silte e argila depositados por colmatagem nos lagos e terrenos periodicamente inundados, além de material arenoso

formadores de feições como diques marginais e barras em pontal, constituídas e reconstituídas a cada cheia (MOREIRA, 1977). Um conjunto de lagos, canais recentes, furos, igarapés, paranás, paleocanais e meandros abandonados marcam um complexo na evolução atual; além dos canais marcarem a orientação da sedimentação e os diques marginais serem um reflexo do último evento do processo de sedimentação (BARBOSA et al., 1974).

3.9. GEOLOGIA

3.9.1. Arcabouço Estrutural

A Bacia Sedimentar do Baixo Amazonas está localizada na porção setentrional do território brasileiro, sendo geologicamente limitada, à leste, pelo Arco de Gurupá e a oeste pelo Alto de Monte Alegre (Figura 3.5), apresentando um preenchimento sedimentar na ordem de 5.000m de espessura (CAMPOS & TEIXEIRA, 1988).

A Bacia do Baixo Amazonas é uma das componentes da Bacia Intracratônica do Amazonas, com cerca de 500.000 km² de extensão, limitada ao norte pelo Escudo das Guianas e ao sul pelo Escudo Brasil Central, apresentando orientação geral NE-SW, e segmentada por falhas transferentes de direção NW-SE (WANDERLEY & COSTA, 1991), além de está seccionada tectonicamente a oeste com a Bacia de Solimões pelo Arco de Purus, e a leste é limitada pelo Arco de Gurupá (CUNHA et al., 1994b).

Segundo CAMPOS & TEIXEIRA (op cit.), o comportamento estrutural da Bacia do Baixo Amazonas é definido por feições de caráter regional e outras, mais localizadas, que guardam algumas interrelações (Figura 3.6), sendo melhor visualizadas a partir de quatro eventos sequenciados comentados a seguir:

O primeiro evento corresponde às zonas de charneiras, isto é, feições monoclinais associadas a falhamentos normais, com limite nas plataformas estruturais norte e

sul do arcabouço e da atual calha da bacia. Os falhamentos normais afetaram parcialmente a superfície de discordância pré-cretácica, posicionada no tempo como reativações ocorridas logo após o tectonismo ocorrido no Cretáceo Inferior;

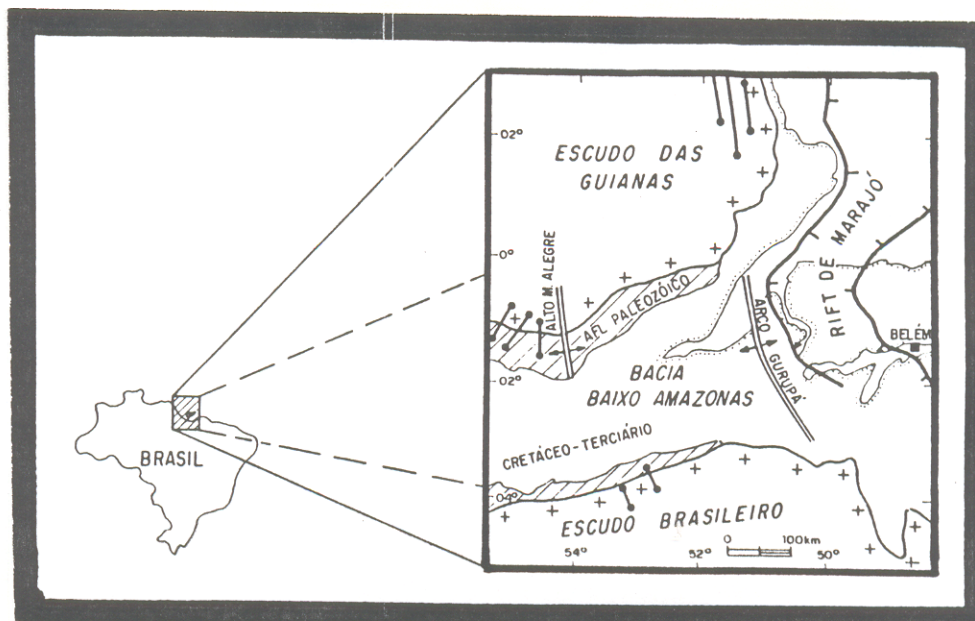


Figura 3.5: Localização da Bacia do Baixo Amazonas com suas unidades e feições geotectônicas circundantes (CAMPOS & TEIXEIRA, 1988).

O segundo evento corresponde ao trend composto de anticlinais assimétricos com falhas reversas associadas, próximo a charneira sul. Este evento não afetou o horizonte da discordância pré-cretácica superior, mas atingiu as soleiras de diabásio do Jurássico, sendo então um evento posicionado no período Cretáceo Inferior Indiferenciado;

O terceiro evento está associado com as estruturas de caráter transtensional à leste, próximo ao Arco de Gurupá, com falhas transcorrentes dextrais de direção NW-SE, truncando um Alto estrutural NE-SW, sendo interceptado por grabens e falhas transcorrentes sinistrais de direção E-W;

O quarto evento é composto por estruturas transpressivas caracterizadas por faixas de anticlinais com eixos paralelos entre si.

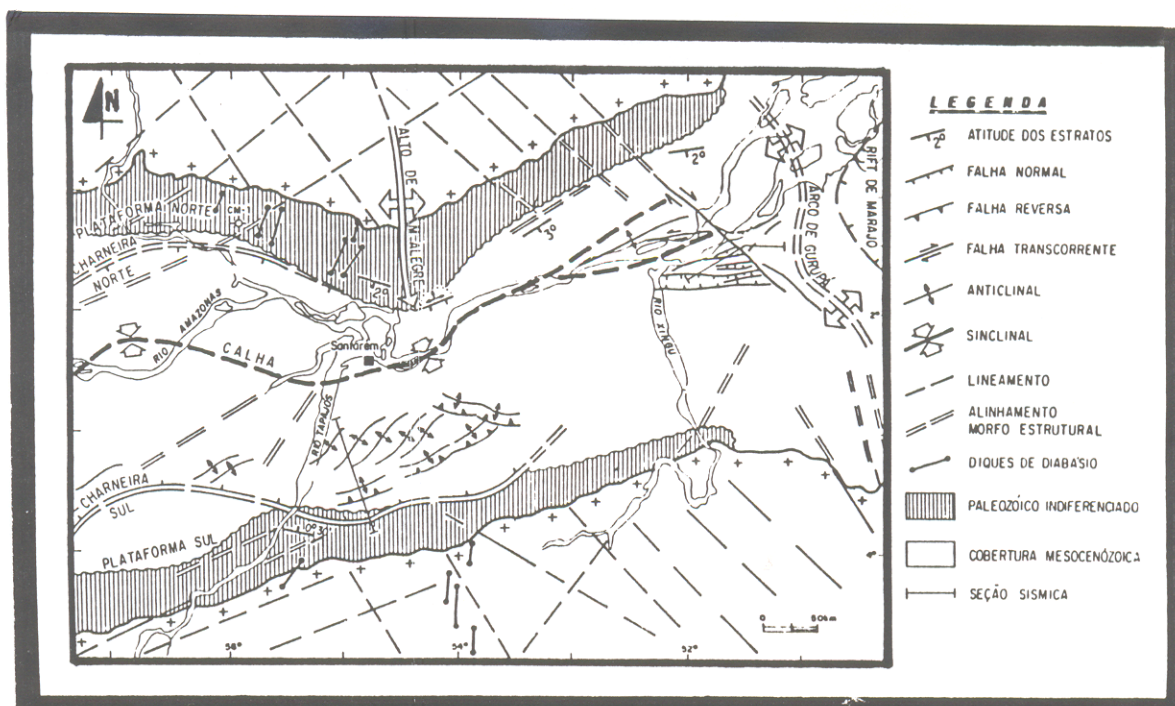


Figura 3.6: Principais estruturas tectônicas da região do Baixo Amazonas. (CAMPOS & TEIXEIRA, 1988).

Segundo COSTA et al. (1994), as estruturas neotectônicas estão relacionadas à movimentação que ocorreu no Terciário Superior e Quaternário. A compartimentação estrutural do Terciário Superior (Mio-Plioceno) engloba três domínios denominados de transpressivo, direcional e distensivo de W-E. O primeiro domínio situa-se na região entre Manaus e Santarém, é formado por vários feixes de falhas inversas na direção NE-SW. O segundo domínio está situado entre os municípios de Prainha e Gurupá, é formado por vários feixes de falhas transcorrentes de direção ENE-WSW. O terceiro domínio está localizado

entre o Município de Gurupá e o litoral paraense, é seccionado por falhas transcorrentes ou de transferências com direção NE-SW. A compartimentação estrutural do Quaternário refere-se ao desenvolvimento da junção tríplice do Baixo Tapajós (tipo R-R-T); os ramos distensivos orientam-se na direção WNW-ESE (R1), NNE-SSW (R2), e o ramo transcorrente volta-se para ENE (T1), Figura 3.7.

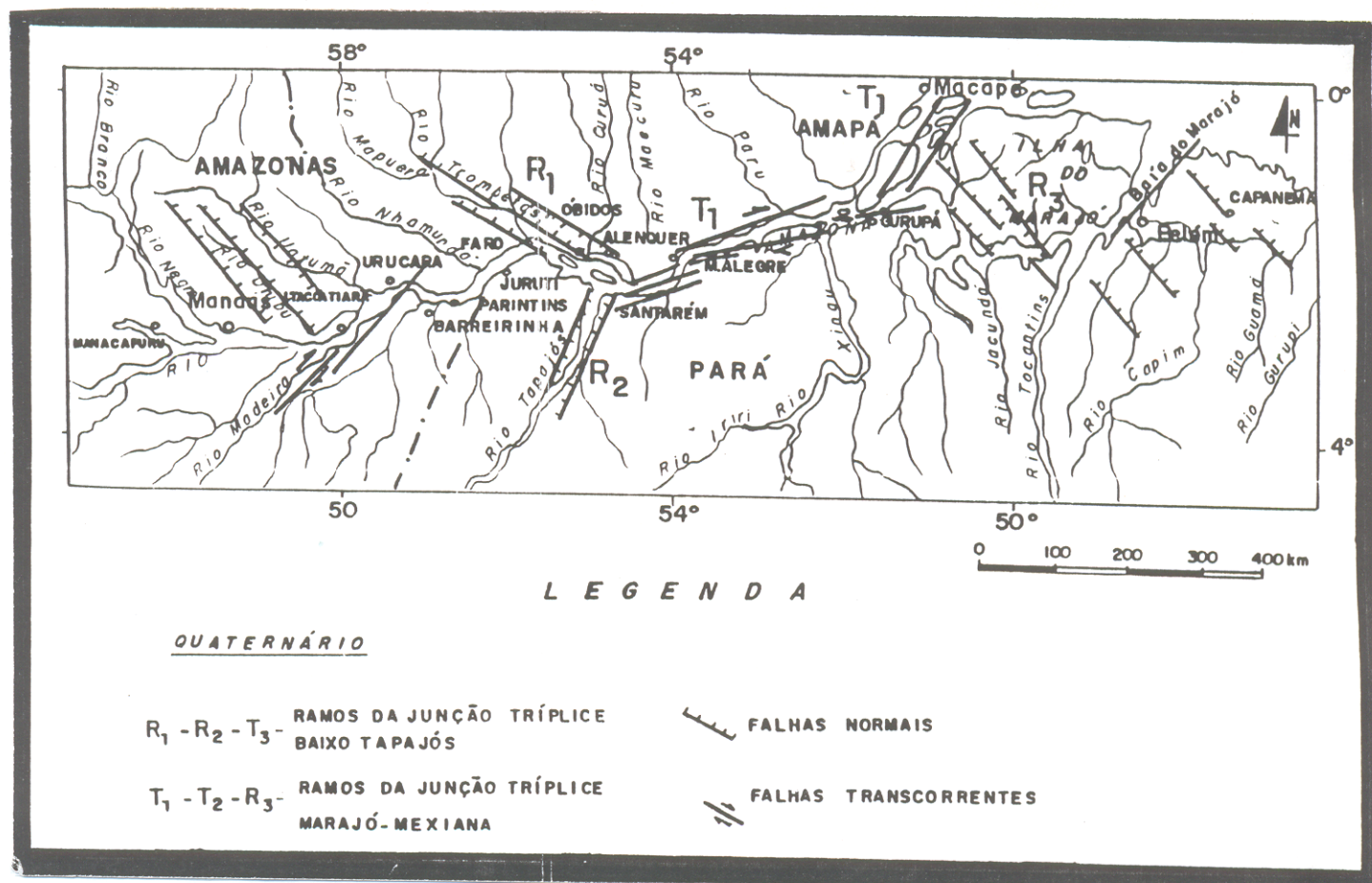


Figura 3.7: Compartimentação estrutural da junção tríplice (R-R-T) de atuação no Quaternário da Bacia do Amazonas (COSTA et al., 1994).

4.9.2. Estratigrafia

A coluna estratigráfica (Figura 3.8), engloba as unidades litológicas presentes na Bacia do Baixo Amazonas segundo CAMPOS & TEIXEIRA (1988). Algumas dessas unidades podem ser visualizadas em superfície, no mapa geológico de um trecho da Bacia do Baixo Amazonas (Figura 3.9). Dessas unidades, será dado ênfase aos depósitos sedimentares do Terciário e Quaternário, devido ocorrerem na área do Sistema Flúvio-Deltaico em questão.

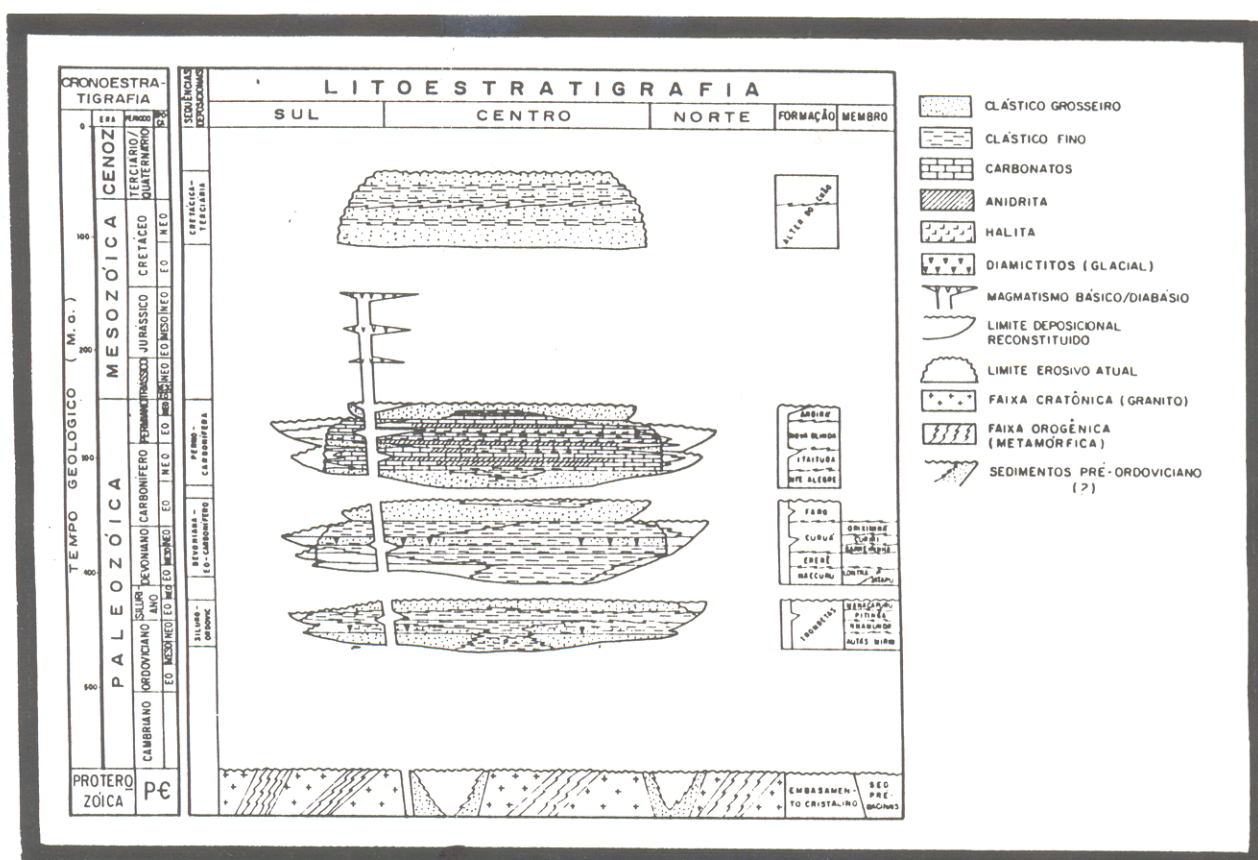


Figura 3.8: Coluna Estratigráfica da Bacia do Baixo Amazonas (CAMPOS & TEIXEIRA, op cit.).

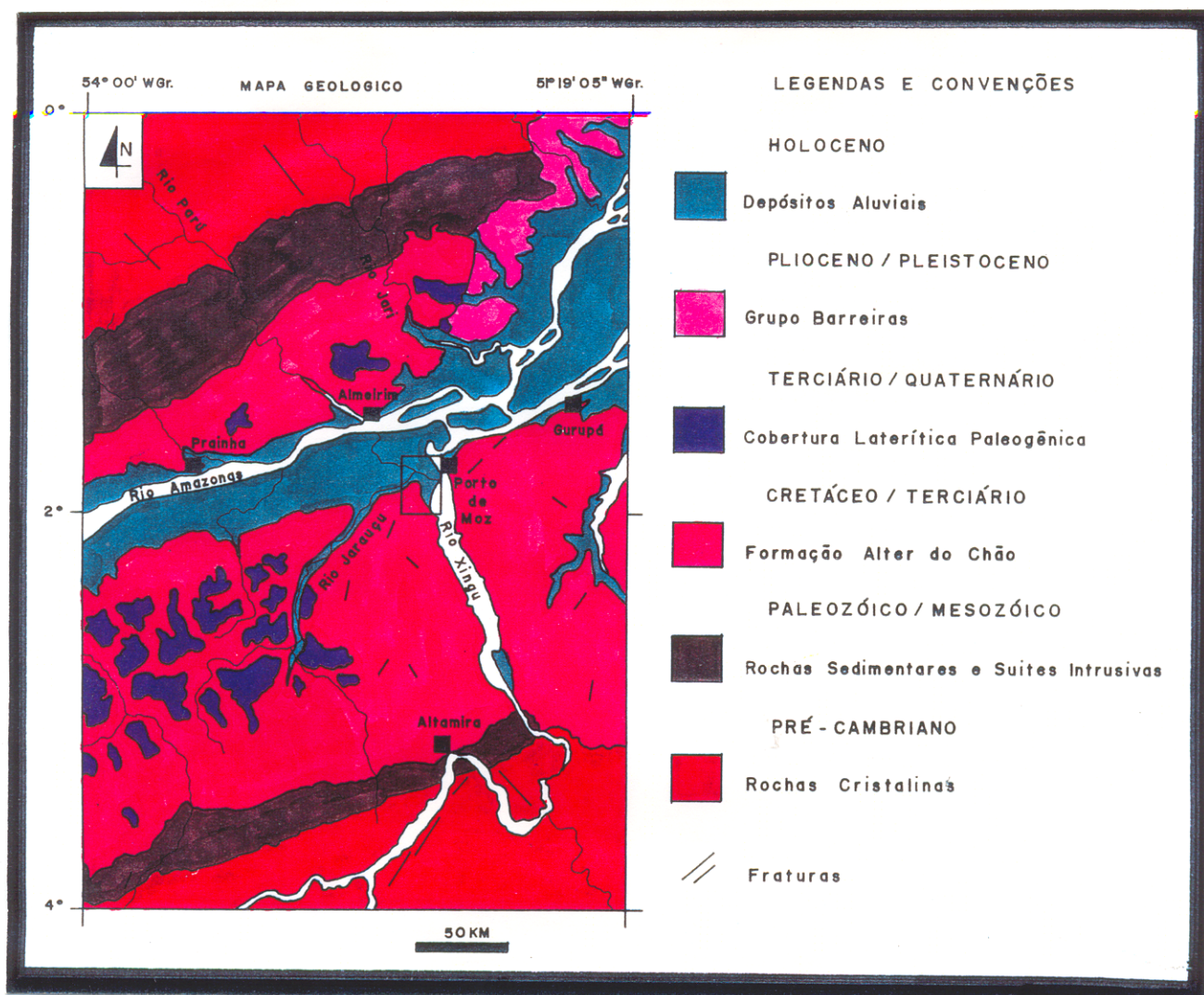


Figura 3.9: Mapa Geológico de um trecho da Bacia do Baixo Amazonas que cerca a área estudada (Modificado de IBGE, 1990).

O substrato proterozóico que suporta o prisma sedimentar fanerozóico da Bacia do Amazonas é constituído por faixas móveis, onde, na porção oriental da bacia, o embasamento é constituído pelas rochas graníticas e metassedimentares da Faixa Maroni-Itacaiúnas, acrescidas de um núcleo mais antigo, denominado de Província Amazônica Central (Cordani et al. apud CUNHA et al., 1994b).

A sequência paleozóica começa com as unidades siluro-ordovicianas (Formação Trombetas) e devoniana-eocarbonífera (formações Maecuru, Ererê, Curuá e Faro). São compostas de clásticos marinhos finos e grosseiros, além de que depósitos glaciais podem ter ocorridos no Siluriano Inferior e Devoniano Superior.

As unidades permo-carboníferas (formações Itaituba e Nova Olinda) são compostas por clásticos basais grosseiros continentais, cobertos por um espesso depósito marinho raso, evaporitos e clásticos finos, e, mais acima, sotoposto pelos depósitos de clásticos grosseiros de sedimentação continental. No período correspondente do Triássico ao Jurássico Superior ocorreu o magmatismo básico representado por soleiras e diques de diabásio. Os sedimentos continentais da Formação Alter do Chão foram depositados a partir do Cretáceo até o Terciário Superior (CAMPOS & TEIXEIRA, 1988).

3.9.2.1. Formação Alter do Chão

Foi denominada por Kistler em 1952 e, mais tarde, foi usado o termo "Série ou Formação Barreiras" para identificar os sedimentos continentais vermelhos que recobrem grande parte das camadas paleozóicas da Bacia do Amazonas. Entretanto, CAPUTO et al. (1972) propuseram conservar o nome citado por Kistler, ao invés de Formação Barreiras, devido não existir seção ou localização tipo para a "Série Barreiras" dentro da Bacia do Amazonas. A sequência superior dessa formação é composta por sedimentos vermelhos inconsolidados ricos em caolinita e quartzo, representando um espesso pacote contendo argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados (CAPUTO et al., op cit.), que foram depositados em ambiente flúvio-lacustre, no Terciário Superior (Daemon & Contreiras apud CAPUTO et al., op cit.).

3.9.2.2. Depósitos Quaternários

Segundo ARAÚJO et al. (1976), esses depósitos são representados por sedimentos conhecidos por depósitos de aluviões antigos e recentes, que ocorrem praticamente em todos os rios da região. Os depósitos de aluviões antigos são compostos por sedimentos que constituem os terraços antigos que ocupam uma porção topográfica elevada e estão dispostos discordantemente sobre unidades basais que eventualmente afloram na região. Esses aluviões, que estão condicionados aos vales dos rios, são constituídos por arenitos finos, argilosos, conglomerados e siltitos. Os depósitos de aluviões recentes distribuem-se ao longo dos rios, igarapés e demais curso d'água, e constituem, também, terraços aluvionares mais recentes, formados por areias, argilas e cascalhos inconsolidados, ocupando o topo da coluna estratigráfica.

4. DELTA DE DOMÍNIO FLUVIAL

4.1. INTRODUÇÃO

A idéia sobre delta é bastante antiga, tendo surgido há cerca de 400 anos A.C., quando Heródoto, o empregou para se referir à planície aluvial do rio Nilo, que apresentava um formato muito parecido com a letra "delta" do alfabeto grego.

Gilbert, em 1885, foi o primeiro a descrever a existência de deltas antigos, quando estudou o delta pleistocênico de água doce do Lago Bonneville (BHATTACHARYA & WALKER, 1992).

De acordo com ELLIOTT (1986), rigorosos estudos sedimentológicos de deltas modernos começaram com Johnston's entre 1921 a 1922, através de trabalhos desenvolvidos no delta do rio Fraser ou ainda nos trabalhos clássicos no delta do rio Mississippi realizados por Trowbridge em 1930, Russell em 1936 e Fisher em 1947.

4.2. DEFINIÇÕES

BATES (1953) definiu delta a partir de um depósito sedimentar formado por um fluxo terminado dentro de um corpo permanente de água.

ELLIOTT (op cit.) descreveu o termo delta como uma discreta protuberância formada na linha de costa, onde os rios entram nos oceanos, mares semi-fechados, lagos ou lagunas, fornecendo sedimentos mais rapidamente do que eles possam ser redistribuídos pelos processos das bacias receptoras.

A definição mais condizente para um delta sob domínio fluvial foi descrito por MARTIN et al. (1993) mencionando que o termo delta pode ser utilizado para denominar um conjunto de fácies de uma zona de progradação associada a um curso fluvial, construída originalmente pelos sedimentos carregados por este rio.

4.3. MECANISMOS CONTROLADORES

Segundo MARTIN et al. (1993), para que um delta seja formado é necessário que um rio carregando sedimentos, flua rumo a um corpo de água permanente, em relativo repouso, e que a velocidade da corrente fluvial diminua a partir da foz em direção às partes mais distais da bacia receptora, de modo que os sedimentos mais finos, sujeitos a velocidades cada vez menores, sejam depositados. Além disso, para que os sedimentos transportados por um rio se acumulem na sua foz e resulte na formação de um delta é necessário que a energia do meio receptor não seja suficiente para retrabalhá-los e dispersá-los.

A energia do rio deve ser suficiente para manter um ou mais canais escavados através dos próprios sedimentos, contribuindo, assim, para o prosseguimento dos processos deposicionais através de sua progradação para dentro do corpo aquoso, acarretando no natural avanço dos seus próprios depósitos e conseqüente formação de corpos sedimentares com diferentes características (MARTIN et al., op cit.).

A relativa densidade do rio e da água da bacia é um controle de primeira ordem no modo em que a descarga de sedimento do rio é dispersada na bacia, e isto é, de certo modo, uma função da salinidade da água da bacia (BATES, 1953).

COLEMAN & WRIGHT (1975) descreveram que a geometria e a natureza da bacia receptora, a natureza da drenagem da bacia, flutuações da descarga fluvial e carga sedimentar, processos associados com a foz fluvial, ventos, correntes, regimes de marés e ondas, tectônica e clima, são considerados como fatores dos mais significativos na formação de deltas. Além desses fatores, a relativa variação do nível do mar (devido a interação entre a eustásia e a taxa de subsidência) influencia na extensão do desenvolvimento de um delta. Para melhor compreender a ordem de variabilidades dos processos que atuam em deltas

antigos e modernos, uma estrutura foi esquematizada por ELLIOTT (1986), cujo objetivo foi sumarizar de forma mais compreensiva as interações entre as variáveis, as quais controlam diretamente o desenvolvimento dos deltas (Figura 4.1).

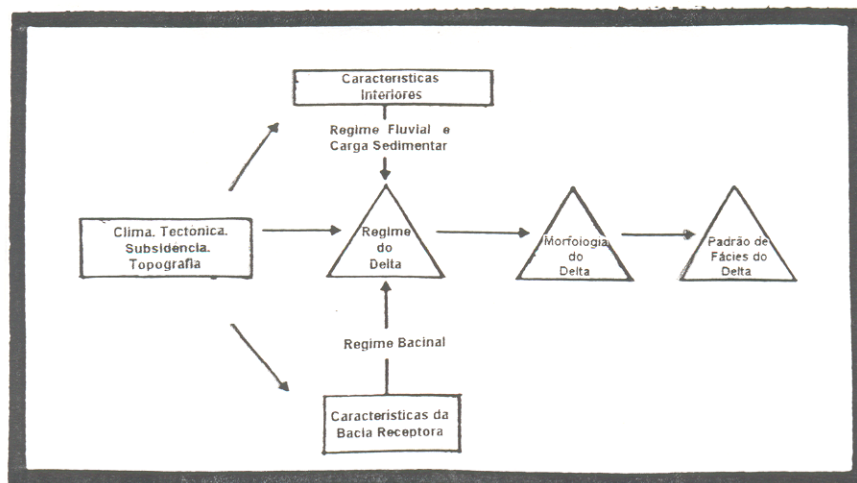


Figura 4.1: Esquema arquitetural para o estudo comparativo de deltas, aplicado para sucessões deltáicas de deltas modernos e antigos (Modificado de ELLIOTT, op cit.).

BHATTACHARYA & WALKER (1992) citam que o tamanho e composição dos sedimentos dos deltas não são de todo modo independentes. Tipos de sedimentos e taxa de suprimento é função do tamanho, relevo e clima da bacia de drenagem. O relevo pode estar ligado com a tectônica e a drenagem da bacia receptora, enquanto que a ação das ondas e marés podem ser função da eustásia, tamanho e forma da bacia receptora e do clima.

BJORLYKKE (1989) concorda com a atuação de processos aloctônes influenciando na sedimentação deltáica, citando que quando os lobos do delta são abandonados, eles subsidem devido a compactação e subsidência tectônica. Além disso, com o abandono, os lobos podem ficar abaixo nível aquoso, até que o suprimento fluvial retorne para essa parte do delta e os lobos seguintes sejam depositados.

Morgan apud MARTIN et al. (1993) considerou alguns processos fundamentais que influenciam na sedimentação do delta, como: regime fluvial, fatores climáticos e comportamento tectônico.

Regime Fluvial: Quando as variações de descarga anual são mínimas, os canais dispõem de tempo suficiente para se ajustarem a um determinado regime de fluxo, favorecendo a formação de canais meandranes. Esse regime pode afetar a granulometria e a seleção das partículas, principalmente quando as descargas são extremamente erráticas, as quais tendem a depositar sedimentos mais grossos e mais pobremente selecionados, enquanto os rios com descargas mais uniformes depositam sedimentos mais finos e melhor selecionados. O volume de sedimentos fornecido depende das variações de descargas hídricas e da composição litológica das rochas matrizes da bacia de drenagem, é importante na taxa e no padrão de crescimento dos deltas. Rios de alta descarga hídrica e sedimentar, como o Mississipi, frequentemente formam corpos arenosos lineares com forte ângulo em relação à linha de costa.

Fatores Climáticos: O tipo de clima determina a intensidade de atuação dos processos físicos, químicos e biológicos que atuam em um sistema fluvial. Em áreas fluviais ocorre uma intensa degradação química das rochas, formando um espesso manto de intemperismo, o qual é protegido pela densa cobertura vegetal. Nesse caso, os rios transportam principalmente materiais solúveis e partículas finas em suspensão e poucos sedimentos grossos.

Comportamento Tectônico: A geometria dos litossomas em seqüências sedimentares deltáicas é controlada pelo comportamento tectônico do sítio deposicional. A rápida subsidência gera espessos pacotes de areias deltáicas. Entretanto, a lenta subsidência ou relativa estabilidade resultam em delgadas seqüências deltáicas.

4.4. CLASSIFICAÇÕES

Vários critérios têm sido utilizados para melhor caracterizarem os tipos de deltas, levando-se em consideração sua forma em planta, geometria da bacia receptora e o contraste de densidade entre os processos da bacia receptora e os rios que deságuam nessa bacia.

BATES (1953), embasado no contraste de densidade entre a água do sistema fluvial e da bacia receptora, denominou de fluxo hiperpicinal aquele onde a densidade da água do meio fluvial é superior ao da bacia receptora. Nesse caso, formam-se deltas alongados, pequenos, íngremes, onde a carga sedimentar é relativamente grossa (Figura 4.2).

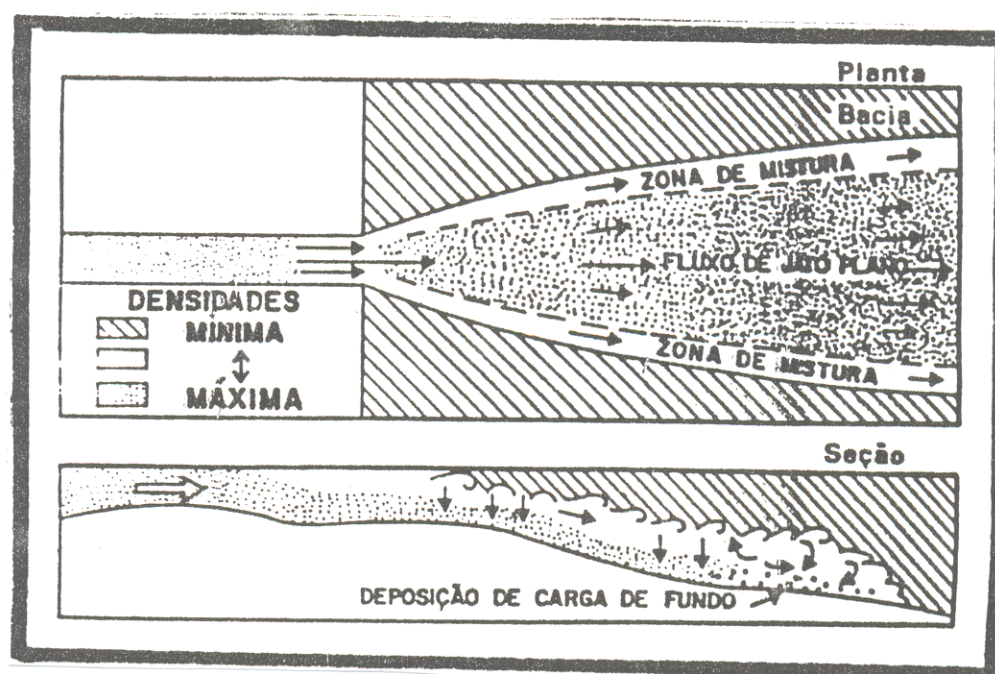


Figura 4.2: O fluxo hiperpicinal ocorre quando a água do rio aumenta a densidade da água da bacia receptora, no local onde ocorre a interferência dessas águas, e o fluxo continua junto ao fundo com vasta carga de sedimento, deslizando ao longo do flanco da bacia receptora (Bates apud MARTIN et al., 1993).

Scott & Fisher apud MARTIN et al. (1993), baseado na configuração em planta da planície deltáica sob domínio fluvial, classificaram os deltas em: alongados e lobados (Figura 4.3). Fisher & Brown apud ELLIOTT (1986) descreveram que os deltas de domínio fluvial são denominados de “altamente construtivos”, e que cada tipo de delta tem uma característica morfológica e padrão faciológico próprio.

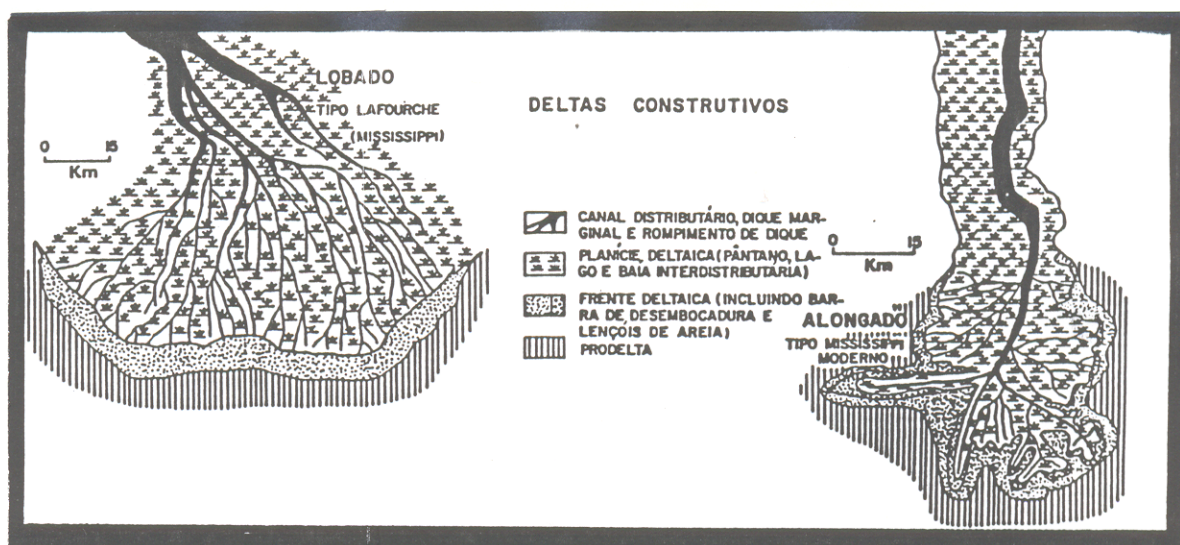


Figura 4.3: Classificação genética de deltas representados pelos subtipos lobados e alongados, considerando a predominância dos processos fluviais (deltas construtivos), Scott & Fisher apud MARTIN et al., (op cit.).

A classificação proposta por Galloway apud MARTIN et al. (op cit.) com base na influência dos processos fluviais e da bacia receptora é a mais amplamente usada (Figura 4.4).

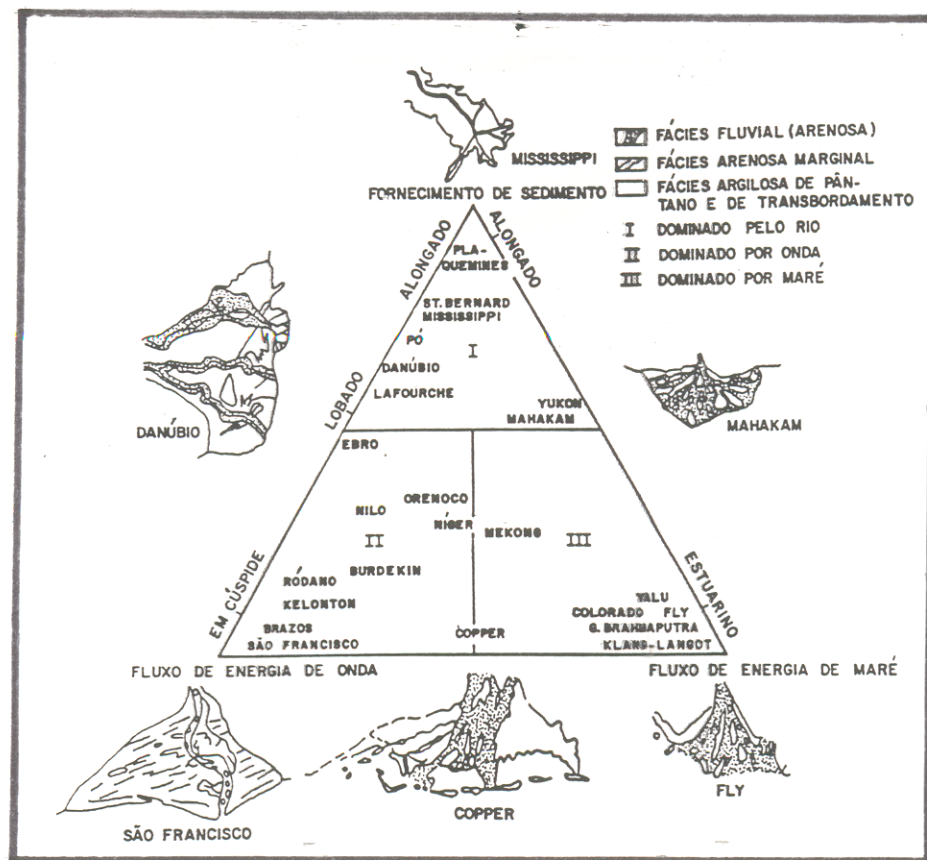


Figura 4.4: Classificação morfológica e estratigráfica do sistema deltáico baseado na relativa intensidade dos processos fluviais e bacinais (modificado de Galloway apud MARTIN et al., 1993).

4.5. AMBIENTES DEPOSICIONAIS E FÁCIES

BHATTACHARYA & WALKER (1992) citam que a distribuição das fácies deltáicas são controladas pelos processos que atuam nos seguintes ambientes deltáicos: 1) Planície Deltáica (dominada por processos fluviais), 2) Frente Deltáica (dominada pelos processos fluviais e bacinais), e 3) Prodelta (dominado por processos da bacia receptora).

4.5.1. Planície Deltáica

Segundo MARTIN et al. (1993) a planície deltáica corresponde a uma área relativamente plana, baixa, extensa e inundada periodicamente, onde corram os canais distributários ativos e registra-se a presença de canais abandonados, separados entre si por ambientes de águas rasas e superfícies subaéreas, tais como baías e pântanos.

ELLIOTT (1986) descreveu que entre os canais existe uma variada assembléia de baías, lagos e pântanos, os quais são extremamente influenciados pelo clima; por exemplo; em clima tropical estabelecido, prevalece uma grande cobertura vegetal sobre a extensão da planície deltáica (dentro dessas características encontram-se os deltas do Niger, Klang-Langat e Mississipi.

Os canais distributários são caracterizados pelo fluxo unidirecional com periódicos estágios de flutuações e são, entretanto, similares a canais de sistemas estritamente aluviais. A análise faciológica desses canais distributários revela uma sequência de base erosiva residual, que grada para uma areia com estratificação cruzada até uma areia fina com laminação ondulada e intercalação de silte e argila e, finalmente, no topo, silte e argila perturbadas por raízes e bioturbação. A granodecrescência ascendente resulta, em geral, da migração lateral do canal ou do abandono do canal, com um membro de recobrimento superior representando o preenchimento do canal (ELLIOTT, op cit.).

Segundo BHATTACHARYA & WALKER (1992) nas áreas interdistributárias dos deltas dominados por rios, as baías são preenchidas mais frequentemente por sedimentos finos oriundos dos rios, durante os períodos de inundações. A sucessão natural de argila das baías interdistributárias podem ser interrompida pela areia proveniente do rompimento de diques naturais ("crevasse splays") ou de depósitos de canal,

os quais podem produzir um delgado ciclo de sedimentos grossos e finos (COLEMAN & PRIOR, 1982). Segundo esses mesmos autores, a sucessão nas áreas interdistributárias permite a formação de carvão enraizado dentro da sequência argilosa, representando uma variação do pântano e ambiente lacustrino.

4.5.2. Frente Deltáica

Corresponde à área do delta que recebe os sedimentos dos canais distributários, os quais são dispersados após interagirem com os processos dinâmicos como onda e maré atuantes no local (MARTIN et al., 1993).

Segundo BHATTACHARYA & WALKER (1992), a frente deltáica corresponde a um sítio deposicional muito ativo dentro do ambiente deltáico, localizado particularmente na foz dos distributários, onde os sedimentos grosseiros são depositados na forma de barras distintas. Citam ainda que as barras de desembocadura dos distributários são feições relativamente pequenas nos deltas modernos e seu desenvolvimento é influenciado pelos processos bacinais e padrão granulométrico.

O Delta do Mississipi é o melhor exemplo de delta dominado por rio, onde a sedimentação na frente deltáica é dominada pelos processos fluviais, com interferência mínima dos processos bacinais. Esse delta estabilizou-se entre 600 a 800 anos A.P., e desde então progradou rapidamente para uma plataforma de argila previamente depositada, ocupando uma posição na borda de uma plataforma continental em considerável profundidade de água. A carga sedimentar que chega à frente deltáica é extremamente fina, compreendendo 70% de argila, 28% de silte e 2% de areia fina, fornecida ao delta a partir de uma série de canais distributários radiais (MARTIN et al., op cit.).

A progradação das barras de desembocadura representa uma sequência sedimentar com granocrescência ascendente que reflete a transição a partir das areias de frente de barras até as argilas do prodelta (Coleman apud ELLIOTT, 1986). A bioturbação é geralmente leve, devido a rapidez na deposição, entretanto horizontes mais intensamente bioturbados são produzidos quando a taxa de sedimentação decresce temporariamente.

As altas taxas de deposição permitem ter um rápido recobrimento e preservação das estruturas sedimentares nas barras de desembocaduras influenciadas pelos processos fluviais, sendo que a variação na descarga do sistema fluvial pode resultar na deposição de camadas argilosas entre a sucessão arenosa com granocrescência ascendente (BHATTACHARYA & WALKER, 1992). A preservação de matéria orgânica é frequentemente alta no ambiente de frente deltáica dominado por rio (COLEMAN & PRIOR, 1982).

4.5.3. Prodelta

Segundo ELLIOTT (op cit.) o prodelta representa a parte mais avançada de deposição de sedimentos em um delta, sendo dominado por material lamoso. A sucessão faciológica do prodelta em deltas dominados pelos processos fluviais é composta por argilitos e siltitos maciços e estratificados, podendo formar em toda sequência uma estratificação gradativa (Wright et al. apud BHATTACHARYA & WALKER, op cit.).

COLEMAN & PRIOR (op cit.) descrevem que o grau de bioturbação na sucessão faciológica do prodelta depende da taxa de sedimentação e do padrão granulométrico atuante durante a deposição.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. INTRODUÇÃO

Os aspectos singulares da geomorfologia da Bacia do Amazonas há décadas vem chamando atenção de muitos pesquisadores, dada a heterogeneidade e complexidade das suas formas de relevo. Dentro desse quadro, diversos trabalhos têm sido desenvolvidos como o de STERNBERG (1950), que enfatiza o controle neotectônico no padrão da rede de drenagem da Planície Amazônica, seguido, mais tarde, pelos de CUNHA (1991) e COSTA et al. (1994). Com relação a gênese dessa planície, destacam-se os trabalhos de IRIONDO (1982), IRION (1984), JUNK (1984), SIOLI (1984) e MARTES et al. (1995), enquanto que o detalhamento do relevo da região Amazônica foi enfatizado por BARBOSA et al. (1974), NASCIMENTO et al. (1976), MOREIRA (1977) e GATTO (1991).

O principal objetivo desse capítulo consiste em determinar o padrão geomorfológico da área estudada, utilizando-se para isso uma adaptação do método de classificação geomorfológica usado por WOODROFFE et al. (1986) na Planície Costeira da Austrália, o qual consiste na separação e organização dos elementos em suas respectivas unidades de cada província, procurando, assim, contribuir para um melhor entendimento do processo evolutivo da área do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu. Como resultado desse estudo, foram definidas duas províncias geomorfológicas, além de quatro unidades com seus respectivos elementos, conforme indicado na Figura 5.1 e Tabela 5.1.

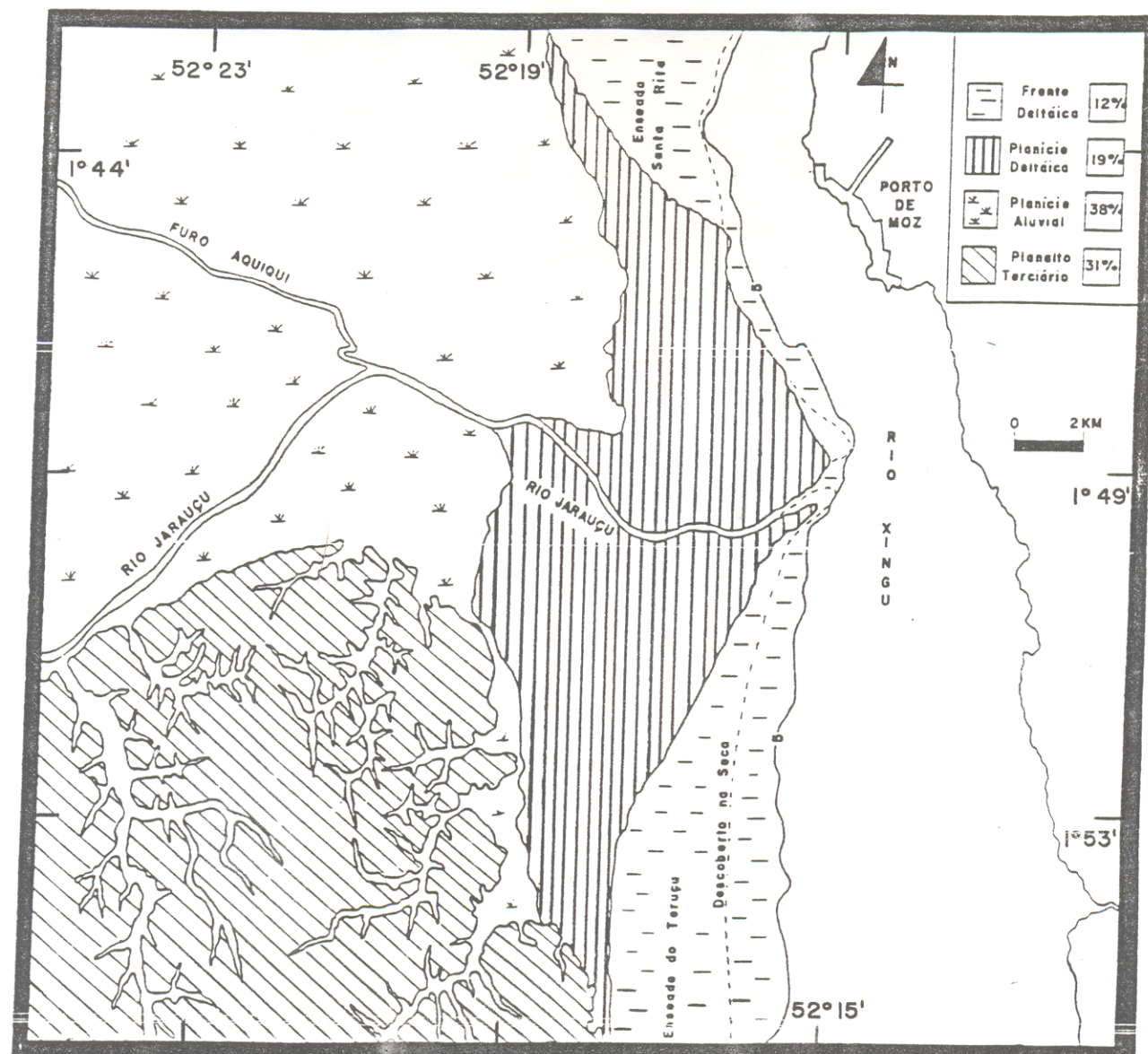


Figura 5.1: Mapa da área do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu na confluência com o Rio Xingu, foi elaborado a partir das interpretações da Imagem de Satélite LANDSAT-TM5 na composição colorida (5G 4R 3B), Carta Náutica (DHN, 1980) e imagem de Radar (BRASIL, 1974). Enfatiza o padrão geomorfológico da área estudada, constituído pelo Planalto Terciário e pela Planície Quaternária, além das unidades Serra do Tapará, Planície Aluvial, Planície Deltáica e Frente Deltáica.

Tabela 5.1: Padrão geomorfológico da área do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçú.

<i>PADRÃO GEOMORFOLÓGICO</i>			
<i>Províncias</i>	<i>Unidades</i>	<i>Elementos</i>	<i>Área ocupada em (%) por Unidade</i>
Planície Quaternária	Frente Deltáica	1) Barras de Desembocadura 2) Ilhas	12%
	Planície Deltáica	1) Canal Distributário 2) "Levees" 3) "Crevasse Splays" 4) Paleocanais Distributários 5) Planícies Interdistributárias	19%
	Planície Aluvial	1) Canais Ativos 2) Paleofuros 3) "Levees" 4) Linhas de Acreção 5) "Crevasse Splays" 6) Planície de Inundação (Baías)	38%
Planalto Terciário	Serra do Tapará	1) Interflúvios 2) Vales	31%

5.2. PLANALTO TERCIÁRIO

Corresponde a um pequeno segmento da Serra do Tapará, ocupando aproximadamente 31% da superfície da área estudada (Figura 5.1). Regionalmente está inserida na unidade geomorfológica Depressão da Amazônia Central, definida por GATTO (1991) e descrita no item (3.8.1).

5.2.1. Serra do Tapará

Faz parte do nível topográfico mais elevado da área estudada, alcançando em média 20 a 40m acima do nível de água baixa do Rio Xingu (Figura 5.2). Essa serra, apresenta relevo irregular dado pelos interflúvios e vales. Encontra-se completamente recoberta por espécies vegetais como o parapará, castanheira, louro fino, jabutirana, angelim e sucububa, entre outras.

O limite da Serra do Tapará com a Planície Quaternária faz-se de forma brusca e descontínua (possivelmente através de falhas, provavelmente encobertas pelos colúvios), através de um extenso terraço inativo, composto por escarpas suaves e irregulares interrompidas por inúmeros vales, modificando a singularidade do terraço, o qual está afastado do contato direto com o Rio Xingu, em virtude do processo de progradação da Planície Quaternária.

5.3.1. Planície Aluvial

É uma unidade que abrange 38% da área em estudo (Figura 5.1 e Tabela 5.1). Está apenas poucos centímetros acima do nível baixo das águas dos rios Xingu e Amazonas, durante o período máximo de estiagem. Entretanto, durante o período máximo de enchente (inverno) essa planície fica totalmente submersa pelas águas oriundas dos rios Xingu e, Amazonas, que a invadem através dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui. Ao longo das margens desses rios, em alguns locais, foram encontrados marcas de níveis das águas das enchentes na altura de aproximadamente 2m, registradas nas aningas e em outros tipos de vegetação de porte um pouco superior, fixadas nos “levees” desses canais.

Nessa região, apenas no verão (vazante sazonal dos rios Xingu e Amazonas) é que fica exposta uma grande área relativamente plana com diversos elementos morfológicos componentes, como os canais ativos, “levees”, linhas de acreção, “crevasse splays” e planície de inundação (Figura 5.1).

5.3.1.1. Canais Ativos

A morfologia do canal pode refletir na geometria dos depósitos fluviais, quando o mesmo é afetado por processos tectônicos, mudanças no nível relativo do mar, e variações climáticas (MIALL, 1992). O referido autor advoga que esses fatores atuam no controle da descarga hídrica (quantidade e variabilidade), carga de sedimento (quantidade e tamanho dos grãos), largura, profundidade, velocidade de fluxo, inclinação, forma de fundo e densidade da vegetação ao longo das margens do canal.

A dinâmica dos canais ativos da área estudada, representados pelo Rio Jarauçu e Furo Aquiqui (ambos componentes da planície aluvial), foi, em parte,

possivelmente influenciada pelos processos alogênicos, que atuam na bacia, tais como a neotectônica e as variações climáticas ao longo do Holoceno, influenciando diretamente no nível das águas desses canais. Esses fatores favoreceram que uma série de feições morfológicas (por exemplo; as linhas de acreção, “levees” e “crevasse splays”) fossem deixadas como registros da evolução desses canais no decorrer do Holoceno.

O canal do Rio Jarauçu é o que apresenta maior extensão, perfazendo um total aproximado de 29km, sendo que apenas 17km de seu curso corta a área da planície aluvial (Figura 5.1). Apresenta uma largura mínima aproximada de 130m e máxima em torno de 210m (Figuras 5.1, 5.5 e 5.6, ANEXO). Esse canal tem seu curso controlado possivelmente por falhas ou fraturas tectônicas nas direções NE-SW e NW-SE, ajustado em trechos curtos e relativamente retos, com baixa sinuosidade.

A respeito da sinuosidade, Brice apud RUST (1978) determinou que a sinuosidade index é definida através da razão entre o comprimento do canal (CC) e o comprimento do eixo do vale (CV). Leopold & Wolman apud RUST (op cit.) concluíram que o valor da sinuosidade limitada em 1,5 serve para distinguir entre a morfologia de canais meandrantés ($> 1,5$) e não meandrantés ($< 1,5$). Com isso, o canal do Rio Jarauçu apresenta baixa sinuosidade ($CC/CV = 1,01$) (Figura 5.3), sendo classificado como do tipo reto (“straight”). De acordo com REINECK & SINGH (1980) este tipo de canal é raro na natureza, sendo constituído por um único talvegue e apresentando fluxo unidirecional de montante (oeste) para jusante (leste), durante o ano todo, todavia, no período de enchente, há diminuição na velocidade de fluxo em decorrência da barragem natural na sua foz, representada pelas águas do rio Xingu.

A água do Rio Jarauçu possui cor verde amarelada, semelhante do Rio Xingu, classificada por SIOLI (1984) como água clara; isto até a confluência com o seu tributário, o Furo Aquiqui. A partir dessa confluência até a foz com Rio Xingu, a água fica mais lamosa em virtude da grande concentração de sedimentos em suspensão desse tributário. A cor da água do Rio Jarauçu está relacionada com sua nascente, distante mais de 237km de sua foz, no embasamento Pré-Cambriano do Complexo Xingu, ao sul da área (Figura 3.9). Nessa trajetória, esse rio drena as rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Amazonas, até atingir as rochas sedimentares terciárias da Formação Alter do Chão, que contribuem com grande quantidade de sedimentos em suspensão, que denotam a cor amarelada observada.

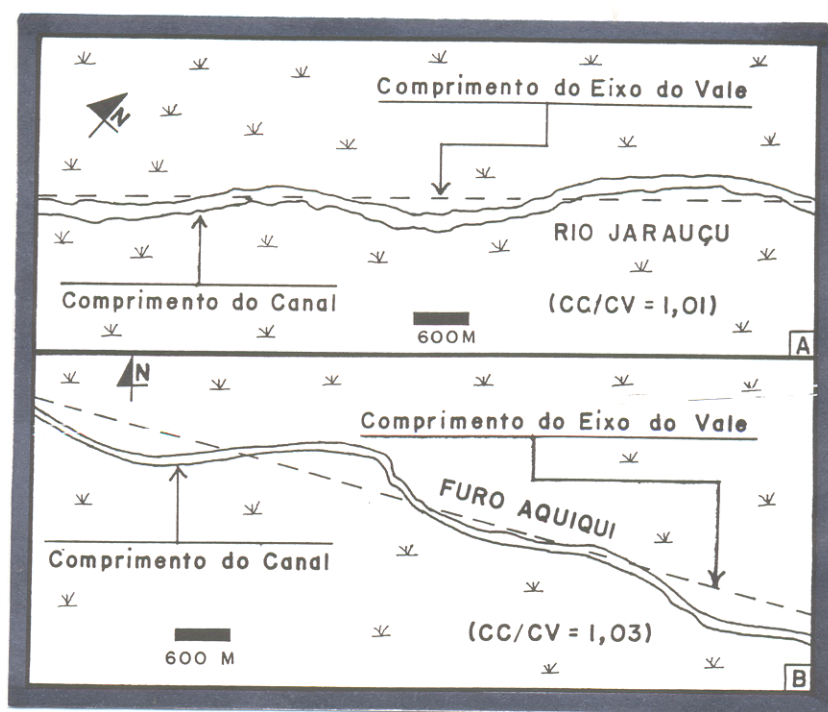


Figura 5.3: Esquema com os índices de sinuosidade dos canais dos Rio Jarauçu (A) ($CC/CV = 1,01$) e (B) Furo Aquiqui ($CC/CV = 1,03$). Ambos os valores são inferiores a 1,5, o que permite classificá-los como rios do tipo reto ("straight"), segundo Leopold & Wolman apud RUST (1978).

O canal do Furo Aquíqui tem extensão aproximada de 12km e largura máxima de 70m dentro da Planície Aluvial (Figuras 5.1, 5.4 e 5.5). Esse canal está controlado na direção NW-SE e apresenta baixa sinuosidade ($CC/CV = 1,03$) (Figura 5.3), o que o classifica, também, como um rio do tipo reto, embora apresente um pequeno trecho em forma de cotovelo, localizado próximo à sua confluência com o Rio Jarauçu (Figura 5.5). A água desse canal tem fluxo unidirecional no sentido Rio Amazonas - Rio Jarauçu. No período de enchente, o Furo Aquíqui recebe um maior volume hídrico e sedimentar do Rio Amazonas, o que faz com que ocorra o seu transbordamento sobre a Planície Aluvial (associado com a barragem de suas águas na confluência com o Rio Jarauçu). A água desse furo tem cor amarelada (barrenta), o que o enquadra como rio de água branca na classificação de SIOLI (1984). A cor amarelada está relacionada, primeiramente, com a conexão que esse furo faz com a água barrenta do rio Amazonas, à 40km de distância do limite noroeste da área (Figura 3.9) e, secundariamente, pode haver um acréscimo no conteúdo de sedimentos em suspensão, oriundos da erosão dos sedimentos da Planície Amazônica, por onde esse canal flui.

5.3.1.2. "Levees"

Os "levees" ou diques naturais são cristas cuneiformes de sedimentos que ocorrem no declive do canal, dirigindo-se suavemente para dentro da planície de inundação. São bem desenvolvidos no lado concavo (erosivo) do canal, enquanto que no lado convexo são sutis ou ausentes. Ficam submersos apenas nas inundações maiores, sendo que nas baixas inundações podem ser a única parte do terreno exposto (MIALL, 1984).

A espessura dos “levees” tende a variar com o tamanho e capacidade da corrente. Na área estudada, as cristas dos “levees” ficam poucos centímetros acima do nível da planície de inundação, atingindo, no máximo, 30cm de espessura. Na vazante, a deposição nos “levees” fica restrita às parcelas do canal, onde a sedimentação é detrítica, sendo que durante as cheias, a corrente fluvial ao transpor as margens é freada e abandona parte de sua carga sedimentar, permitindo a edificação dos “levees” (REINECK & SINGH, 1980).

Nas planícies aluvial e deltáica, os “levees” estão distribuídos quase que continuamente ao longo das margens do canal do Rio Jarauçu e do Furo Aquiqui, formando uma espécie de cordões alongados, com altura, largura e extensão variáveis.



Figura 5.4: Vista de um trecho do Furo Aquiqui, acima da conexão com o Rio Jarauçu. Destaca-se a vegetação pioneira aluvial (ex.; verônica, louro, jenipapo, etc), que parece flutuar sobre o nível da água, formando um cordão longitudinal em ambas as margens do canal.

Ao longo das margens do Rio Jarauçu, os “leveses” demonstram baixa variação em sua largura, alcançando valores de até 5m (Figuras 5.5, 5.6 e 5.7, ANEXO). Os “leveses” localizados nas margens do Furo Aquiquei, na planície aluvial, são menos irregulares na sua distribuição, mas, também, alcançam valor máximo de 5m de largura.

Em geral, todos os “leveses” encontram-se recobertos pela vegetação da Formação Pioneira Aluvial, que forma uma barreira natural, dificultando o acesso para o interior das planícies aluvial e deltáica. As espécies vegetais mais comumente encontradas nessas zonas são as aningas, arroz-bravos e raros caraparus, sendo que espécies como a verônica e o jenipapo são raras ao longo das margens do Rio Jarauçu, sendo mais volumosas no percurso do Furo Aquiquei.



Figura 5.5: Imagem TM do Satélite LANDSAT-5 na composição colorida (5G 4R 3B), mostrando a porção central da área estudada. Ressalta-se uma série de feições morfológicas no interior da planície aluvial, com destaque para o conjunto de “leveses” (L), paleofuros (PF), linhas de acreção (LA), “crevasse splays” (C), planície de inundação (PI), lagos de várzeas (LV), lagos de “leveses” (LL) e lagos colmatados (LC).

5.3.1.3. Linhas de Acreção

Em virtude de não encontrarmos na literatura geomorfológica e geológica, nenhum termo que denomina-se um conjunto de “levees” inativos, semi-retos, dispostos paralelamente, entre si e interrompidos apenas pelos cortes provocados pelos “crevasse splays”, achamos mais coerente denominar este conjunto como “linhas de acreção”, tendo em vista que cada “levee” abandonado representa um evento progradacional do canal.

Na planície aluvial de domínio do Furo Aquiwi as linhas de acreção podem alcançar, em conjunto, mais de 12km de extensão, com largura individual de cada levee inativo na faixa de 5m. As linhas de acreção podem alcançar até 2,3km de distância do curso atual, sendo que a maior área de exposição dessas linhas concentra-se ao lado direito desse canal (Figura 5.5 e ANEXO).

A partir da confluência do Furo Aquiwi com o Rio Jarauçu até a foz com o Rio Xingu, predomina um conjunto de “levees” inativos semi-retos, interceptados na sua maioria por vários “crevasse splays”, formando uma série de segmentos curtos e retos com extensão na faixa de 35m a 127m, e largura em torno de 10m (Figuras 5.5 e 5.6). No trecho entre a confluência dos canais Aquiwi e Jarauçu até a Planície Deltáica, as linhas de acreção concentram-se, em grande parte, do lado esquerdo, chegando alcançar até 1km de distância do canal (Figura 5.7 e ANEXO). No trecho do Rio Jarauçu, à montante da confluência com o Furo Aquiwi, as linhas de acreção são quase que inexistentes, com restrita ocorrência na margem direita desse canal. O tipo de vegetação mais comum que recobre estas feições são os caraparus e, secundariamente, o rabo-de-rato e arroz-bravo.

5.3.1.4. “Crevasse Splays”

São resultantes dos rompimentos transversais dos “levees”, acarretado pelo excesso de água no leito do canal durante o período de inundação máxima (Happ et al. Apud ALLEN, 1965). Os “crevasse splays” possuem padrão e sistema de drenagem próprio e, a partir do rompimento dos “levees”, as águas das cheias aprofundam o novo canal ou correço, chegando a desenvolver um sistema de canais distributários sobre a superfície da face externa do “levee” e também sobre a planície de inundação (REINECK & SINGH, 1980).

Os “crevasse splays” são feições comuns, principalmente ao longo das margens do Rio Jarauçu (Figuras 5.5, 5.6 e 5.7, ANEXO), propiciando, assim, o transbordamento de um considerável volume de água para as áreas da planície de inundação, durante o período da enchente regional. Estes “crevasses” chegam a atingir até 112m de extensão e largura entre 16m e 25m. No total de doze crevasse splays definidos na área, apenas nove estão presentes na planície aluvial, dos quais sete ocorrem ao longo das margens do Rio Jarauçu, quatro estão ao longo do Furo Aquiwi (ANEXO) e, os três últimos ocorrem no interior da Planície Deltáica (Figura 5.7).

5.3.1.5. Planície de Inundação

É definida como uma área da planície aluvial, relativamente plana, adjacente ao canal e sujeita às inundações periódicas causadas pelo transbordamento proveniente das águas do rio (Schmudde apud NANSON, 1980).

Durante o período de estiagem a planície de inundação fica completamente exposta à ação dos agentes climáticos da região equatorial, principalmente as precipitações pluviométricas fortes e rápidas e a insolação diária, que em conjunto atuam no processo de dissecação dessa unidade. Esta planície caracteriza-se por ser plana e, conseqüentemente,

composta por trechos bem e mal drenados, sendo cortada apenas por alguns estreitos paleocanais com largura máxima de 15m, os quais acham-se totalmente preenchidos pelos sedimentos holocênicos (Figuras 5.5 e 5.6, ANEXO).

São nos trechos mal drenados da planície de inundação que ocorrem as gramíneas. Entretanto, nas áreas mais baixas, conhecidas como baías de inundação, desenvolvem-se os pântanos e os lagos.

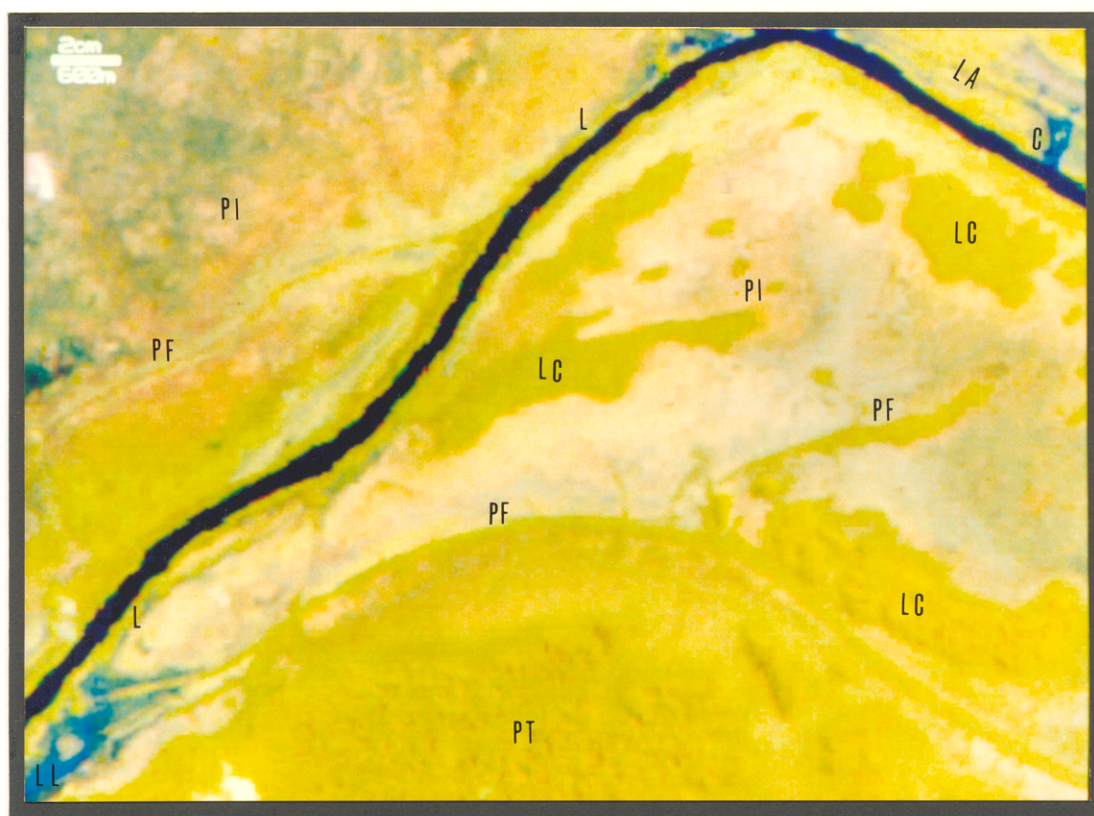


Figura 5.6: Cena TM do satélite LANDSAT-5 na composição colorida (5G 4R 3B). Observa-se um trecho, referente a zona sul da área estudada, onde destaca-se a planície de inundação (PI), a borda do Planalto Terciário (PT), paleofuros (PF), lagos colmatados (LC), lagos de levees (LL), linhas de acreção (LA) e "crevasse splays" (C).

Quando retorna o período de enchente, toda a planície de inundação fica totalmente submersa, onde passa atuar, com mais vigor, os processos deposicionais predominantemente por suspensão.

5.3.1.5.1. Lagos e Paleolagos

Foram registrados um total de 33 lagos. Destes, 18 estão distribuídos ao longo da Planície Aluvial e os outros ocorrem na Planície Deltáica. Foram classificados de acordo com a padronização definida por NASCIMENTO et al. (1976), que levaram em consideração a morfologia do lago e sua gênese. Baseado nessa classificação, dos 17 lagos encontrados na Planície Aluvial, 3 são capturas de paleocanais, 10 são lagos de “levees” e 5 são lagos de várzeas (Figuras 5.5 e 5.6, ANEXO).

Em geral, os lagos de várzea (LV) são caracterizados por receberem águas do rio principal apenas no período de enchente. Suas formas são muito irregulares e seu tamanho também; alguns chegam a alcançar até 1km de comprimento (Figura 5.5).

Os lagos de paleocanais (LP) são aqueles formados nos braços abandonados dos antigos canais (“lake oxbow”), em processo de recuperação dos trechos colmatados. Possuem comprimento variando entre 100m e 800m.

Os lagos de “levees” (LL), correspondem aqueles que aproveitam as áreas baixas entre os “levees” abandonados e ativos para se desenvolverem, e têm, geralmente, forma alongada. Possuem extensões na faixa de 400m a 700m. A maior quantidade desses lagos está distribuída ao longo das margens dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui (Figura 5.5 e ANEXO).

Em geral, todos esses lagos são efêmeros, apresentando um adiantado estágio de colmatção, além do avanço da cobertura vegetal desenvolvida principalmente no inverno (Formação Pioneira Aluvial, composta por gramíneas, arroz-bravos e aningas).

Os lagos colmatados (LC), correspondem a um conjunto de antigos lagos (um total de 4), localizado em um trecho da planície de inundação entre o Rio Jarauçu e o Planalto Terciário (Figura 5.6 e ANEXO). Possuem forma alongada e contornos irregulares, com extensão máxima aproximada de 3km e largura máxima em torno de 870m (Figura 5.6). As espécies vegetais mais comuns que colonizam esses paleolagos são as aningas, rabo-de-rato e erva-de-passarinho.

5.3.1.6. Paleofuros

O termo furo é destinado geomorfologicamente a todo canal de drenagem que liga um rio a outro ou a um lago (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Foram registrados através da interpretação das cenas de satélite LANDSAT-5 um total de 11 paleofuros, todos originados na planície aluvial, sendo que apenas dois deles têm comunicação direta com o Rio Xingu; um que fluía pela planície aluvial, próximo ao contato com o Planalto Terciário e, o outro que iniciava na planície aluvial e invadir a planície deltáica, até sua ligação com o Rio Xingu. Foram identificados dois tipos de antigos furos: os paleofuros (PF) e paleofuros ligando lagos (PL).

Os paleofuros correspondem aos furos que foram interrompidos pela colmatagem. Na área estudada, foram registrados um total de 6 paleofuros, distribuídos ao longo da planície aluvial, sem direção predominante; alguns chegam a alcançar mais de 19km em extensão, com largura máxima de 15m e são em geral, retos, com baixa sinuosidade (Figuras 5.5 e 5.6, ANEXO).

Os paleofuros ligando lagos são dominantes no interior da planície aluvial. Na área estudada foram registrados apenas 5 paleofuros, sem orientação predominante, caracterizados por serem de baixa extensão, alcançando no máximo 3km e largura na faixa de 10 a 15m (ANEXO).

5.3.2. Planície Deltáica

De acordo com MARTIN et al. (1993) a planície deltáica corresponde a uma área extensa morfologicamente plana, baixa, inundada periodicamente e composta de vários subambientes, onde os principais elementos fisiográficos são: rede de paleocanais distributários, canal distributário central e as regiões interdistributárias. Segundo BHATTACHARYA & WALKER (1992) a planície deltáica é dominada pelos processos fluviais.

A partir de aproximadamente 11km à montante de sua foz, o Rio Jarauçu assume um caráter dispersivo, evidenciado por uma rede de paleocanais distributários que ocorrem nessa planície deltáica. Esta unidade morfológica recobre uma extensão em torno de 19% da área estudada, podendo alcançar até 30km de comprimento no sentido N-S e largura superior a 9km (Figura 5.1). É interceptada pelo Planalto Terciário ao sul, à leste pela frente deltáica e à norte e a oeste pela Planície Aluvial (Figura 5.1). Apresenta como feições morfológicas o canal distributário principal (Rio Jarauçu), paleocanais distributários e planícies interdistributárias (Figura 5.7 e ANEXO).

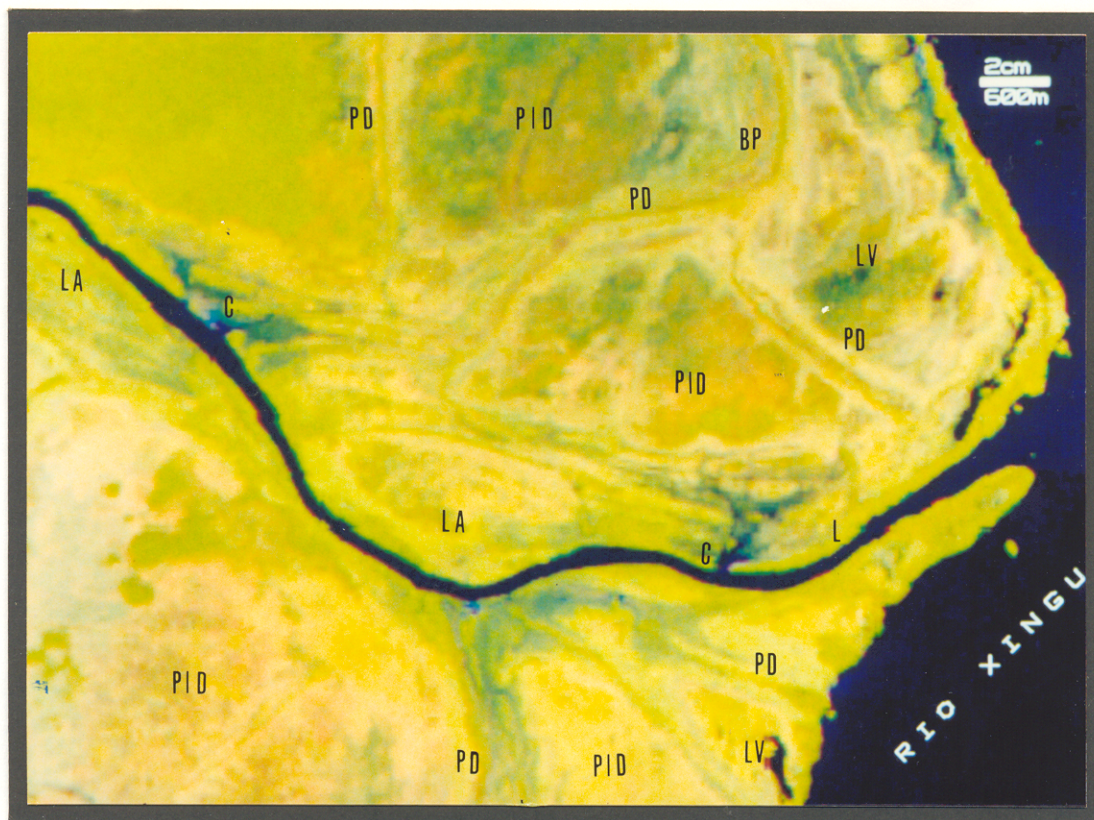


Figura 5.7: Imagem TM do Satélite LANDSAT-5 na composição colorida (5G 4R 3B), mostrando um trecho da planície deltáica, onde destacam-se os inúmeros paleocanais distributários (PD), planícies interdistributárias (PID), canal distributário principal com seus "levees" (L), "crevasse splays" (C), linhas de acreção (LA), barra em pontal (BP) e lago de várzea (LV).

5.3.2.1. Canal Distributário Central

É uma unidade morfológica, que leva uma parte dos sedimentos e das águas provenientes de um rio para uma bacia receptora (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Corresponde aos últimos 11km do traçado do Rio Jarauçu dentro da planície deltáica; a partir do instante em que este torna-se dispersivo, compõe-se de vários paleocanais distributários de menor porte, distribuídos em ambos os lados (Figura 5.7 e ANEXO A). Este canal possui uma largura em torno de 170m nos trechos internos e mais de 660m na sua foz (Figura 5.7 e ANEXO). A projeção do canal principal é relativamente reta,

com suaves curvas, baixo padrão de sinuosidade ($< 1,5$) e com uma forte inflexão no seu curso para nordeste, a partir de aproximadamente 3km à montante de sua foz.

Nas margens desse canal dispõem-se paralelamente os "levees", morfologicamente semelhantes àqueles descritos no item (5.3.1.2). Do lado esquerdo do canal principal despontam as linhas de acreção, tomando uma faixa de 720m de largura (Figura 5.7), sendo interceptadas apenas pelos "crevasses" com largura de até 30m. Segundo Wright & Coleman apud ELLIOTT (1986), o canal distributário, no seu baixo curso, é influenciado pelos processos baciais, tais como a ação de maré, mesmo de baixa amplitude.

5.3.2.2. Paleocanais Distributários

Correspondem a antigos canais secundários, que foram completamente colmatados. São um total de seis paleocanais que, quando ativos, auxiliavam o canal principal no escoamento da descarga hídrica e sedimentar em direção ao Rio Xingu.

Os paleocanais distributários apresentam "levees" que não ultrapassam mais do que 30cm acima das planícies interdistributárias circundantes. A maioria desses paleocanais distribuem-se no sentido N-S, com rara variação para NW-SE, possuindo larguras em torno de 10m a 30m e baixa sinuosidade (Figuras 5.7 e 5.8, ANEXO).

5.3.2.2.1. Barra em Pontal

É a mais notável feição geomorfológica do canal quando meandrante, sendo o maior produto de sedimentação desse canal. A forma e tamanho da barra em pontal varia com o tamanho do rio. Em canais pequenos, a barra em pontal é uma simples feição deposicional no lado convexo do meandro, mergulhando suavemente em direção do canal. A

deposição na barra em pontal, resulta da migração lateral do rio meandrante durante a inundação. Nos canais pequenos, a espessura dos sedimentos da barra em pontal varia geralmente de 1 a 3m (REINECK & SINGH, 1980).

Coleman apud DAVIS JR. (1983) assinala que os canais distributários demonstram uma baixa tendência de migração e, conseqüentemente, a possibilidade de formar barras em pontal é muito pequena.

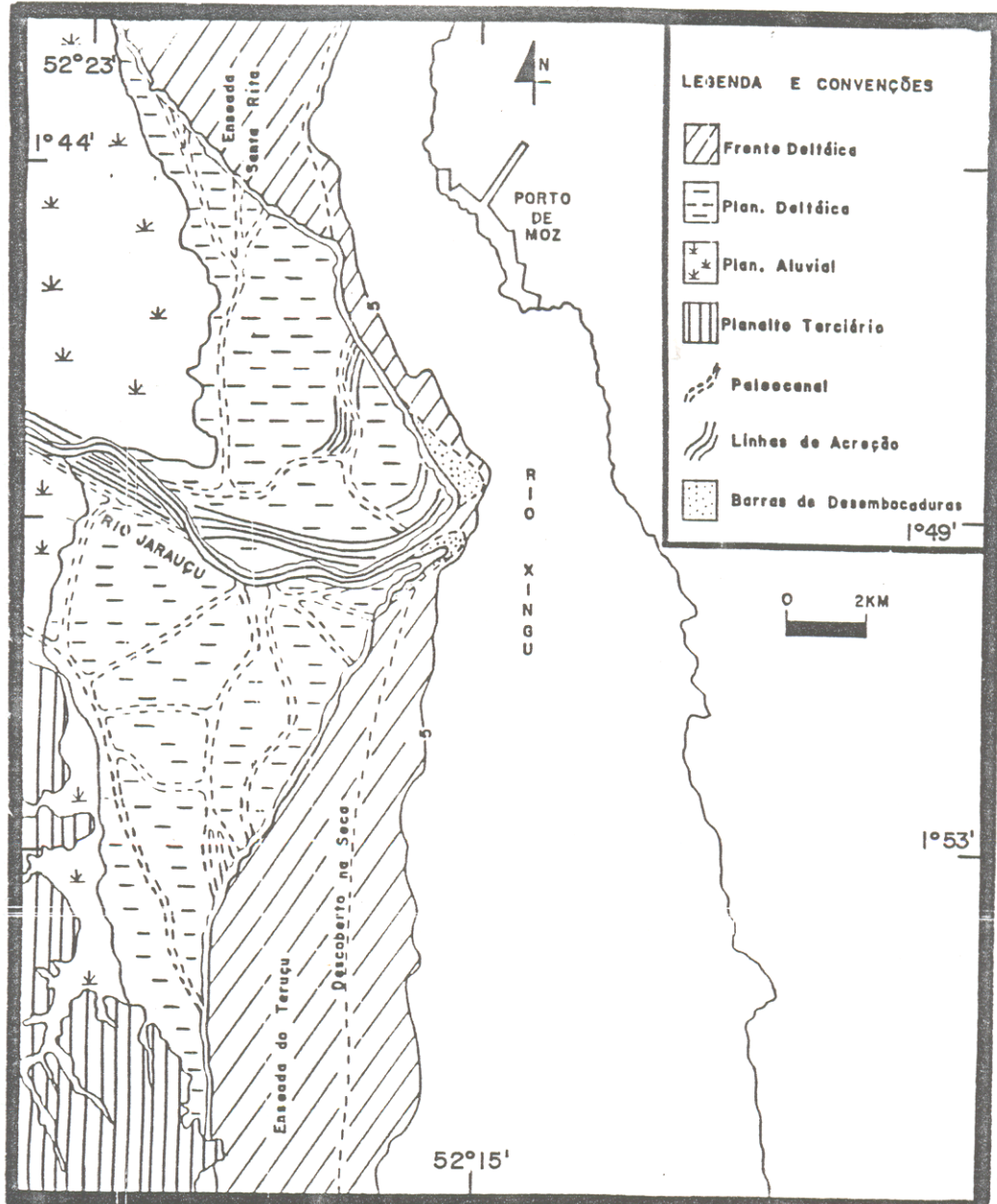


Figura 5.8: Detalhe dos vários paleocanais distributários que cortam a planície deltaica. Adiante, no interior da frente deltaica, ocorrem as barras de desembocadura.

Em toda extensão da área estudada, esta feição fisiográfica, foi encontrada apenas na margem convexa de um paleocanal distributário com formato meandrante, localizado na margem esquerda do Rio Jarauçu, no interior da planície deltáica (Figuras 5.7 e 5.8 e ANEXO). Esta barra em pontal, possui espessura aproximada de 400m e comprimento máximo de 1,46km. É formada por um conjunto de linhas em forma de arcos, que vão diminuindo de extensão em direção do paleocanal distributário.

5.3.2.3. Planícies Interdistributárias

Representam o setor de nível topográfico mais baixo na planície deltáica, estando dispostas basicamente entre os paleocanais distributários (Figuras 5.7 e 5.8), recebendo grandes quantidades de sedimentos em suspensão, oriundos do transbordamento dos canais distributários dos rios Xingu e Amazonas. Os processos sedimentares envolvendo a invasão das águas das cheias e a consequente sedimentação, são similares àqueles ocorrentes na planície de inundação.

Algumas das maiores planícies interdistributárias chegam a atingir até 2,7km de comprimento, no sentido N-S, estando quase todas recobertas pela vegetação de pântano, como gramíneas (mais comuns) e aningas, entre outras. No interior dessas planícies são encontrados um total de 17 lagos com diversas dimensões e formas. Os processos de colmatagem dominantes nessas planícies são similares àqueles ocorrentes na planície de inundação citadas no item (5.3.1.5).

5.3.3. Frente Deltáica

Corresponde um dos três subambientes do delta, permanentemente submersa, formada por sedimentos fluviais parcialmente retrabalhados pela ação bacinal (SUGUIO, 1992).

A frente deltáica corresponde à aproximadamente 12% de extensão, estando localizada diante da planície deltáica, rumo à calha do Rio Xingu (Figuras 5.1 e 5.8, ANEXO). Esta unidade recebe a carga sedimentar do canal distributário central e outrora era receptora, também, do conteúdo sedimentar dos paleocanais distributários oriundos da planície deltáica. É uma área relativamente plana, de baixo gradiente que estende-se até a isobata de 5m (DHN, 1980), alcançando, na foz do Rio Jarauçu, uma largura de 35 a 50m, entretanto, em direção às extremidades norte e sul da frente deltáica pode atingir valores aproximados de 400 a 530m, onde boa parte dessa região fica exposta durante os períodos de seca, expondo as enseadas do Teruçu e Santa Rita, voltando a ficar completamente submersa nos períodos de cheias (Figuras 5.1 e 5.8). No interior desta faixa ocorrem barras de desembocaduras do Rio Jarauçu, e inúmeras ilhas.

5.3.3.1. Barras de Desembocadura

São corpos arenosos, estreitos e alongados, de seções transversais lenticulares e subjacentes a um canal distributário em um delta. Estes corpos arenosos, que são muito mais largos do que o canal distributário, são formados pelo avanço progradante da barra em meia lua junto à desembocadura do distributário (SUGUIO, op cit.).

São feições morfológicas marcantes dentro da Frente Deltáica, as quais prolongam-se em direção à bacia receptora (Rio Xingu) e estão permanentemente submersas.

São alongadas, direcionadas para nordeste com largura entre 55 a 93m (Figuras 5.1 e 5.8, ANEXO).

5.3.3.2. Ilhas

São feições marcantes principalmente na porção inferior da isobata de 5m (Figura 5.7 e ANEXO). Ocorrem mais precisamente a uma profundidade abaixo de 3m no verão, entretanto, no período de inverno a maior parte dessas ilhas ficam quase que totalmente submersas (Figura 5.9).



Figura 5.9: Conjuntos de pequenas ilhas que ocorrem ao longo da frente deltáica. São de difícil acesso, principalmente por estarem posicionadas em uma zona de navegação restrita, dada a baixa profundidade do local.

São encontradas um total de 17 pequenas ilhas com as mais variadas formas e tamanhos (30m a 90m de comprimento), dispersamente distribuídas ao longo da frente deltaica (ANEXO). A maior concentração ocorre às proximidades da desembocadura do Rio Jarauçu, prolongando-se para o norte. Todas essas ilhas estão colonizadas por vários tipos de espécies vegetais de pequeno a médio porte como as aningas, ervas-de-passarinhos, rabos-de-ratos, mururés e, para o centro, aparecem raros jenipapos, araparis e louros.

5.4. CONCLUSÕES

O quadro geomorfológico da área do Sistema Flúvio-Deltaico é composto por duas províncias: Planalto Terciário e Planície Quaternária. Ambas possuem características morfológicas completamente distintas:

O Planalto Terciário está representado pela Serra do Tapará, edificada sobre as rochas sedimentares da sequência superior da Formação Alter do Chão, depositadas no Terciário Superior. As condições tectônicas para a deposição dos sedimentos dessa formação deram-se, segundo CAMPOS & TEIXEIRA (1988), após o relaxamento dos esforços compressivos intensivos no Cretáceo, que criou condições para a subsidência flexural da Bacia do Baixo Amazonas. Segundo BEMERGUY et al. (1995), a instabilidade tectônica dominante no Plio-Pleistoceno e geradora da junção tríplice (R-R-T) entre Juruti e Gurupá, pode ter atuado na abertura de fraturas que evoluíram para interflúvios, deixando, no transcorrer do tempo, o relevo completamente irregular. Essa irregularidade deve-se, também, ao avanço dos processos de desintegração e decomposição das rochas, controlados pelas periódicas oscilações climáticas dominantes no transcorrer do Holoceno, alternando entre períodos secos e úmidos, os quais foram vitais para o estabelecimento do quadro atual

entre interflúvios e vales encontrado na borda da Serra do Tapará. Essas fraturas na superfície do relevo ressaltam os padrões de drenagens do tipo dendrítico (nível regional) e, nas bordas da serra, dendrítico pinado, de acordo com a classificação de Bigarella et al. apud GUERRA & CUNHA (1994). Os vales possuem fundos aplainados, os quais abriram caminho para os componentes sedimentares intemperizados descerem na forma de leque em direção à Planície Quaternária, formando depósitos em lençóis contornando todo o sopé da serra.

A Planície Quaternária é formada por um conjunto de feições morfológicas típicas de áreas baixas, planas, pobremente drenadas e protegidas das correntes fortes. É uma zona altamente dinâmica, cuja evolução é controlada pelos processos sedimentares recentes. De acordo com IRION et al. (1993), o nível topográfico atual da Planície Quaternária, resulta da sucessão de vários níveis sedimentares inferiores, decorrentes dos períodos baixos dos rios amazônicos, entre os intervalos altos do nível do mar, desde o Pleistoceno, proporcionando a deposição da carga sedimentar (oriundos das áreas Andinas e da própria erosão da Planície Amazônica), nas regiões baixas do vale Amazônico,

A planície aluvial corresponde à unidade morfológica formada pela associação de várias feições típicas de ambiente fluvial, como os canais, “levees”, “crevasse splays” e planície de inundação, que desenvolveram-se conforme o próprio processo evolutivo dessa planície.

Feições como planície de inundação, “levees” e “crevasses” são elementos morfológicos, cujo desenvolvimento passa pela ligação direta com a dinâmica dos canais ativos (Rio Jarauçu e Furo Aquiqui). O comportamento plano-paralelo dos “levees” inativos desses canais sugerem uma acreção moderada de ambos os lados dos canais, possivelmente desenvolvidos durante os sucessivos afogamento desses canais durante as

subidas do nível dos rios Xingu e Amazonas, concomitantemente com as subidas do nível relativo do mar durante o Holoceno Superior, favorecendo o processo de colmatação dos canais que deixaram para trás vários "levees" inativos na forma de linhas de acreção. Processo de colmatação semelhante foi estabelecido nos canais distributários até a total inatividade dos mesmos, quando o quadro paleogeográfico da planície deltáica encontrava-se próximo do atual. Os crevasses são feições recentes nos canais, ajudando-os na distribuição da carga hídrica e sedimentar para o interior da planície de inundação e planícies interdistributárias, preenchendo os lagos e pântanos durante o período de inundação, onde, segundo REINECK & SINGH (1980), a taxa de sedimentação na planície de inundação geralmente é muito lenta e camadas siltica-argilosas de 1 ou 2cm de espessura são depositadas apenas durante um período de inundação.

Enquanto a planície aluvial evoluía no Holoceno, o mesmo acontecia com o delta através da progradação da planície deltáica, a partir do aporte sedimentar oriundo do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui. A maior parte desses sedimentos ao entrarem em contato com a corrente contrária das águas do Rio Xingu, via Rio Jarauçu, ficaram, retidos na zona da planície deltáica (a partir de 11km atrás da posição atual), resultando numa lenta progradação da planície deltáica. Durante esta fase (quando o nível do rio esteve abaixo do atual), o canal distributário central sofreu rompimentos laterais para auxiliá-lo no escoamento do volume hídrico, dando origem aos canais distributários, que foram desenvolvendo-se a cada descida do nível dos rios Xingu e Amazonas.

A frente deltáica foi estabelecida em subsuperfície, a partir do contato com a planície deltáica até a isobata de 5m, devido a carga sedimentar, em grande parte, fornecida pelo Rio Jarauçu e pelos antigos canais distributários. As feições morfológicas marcantes dessa unidade são as barras de desembocadura e as inúmeras ilhas.

Segundo ELLIOTT (1986) os processos que atuam para a formação das barras de desembocadura começam a partir do instante em que a carga sedimentar conduzida pelo rio estende-se para dentro da bacia receptora na forma de pluma flutuante. Este quadro é favorecido quando existe uma relativa profundidade da água do canal e moderada profundidade da água diante da desembocadura do rio, reduzindo assim parte da fricção da mistura das massas de água, responsável pela desaceleração e conseqüente deposição do aporte sedimentar. A mistura é intensa perto da desembocadura do rio, ocasionando a deposição de uma grande quantidade da carga sedimentar, onde a fração arenosa deposita-se nas barras de desembocadura. Mais adiante, os sedimentos finos são depositados por suspensão como plumas dispersas dentro da bacia receptora. ELLIOTT (op cit.) complementa citando que a dominância dos processos de flutuações da carga sedimentar na desembocadura do rio, produz uma alongada barra de desembocadura, projetada a uma considerável distância para o interior da bacia, com um suave mergulho entre $0,5^\circ$ a 1° .

A inflexão do canal distributário para nordeste, a partir dos últimos 5km de seu percurso, está controlada pela direção predominante da corrente atuante na bacia receptora, com escoamento de sul para norte.

As pequenas ilhas, uma das feições morfológicas mais recentes da frente deltáica, são o resultado do entulhamento sedimentar após a foz do Rio Jarauçu, em virtude da anulação das correntes dos rios Xingu e Jarauçu, ocasionando a gradual deposição sedimentar nessas áreas, protegidas, ao sul, pelo planalto terciário, que invade o leito do Rio Xingu e, ao norte, pela borda da Planície Amazônica. Esta proteção atua no desvio das correntes do Rio Xingu, estimulando o aluvionamento e colmatagem na frente deltáica,

favorecendo o surgimento de pequenas ilhas recentes, em pleno processo de desenvolvimento.

Para que um delta seja formado, é necessário a ação conjunta de vários mecanismos que controlam sua formação que, segundo COLEMAN & WRIGHT (1975), referem-se desde a geometria, natureza e drenagem da bacia receptora, passando para a flutuação no suprimento de sedimentos fluviais, processos associados com a foz do rio, ventos, correntes, regime de maré e ondas, além dos efeitos da tectônica, clima e da variação relativa do nível do mar (devido a interação entre a eustásia e taxa de subsidência).

Conforme os mecanismos citados acima, são apresentados uma série de fatos que contribuíram na classificação do delta do Rio Jarauçu, estabelecido na margem esquerda do Rio Xingu, como "Altamente Construtivo" e dominado pelos processos fluviais.

- A área onde o delta está localizado, refere-se fisiograficamente à zona de ligação entre o Rio Amazonas (ENE-WSW) e o Rio Xingu (NW-SE), dentro da Planície Amazônica, correspondendo uma zona de proteção das fortes correntes do Rio Xingu, sendo propícia ao desenvolvimento dos processos de agradaciação e progradação, com predominância para o segundo;

- A própria geometria da Bacia do Amazonas favoreceu para o estabelecimento desse delta, mesmo que indiretamente, haja visto, que a zona mais baixa dessa bacia corresponde juntamente a Planície Amazônica, localizada na porção central da bacia, atuando como uma área onde tem predominado o processo deposicional sobre o erosivo, favorecida pelos inúmeros tributários com nascentes na Cordilheira dos Andes e nos escudos das Guianas e Brasil Central (por exemplo; entre esses destaca-se o Rio Xingu);

- A variação do nível do mar no Holoceno, representa um dos mecanismos que atuaram diretamente na formação desse delta. O afogamento no baixo curso do Rio

Amazonas (presente até 3.000km à montante de sua foz), conseqüentemente atingiu a foz de seus tributários, que também foram afogados entre eles o Rio Xingu (com influência até 150km à montante de sua foz) (IRION, 1984).O afogamento desses rios causou possivelmente a desaceleração do fluxo de suas águas, principalmente próximo de sua foz, acarretando no bloqueio parcial de seus regimes hidrodinâmicos. Como nos demais tributários, no Rio Xingu estabeleceu-se um regime de "rio-lago", onde segundo BACCOLI (1971) as condições hidrodinâmicas de um lago está restrita apenas à algumas correntes fracas e ondas de pequena a média intensidade. É possível que esta barragem das águas do Rio Xingu, tenha deixado-o, com regime hidrodinâmico próximo do encontrado em ambiente lacustre;

- Conforme IRION et al. (1993), o clima úmido do Holoceno foi favorável para o fornecimento de sedimentos que segundo MABESSONE (1967) seriam oriundos da ação do intemperismo químico dominante na região Amazônica, a serem transportados pelos rios e, posteriormente, depositados próximos de suas foz, resultando na profunda alteração das rochas, que foram erodidas pelo regime pluvial reinante nesse período. Essa condição climática associada ao aporte sedimentar reinante na Bacia Amazônica funciona como fornecedores de sedimentos para o Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçú;

- Os sucessivos volumes de sedimentos que chegam através dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui, na área do delta, resultam na sua progradação rumo à calha do Rio Xingu, em primeiro plano, pela própria posição do delta, o qual está protegido das fortes correntes do Rio Xingu, pelo próprio prolongamento do Planalto Terciário ao sul, obrigando o desvio das correntes rumo à margem direita desse rio, deixando a margem esquerda como a área de proteção natural. Este fator diminui sensivelmente o poder erosivo na margem esquerda, representando uma queda na capacidade de retrabalhamento e dispersão dos

sedimentos depositados pelo canal do Rio Jarauçu, acrescentando um forte fator para o estabelecimento do delta;

- A integração das colocações descritas acima são suficientes para classificar o delta do Rio Jarauçu, como um produto dos processos fluviais, que predominam sobre os processos atuantes na bacia receptora, sendo enquadrado na classificação de Fisher & Brown apud ELLIOTT (1986) como "Altamente Construtivo". Agentes que poderiam ser contrários ao domínio fluvial, como a ação das marés e ondas, não apresentam capacidade suficiente para isto, haja vista, que na foz do Rio Xingu a maré não ultrapassa aos 40cm de altitude (SOARES,1991) e as ondas são fracas e formadas apenas durante as curtas tempestades.

6. ESTRATIGRAFIA

6.1. INTRODUÇÃO

De acordo com MOURA & MELLO (1991) o reconhecimento dos depósitos sedimentares quaternários, principalmente os continentais, tem representado um desafio pela falta de metodologias que os distingam com a necessária precisão, considerando o caráter descontínuo e irregular do registro sedimentar quaternário e os curtos intervalos de tempo geológico envolvidos. Concluem que, mesmo os depósitos quaternários favorecendo, em geral, uma interpretação relativamente fácil da gênese e do ambiente sedimentar, por outro lado, dificultam o estabelecimento da litoestratigrafia, devido as frequentes similaridades e recorrências de fácies e, ainda, por estarem distribuídas irregularmente sob as várias morfologias, geograficamente descontínuas.

Em virtude de conhecer melhor a grande aplicabilidade do método de classificação estratigráfica denominado de "Morfoestratigráfico", o qual nas últimas quatro décadas vem sendo muito utilizado para estudo de depósitos sedimentares quaternários, principalmente em virtude de melhor expressar os detalhes da estratigrafia. Esse método tem sido aplicado com sucesso no estudo costeiro da Austrália por RHODES (1982) e outros autores, como um meio formal de ligação entre a morfologia de superfície e depósitos em subsuperfície. No Brasil, em particular, no litoral do Estado do Pará, esse método vem sendo utilizado por SOUZA FILHO (1995), SANTOS (1996), SILVA (1996) e outros em preparação. Assim, julgou-se plenamente possível a utilização desse método na área estudada.

Com o objetivo de auxiliar no melhor entendimento da descrição das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas foi introduzido nesse capítulo o termo

“Fácies”, no sentido genético da palavra, ou seja, usado nas unidades que apresentavam uma clara variação litológica, textural e biológica ao longo de sua extensão lateral e vertical. “Fácies” refere-se a um corpo de rocha caracterizado por uma particular combinação de litologia e estruturas físicas e biológicas, que concede um aspecto diferente do corpo de rocha acima, abaixo e lateralmente adjacente (WALKER, 1992). Em virtude dos depósitos sedimentares quaternários, apresentarem as mesmas características faciológicas ocorrentes em sequências rochosas, não vimos, assim, nenhum obstáculo para o uso do termo “Fácies” em sedimentos inconsolidados.

Seis unidades morfoestratigráficas e duas unidades estratigráficas foram definidas, a partir da subsequente interpretação de 24 testemunhos (20 tipo “Vibracore” e 4 tipo “Pushcore”), (Figura 6.1). As unidades morfoestratigráficas foram identificadas com base na estratigrafia ressaltada com o auxílio da morfologia em superfície e sua continuidade em subsuperfície. As unidades estratigráficas, por sua vez, foram definidas unicamente pela estratigrafia em subsuperfície. As unidades morfoestratigráficas têm uma vantagem sobre as unidades estratigráficas, uma vez que separam as unidades ou episódios deposicionais que podem ser distinguidos em termos de forma superficial e estratigrafia de subsuperfície (WOODROFFE et al., 1986).

A partir das análises dos padrões granulométricos, dos processos sedimentares que atuaram durante a deposição de cada unidade da sequência e com a correlação de cada unidade com sua congênere lateral e vertical, obteve-se um arranjo espacial mais consistente da estratigrafia (detalhadamente descrita a seguir). A posição estratigráfica de cada unidade obedeceu os princípios básicos da sucessão estratigráfica, apesar de não contar com o auxílio de carta topográfica (inexistente) e datações (falta de financiamento). A integração desses dados tornou possível a elaboração da “Coluna

Morfoestratigráfica” à nível local (Figura 6.2), servindo como base para a interpretação de um modelo evolutivo para o Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu.

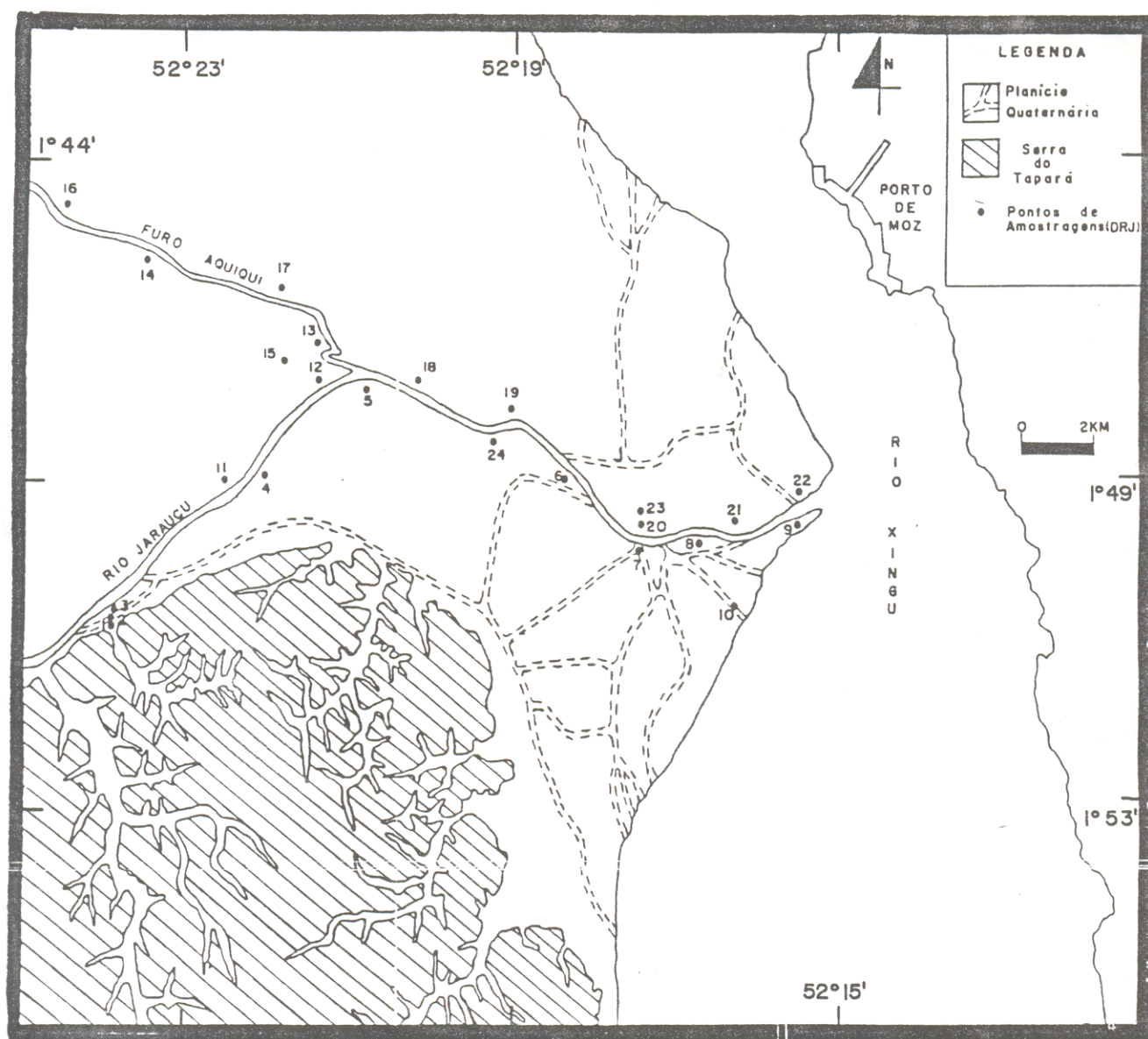


Figura 6.1: Localização dos testemunhos. Mapa elaborado a partir da imagem de radar (BRASIL, 1974).

COLUNA MORFOESTRATIGRÁFICA				
PERÍODO		Litologia	Subambientes	Ambientes
HOLOCENO	P	argila com mat. orgânica	Pântano	Fluvial
	AF	silte mosqueado	Levee	Deltáico
	AM	silte	Levee Inativo	Fluvial
	AG	areia	Paleocanal	Fluvial
		argila	Paleofuro Dist	
		silte c/ mat. orgânica	Baía de Inund. e Planície Interdistribut.	Deltáico
		areia e silte	Planície de Inundação	Fluvial
		areia maciça		Leque Aluvial
		areia e pelito		
	?	?	?	?
Terciária Superior		Formação Alter do Chão		

Figura 6.2: Coluna Morfoestratigráfica Holocênica da área estudada.

6.2. UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS

O conceito de Morfoestratigrafia foi introduzido por FRYE & WILLMAN (1962) quando do mapeamento de depósitos glaciais pleistocênicos em Ilínois (U.S.A.). Esses autores, utilizaram a morfologia de superfície como o primeiro critério para o reconhecimento da unidade a ser mapeada, caracterizando os depósitos sedimentares através desse artifício, assim, como, também, por via do caráter estratigráfico e sedimentológico em subsuperfície.

De acordo com a definição citada acima, a utilização da morfoestratigrafia nesse trabalho deve-se à boa conexão que existe entre algumas formas superficiais dos depósitos e de seu conteúdo estratigráfico em subsuperfície. A Tabela 6.1 esboça as seis unidades morfoestratigráficas identificadas nas seções estratigráficas identificadas por meio de testemunhos.

6.2.1. "Levee" (U1)

Feição morfológica marcante, posicionada mais frequentemente na margem côncava dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui. Os "levees" estão limitados frontalmente pelos canais ativos e atrás pela planície de inundação. Encontram-se completamente colonizado pelas espécies vegetais como as aningas, verônicas, jenipapos e caraparus. São feições integrantes da unidade geomorfológica Planície Aluvial, chegando a atingir mais de 7km de comprimento. Esta unidade foi amostrada nos pontos DRJ-16, DRJ-24 e DRJ-25, apresentando uma espessura média de 50cm. Em geral, é constituída por uma camada siltosa, composta por 76% de silte, 22% de argila e apenas 2% de areia (Figura 6.4 e Tabela 6.2). Corresponde a uma unidade sem estrutura aparente, ressecada, destacando a coloração cinza esverdeado escuro (5GY 4/1) de seus sedimentos. A cor marron amarelo

moderado (10YR 5/4) no topo é decorrente do elevado grau de oxidação, mosqueando o pacote devido a ação da fitoturbação através de fragmentos milimétricos de raízes (Figura 6.3).

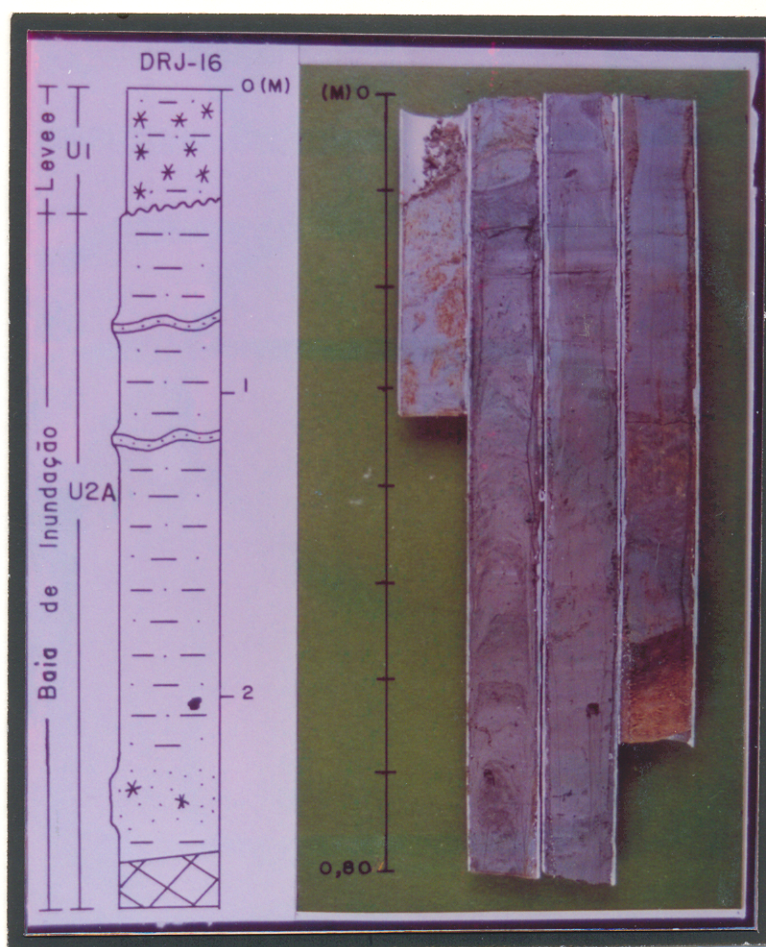


Figura 6.3: Sequência sedimentar do ponto DRJ-16. Inicia com um fragmento de tronco marrom amarelado, passando para um pacote silteoso com detritos orgânicos (baía de inundação), sobreposto por discordância erosiva pela camada silteosa de cor cinza verde escuro e marrom amarelo moderado("levee"). No lado esquerdo tem-se um perfil interpretativo dessa sequência.

Tabela 6.1: Principais características das Unidades Morfoestratigráficas.

<i>Unidades</i>	<i>Litologia</i>	<i>(T)*</i>	<i>(E-M)*</i>	<i>Outras Características</i>	<i>Contexto Geomorfológico</i>
"Levee"	É constituído por sedimento silteoso de cor cinza esverdeado escuro, sem estrutura aparente, com elevado grau de mosqueamento.	DRJ-16 DRJ-24 DRJ-25	0,50	Fica exposto a maior parte do ano, submerso apenas nas inundações.	Esta inserido na Planície Aluvial.
Baía de Inundação	Depósito silteoso de cor cinza claro à marrom, rico em detritos orgânicos.	DRJ-04 até DRJ-22	1,26	Fica submerso nos períodos de inundações.	Distribui-se na Planície Aluvial e Planície Deltáica.
Paleofuro	É formado, na base, por uma camada de areia grossa tipo "lag", e, acima, uma camada de areia média, maciça.	DRJ-02	1,07	Fica submerso durante a inundação.	Localiza-se na Planície Aluvial.
"Levee" Inativo	Depósito silteoso, maciço, de cor marrom amarelado, bioturbado e fitoturbado.	DRJ-03	0,28	Submerso apenas na máxima inundação.	Deposito inserido nas linhas de acreção, na Planície aluvial.
Pântano	Camada orgânica maciça e misturada com areia e pelito de cor preta.	DRJ-01 DRJ-02 DRJ-03	0,45	Fica submersa a maior parte do ano; exposta apenas no verão.	Está localizada na Planície Aluvial.
Paleocanal Distributário	Trata-se de um pacote argiloso, coeso, maciço, de cor cinza claro e bioturbado.	DRJ-10 e DRJ-07	0,39	São antigos canais secundários, colmatados.	Morfologia comum na Planície Deltáica.
<i>(T)*:</i> <i>(E-M)*:</i> <i>(DRJ):</i>	<i>Testemunho</i> <i>Espessura-Média</i> <i>Delta do Rio Jarauçu</i>				

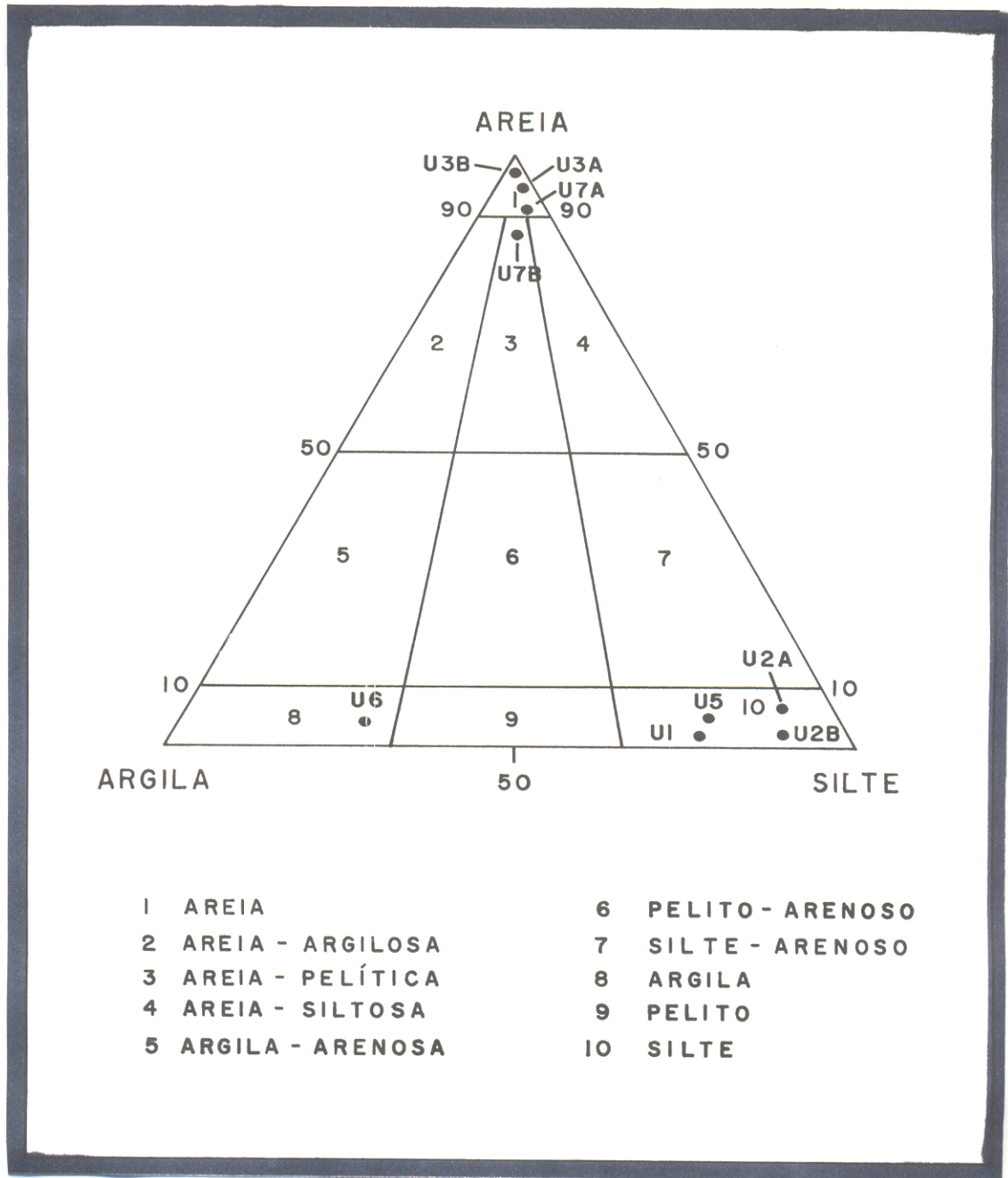


Figura 6.4: Classificação dos sedimentos inconsolidados no triângulo (Modificado de FOLK, 1974)

Tabela 6.2: Análises do padrão granulométrico e classificação litológica segundo FOLK (1974).

<i>Amostras</i>	<i>Unidades</i>	<i>Símbolos</i>	<i>Areia (%)</i>	<i>Silte (%)</i>	<i>Argila (%)</i>	<i>Classificação Litológica de Sedimentos Inconsolidados segundo FOLK (1974)</i>
DRJ-16	“Levee”	U1	2	76	22	Silte
DRJ-04	Baía Inundação	U2A	8	86	6	Silte
DRJ-04	Baía Inundação	U2B	2	89	9	Silte
DRJ-02	Paleofuro	U3A	97,8	2	0,2	Areia
DRJ-02	Paleofuro	U3B	98	1,8	0,2	Areia
DRJ-04	“Levee” Inativo	U5	3	76	21	Silte
DRJ-07	Paleocanal Distributário	U6	3	29	68	Argila
DRJ-01	Leque Aluvial	U7A	90	7	3	Areia
DRJ-01	Leque Aluvial	U7B	87	7,5	5,5	Areia-Pelítica

6.2.2. Baía de Inundação (U2)

Esta unidade é composta por três fácies, com características litológicas, texturais e estruturas sedimentares, apresentando sútils diferenças, mas todas estão estratigraficamente ligadas ao mesmo subambiente.

6.2.2.1. Fácies Siltosa Orgânica (U2A)

Abrange toda a extensão da planície de inundação e planície deltáica, podendo atingir uma espessuras entre 0,27 a 2,25m (Figuras 6.5 a 6.9). Está completamente recoberta pelas espécies vegetais tipo gramíneas, aningas, rabo-de-rato, erva de passarinho

e raros caraparus. Esta fácies foi amostrada por testemunhos nos pontos DRJ-04 até DRJ-22, exceto os pontos DRJ-07, DRJ-09, DRJ-10, DRJ-14 e DRJ-16. No geral, é constituída por um depósito predominantemente siltoso, composto por 86% de silte, 8% de areia fina e apenas 6% de argila (Figura 6.4 e Tabela 6.2). Possui coloração variando de cinza oliva escuro (5Y 3/2) próximo da base, passando, acima, para cinza claro (5Y 6/1) e no topo predomina a cor marrom acinzentado (5YR 3/2). Faz contato por discordância erosiva na base ora com a “Fácies Siltosa Mosqueada”, ora com a unidade “Areia e Silte de Planície de Inundação”, que completa a unidade baía de inundação.

A principal característica dessa unidade deve-se à fitoturbação, evidenciada pela grande diversidade de componentes orgânicos, responsáveis diretamente pelo extenso mosqueamento dos sedimentos, obliterando quase que completamente a presença de estruturas primárias. O material siltoso úmido divide o espaço com o conteúdo orgânico, o qual prolifera-se em forma de raízes em pêlos milimétricos alinhados (lined root hairs) em várias direções (Figuras 6.5 a 6.9).

Esta unidade possui níveis argilosos e arenosos com espessura na ordem de 1 a 2cm, dispostos subhorizontalmente e alguns estão levemente ondulados (Figuras 6.6 a 6.9). Na base da seção suplementar DRJ-04 é comum a presença de seixos siltosos, subarredondados de cor verde azulado cinzento (5BG 5/2), em decorrência do seu contato erosivo com a “Fácies Siltosa Mosqueada” (Figura 6.5).

Algumas zonas de maior concentração de matéria orgânica chegam a formar níveis com espessura variando entre 1.5 a 5.0cm, coloração marrom moderado (5YR 3/4), Figuras 6.5 e 6.9. Apresentam finas lâminações formadas por concentrações de detritos orgânicos, principalmente fragmentos de folhas e raízes, e encontra-se altamente oxidada em decorrência de sua posição próxima da superfície. Os fragmentos de raízes e restos vegetais

possuem diâmetros superiores a 1cm e exibem uma ampla mudança nos seus comprimentos, que variam entre 5 a 8cm. Com relação aos fragmentos de sementes com coloração negra (N1), predominam aqueles de diâmetro inferior a 5mm, sendo raros aqueles com diâmetro até 4cm.

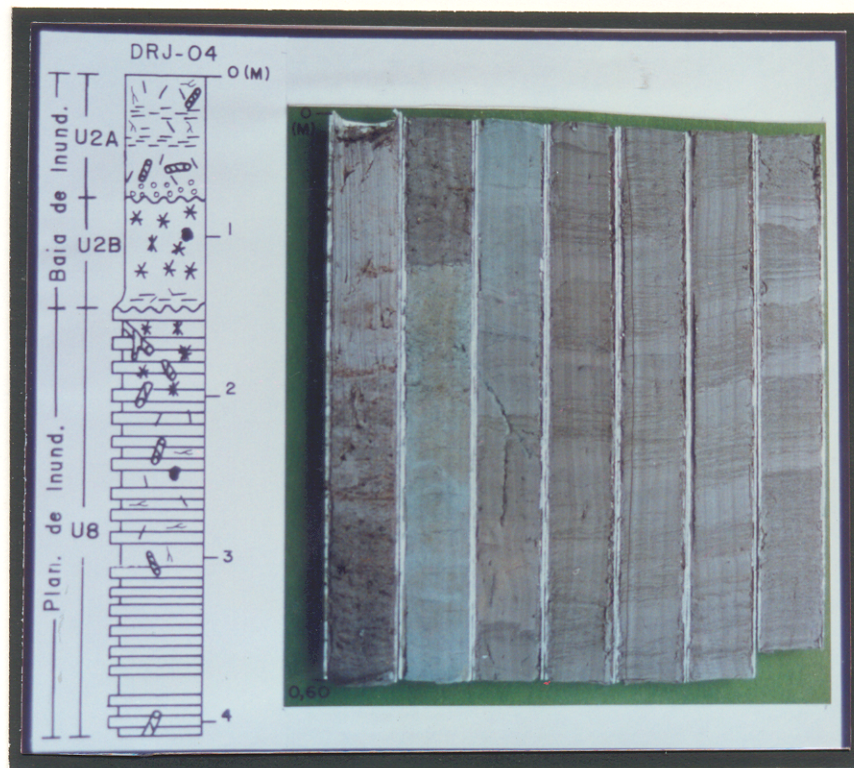


Figura 6.5: Sequência obtida no testemunho DRJ-04. Da base para o topo, têm-se uma unidade com estratos siltosos intercalados com estratos arenosos numa sequência rítmica (planície de inundação), passando discordantemente para uma unidade siltosa mosqueada de cor verde azulado até cinza claro, rica em fragmentos orgânicos (baía de inundação).



Figura 6.6: Seção coletada no ponto DRJ-06. Possui 4,28m de profundidade, onde o primeiro metro é constituído pela fácies siltosa, fitotubada, com muito detrito orgânico (baía de inundação). Os últimos 3,28m são representados por uma unidade siltosa e arenosa rítmica (planície de inundação).

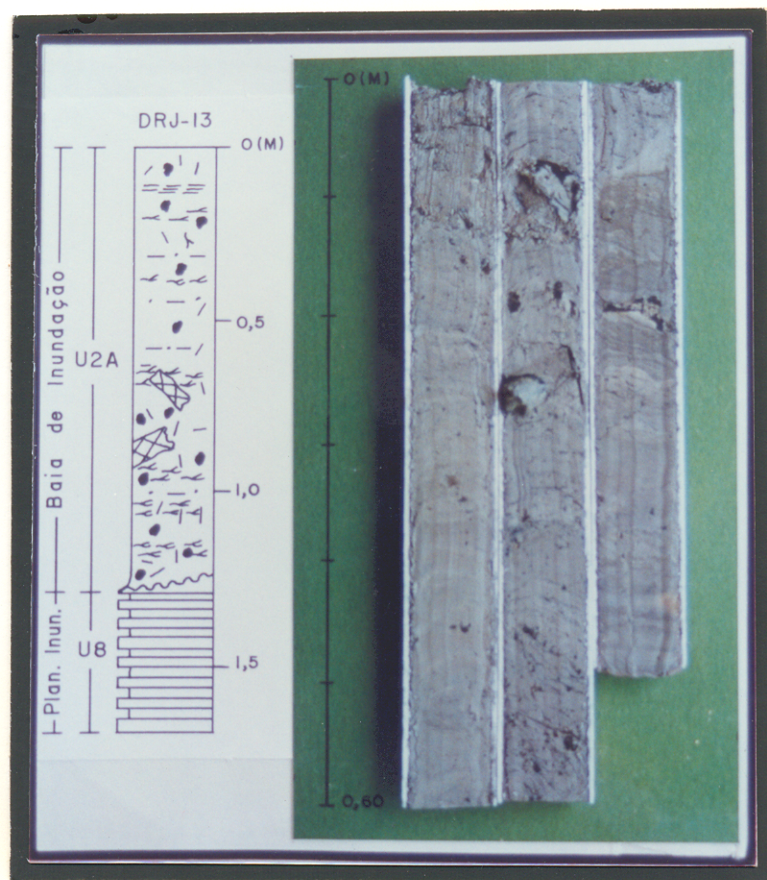


Figura 6.7: Sequência estratigráfica amostrada no ponto DRJ-13. Da base para o topo, inicia com um pacote com intercalação rítmica entre lentes siltosas, arenosas e algumas argilosas subhorizontalizadas (planície de inundação), passando discordantemente para a unidade baia de inundação, constituindo predominantemente por sedimentos siltosos com finas lâminas de argila e fragmentos de matéria orgânica (folhas, raízes e galhos).

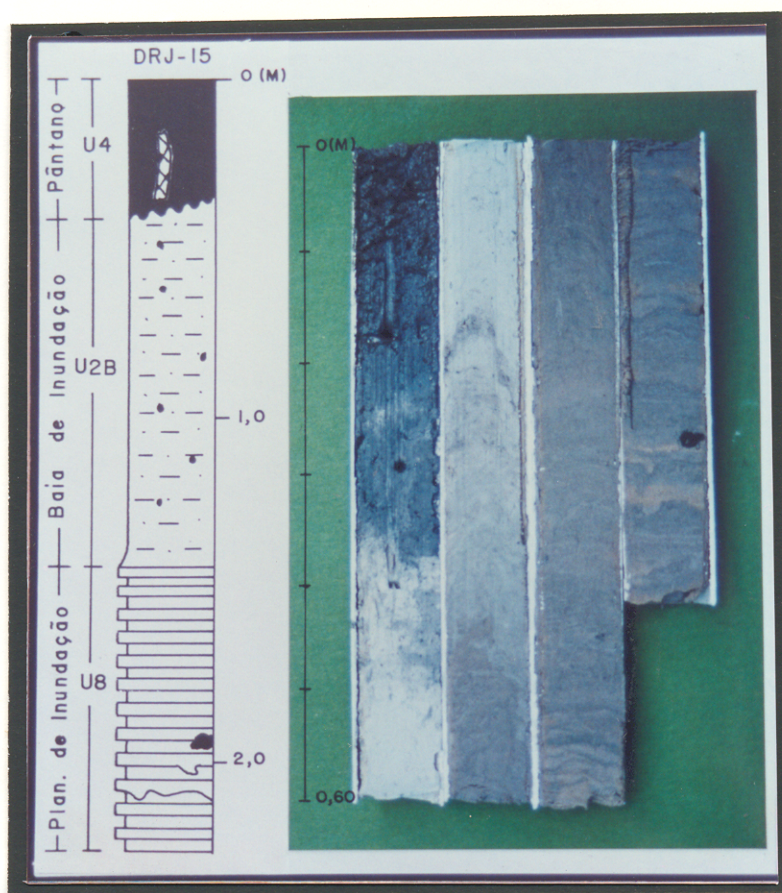


Figura 6.8: Sequência estratigráfica amostrada no ponto DRJ-15. Da base para o topo, começa com a intercalação rítmica entre lentes siltosas, arenosas e algumas finas lâminas argilosas, levemente onduladas a subhorizontalizadas, onde na base destaca-se a estrutura de sobrecarga e, no topo, a estratificação está obliterada pela bioturbação (planície de inundação). Acima ocorre discordantemente uma camada siltosa de cor cinza claro a verde azulado, maciça, muito bioturbada (baía de inundação). Esta sequência termina com um nível pelítico rico em matéria orgânica (folhas, raízes e galhos), típicos de ambiente pantanoso.

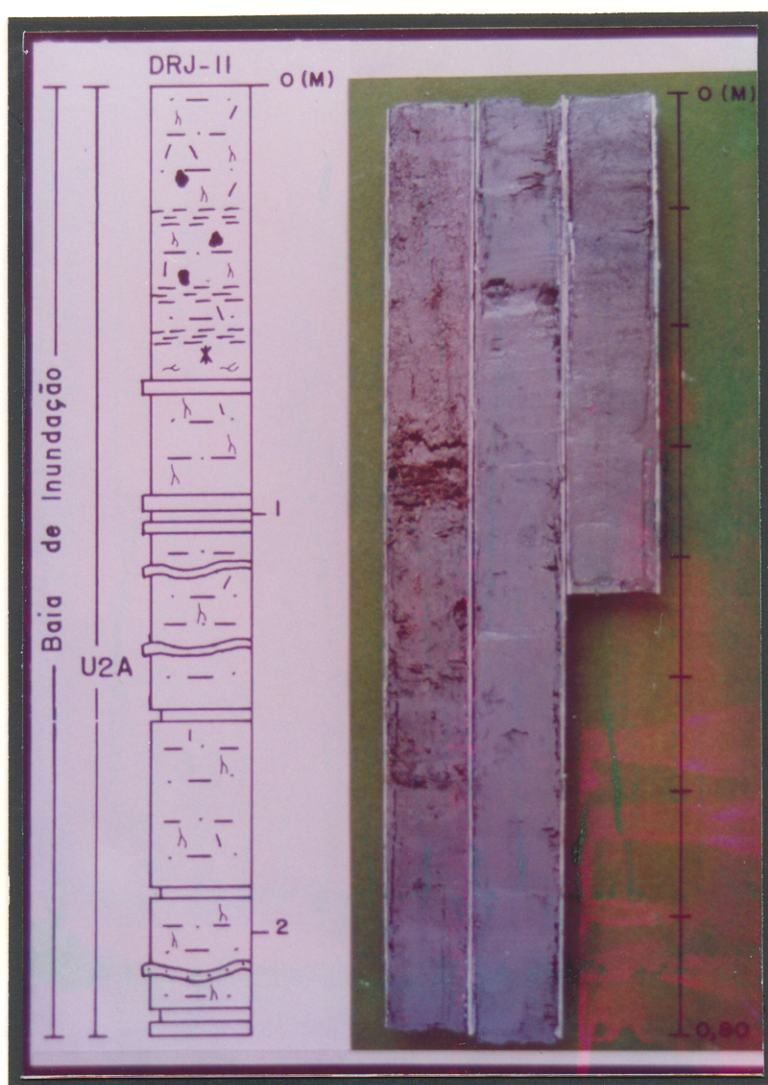


Figura 6.9: Sequência representativa da seção DRJ-11. Da base para o topo, começa com a predominância do sedimento silteoso de cor cinza claro azulado, com níveis milimétricos subhorizontais de argila cinza claro e níveis arenosos cinza escuro. Passa gradativamente para um intervalo mais rico em matéria orgânica, onde o silte de cor marrom aczentado intercalado com níveis centimétricos de matéria orgânica como folhas e fragmentos de raízes e sementes, em fase incipiente de carbonização (baía de inundação).

6.2.2.2. Fácies Siltosa Mosqueada (U2B)

Esta unidade foi encontrada apenas nos pontos DRJ-03, DRJ-04, DRJ-07, DRJ-10 e DRJ-12. É constituída por uma sequência siltosa, apresentando 89% de sedimento siltoso, 9% de argila e apenas 2% de areia muito fina (Figura 6.4 e Tabela 6.2). Destaca-se a coloração verde azul acizentado (5BG 5/2) variando para cinza claro moderado (N6), a espessura na faixa de 0,77m e o contato gradacional com a “Fácies Arenosa e Siltosa Rítmica” (Figura 6.5) sotoposta.

Nos primeiros 20cm basais ocorrem alguns níveis milimétricos de areia fina, que desaparecem para o topo. A partir de aproximadamente 57cm esta unidade torna-se maciça e a possível existência de qualquer tipo de estruturas primária está completamente obliterada pelo elevado grau de mosqueamento por óxido de ferro na forma de concreções pontuais, ressaltando a tonalidade laranjada (Figuras 6.5, 6.11 e 6.12), que tomou conta desta unidade em decorrência da exposição subaérea, possibilitando a ferruginização por óxido de ferro. A atividade biológica é comum próximo à base, onde desenvolveram-se os tubos biogênicos (*burrows*) com diâmetro milimétrico e 4cm de comprimento, preenchidos por areia fina.

6.2.3. Paleofuro (U3)

Refere-se à unidade morfoestratigráfica particularmente distribuída entre a zona sudoeste e sul da área estudada. Possui largura máxima de 15m e uma geometria superficial em forma de arco semi-aberto, cortando a unidade geomorfológica Planície Aluvial. Toda a extensão do paleofuro foi completamente colonizada por caraná (palmeira de grande porte) e aningas. Dado o prolongamento estratigráfico em subsuperfície dessa unidade foi necessário dividi-lo em duas fácies.

6.2.3.1. Fácies Arenosa (U3A)

Sua área de ocorrência corresponde à base sedimentar do paleofuro, denominada de “lag”. O registro estratigráfico foi obtido por testemunho no ponto DRJ-02 (Figura 6.1), ocorrendo entre 0,98 a 1,16m de profundidade, posicionado por discordância erosiva sobre a “Fácies Arenosa com Pelito”. É composto predominantemente por material arenoso, maciço, friável, constituído por 97,8% de areia, 2% de silte e 0,2% de argila (Figura 6.4 e Tabela 6.2). A fração arenosa possui granulometria grossa a muito grossa, com textura subangulosa a subarredondada e mal selecionada. A coloração original é esbranquiçada (N9) próximo à base, sendo que em direção ao topo passa a predominar a cor de alteração laranja amarelado pálido (10YR 8/6), além de apresentar concreções ferruginosas milimétricas, subangulosas de cor marrom avermelhado pálido (10R 5/4), (Figura 6.10). Esta fácies apresenta uma granodecrescência ascendente (“fining upward”).

6.2.3.2. Fácies Arenosa Mosqueada (U3B)

Corresponde a fácies superior do paleofuro. O registro refere-se ainda ao testemunho DRJ-02 (Figura 6.1), coletado entre 0,09 a 0,98m de profundidade, posicionado discordantemente sobre o “lag”. É constituída por 98% de areia, 1,8% de silte e 0,2% de argila, sendo portanto, classificado como um pacote arenoso (Figura 6.4 e Tabela 6.2), de granulometria média a grossa, com presença de alguns seixos e grânulos dispersos na matriz arenosa. A textura varia entre grãos quartzosos subarredondados à arredondados, misturados com uma moderada quantidade de minerais pesados e raras plaquetas micáceas. A coloração marrom amarelado moderado (10YR 5/4) próximo à base, passa gradualmente acima para um marrom amarelado escuro (10YR 4/2), isto até na faixa de 0,45m de profundidade; para baixo dá lugar à um cinza rosado (5YR 8/1). Internamente, o pacote é

maciço, destacando um decrescimento ascendente na granulometria (“fining upward”). A fitoturbação é marcada pelas raízes de cor marrom moderado (5YR 4/4) próximo ao topo e em direção a base destaca-se um fraco mosqueamento, dado pela presença de alguns nódulos milimétricos de óxido de ferro (Figura 6.10).

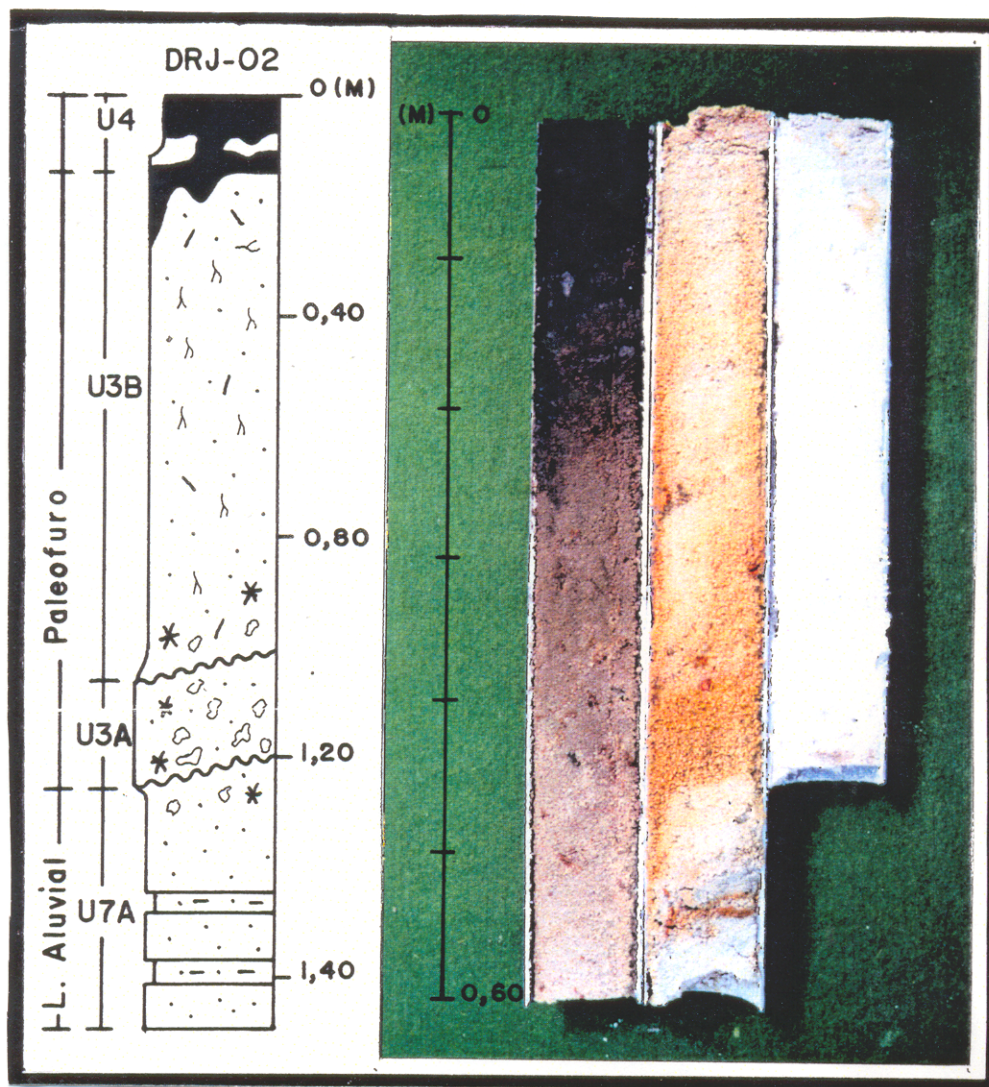


Figura 6.10: Sequência coletada no ponto DRJ-02, composta, na base, por uma camada arenosa com níveis siltosos e argilosos de cor esbranquiçada (leque aluvial). Acima passa discordantemente para um pacote de areia grossa com grânulos amarelados (“lag”), passando discordantemente para um pacote areno-pelítico muito fitoturbado (preenchimento de paleofuro) e, no topo, ocorre um delgado pacote orgânico rico em fragmentos de raízes incipientemente carbonizado (pântano).

6.2.4. Pântano (U4)

Refere-se a um subambiente da planície de inundação e também da Planície Deltáica, que permanece submerso durante quase o ano todo, sendo que, no verão, sua área fica reduzida, formando uma região de campo úmido, coberto por vegetação rasteira, caracterizando um típico ambiente parálico, dominado pelos processos fluviais e oscilações climáticas.

Dentro da área pantanosa, o ponto DRJ-01 mostra uma sequência constituída por uma intercalação entre níveis arenosos e orgânicos (rico em detritos milimétricos de matéria orgânica). Os níveis arenosos com espessura entre 8 a 13cm, possuem granulometria média à grossa, grãos subarredondados, mal selecionados e cor cinza-oliva (5Y 4/1). Entre os níveis arenosos ocorrem níveis orgânicos de cor preta (N1), rico em fragmentos vegetais e raízes imaturamente carbonizados, misturados com areia grossa (Figura 6.10). Os níveis orgânicos alcançam uma espessura entre 2 a 5cm e estão posicionados nos intervalos de 0 a 0,68m (DRJ-01), 0 a 0,09m (DRJ-02) e 0 a 0,16m (DRJ-03) dessas unidades suplementares. Vale ressaltar que as duas últimas unidades (DRJ-02 e DRJ-03) são maciças, compostas apenas por um pacote predominantemente orgânico de coloração negra (N1), misturado com pelito.

6.2.5. "Levee" Inativo (U5)

Representa uma feição morfológica superficial comum nos canais do rio Jarauçu e Furo Aquiçui, chegando alcançar até 30cm de altura sobre a planície de inundação. Faz parte das linhas de acreção posicionadas na Planície Aluvial. Atualmente este antigo "levee" está completamente encoberto por várias espécies de vegetais, dentre as mais comuns destacando-se os caraparus, arroz-bravos e rabos-de-ratos. A sondagem no

ponto DRJ-03 (Figura 6.1), mostra uma seqüência composta por 76% de silte, 21% de argila e 3% de areia fina, caracterizando uma seqüência siltosa (Figura 6.4 e Tabela 6.2). Aparentemente, reflete um pacote maciço de cor marrom amarelado escuro (10YR 4/2). Esta unidade encontra-se bastante bioturbada e levemente fitoturbada pelos fragmentos de raízes, apresentando a cor marrom oliva claro (5Y 5/6), Figura 6.11.

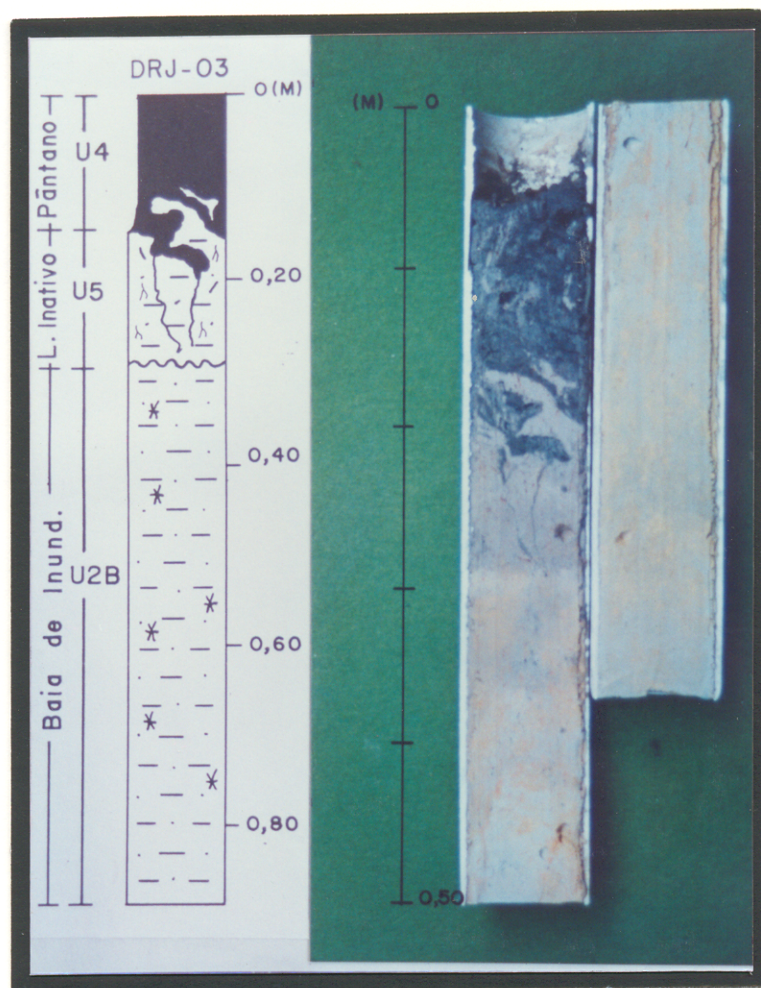


Figura 6.11: Seqüência coletada no ponto DRJ-03. No intervalo de 0,10 a 0,30m iniciais, destaca-se um pacote siltoso marrom moderado (dique inativo), misturado com níveis superficiais rico em matéria orgânica (pântano). No intervalo de 0,30 a 0,87m predomina um pacote siltoso, maciço e mosqueado (baía de inundação).

6.2.6. Paleocanal Distributário (U6)

Refere-se a um antigo canal secundário, que auxiliava o canal principal no escoamento da carga hídrica e sedimentar. Esta unidade faz-se frequente em ambos os lados da Planície Deltáica. Está completamente tomada na superfície por várias espécies vegetais da Formação Pioneira Aluvial, tal como as aningas, caraparus, rabos-de ratos e raros louros. As amostragens nessa unidade refere-se aos pontos DRJ-07 e DRJ-10. A partir da espessura média da sequência sedimentar desses dois paleocanais, na faixa de 35cm de profundidade, pode-se concluir que estes canais eram relativamente rasos e estreitos, apresentando como embasamento a camada siltosa mosqueada, semi-compacta, correlacionável com a “Fácies Siltosa Mosqueada” da baía de inundação mal drenada.

Esta unidade começa na base com um nível orgânico carbonizado de cor negra (N1) presente no testemunho DRJ-10 (Figura 6.12). Pode ser correlacionada com outro nível presente no intervalo do testemunho DRJ-07. Em geral, a unidade possui aproximadamente 17cm de espessura, sendo composta predominantemente por detritos milimétricos de matéria orgânica (resto de folhas e raízes carbonizadas). Este nível, estende-se como resultante de uma zona altamente redutora, de águas calmas, pouco profunda, rica em detritos orgânicos e típica de área pantanosa instalada no interior do paleocanal.

Acima deste nível orgânico, ocorre uma camada argilosa, que prolonga-se até à superfície e acompanha toda a extensão do paleocanal distributário. Este nível sustenta todo o aporte vegetal instalado no antigo canal. Nos testemunhos coletados nos pontos DRJ-07 e DRJ-10, predomina uma sequência argilosa composta por 68% de argila, 29% de silte e apenas 3% de areia muito fina (Figura 6.4 e Tabela 6.2). Internamente, apresenta-se

mosqueada pela ação da fitoburbação, ressaltada pelos fragmentos de raízes e fiapos milimétricos (Figura 6.12).

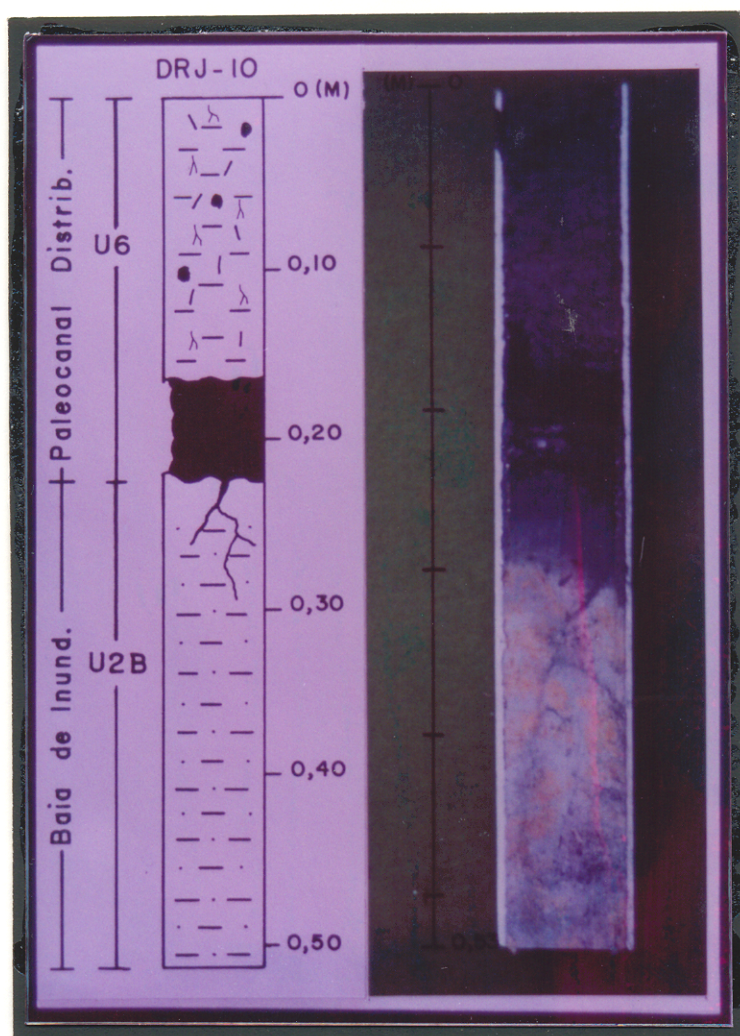


Figura 6.12: Testemunho coletado no ponto DRJ-10. Corresponde a um pacote de 0,53m, predominantemente pelítico. Os 0,34m iniciais representa uma camada argilosa com níveis orgânicos delgados na base, e o intervalo basal (0,34 a 0,53m) correspondem a camada siltosa, coesa de cor cinza claro e verde pálido.

6.3. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

O termo “Unidade Estratigráfica” proposto por FRYE & WILLMAN (1962), é utilizado para agrupar os depósitos sedimentares presentes em subsuperfície, definidos apenas por intermédio da análise textural e sedimentológica, não sendo possível sua associação com a morfologia superficial, já que o mesmo corresponde a um episódio deposicional retrógrado, separado por um outro evento mais recente.

A partir das características descritas acima foi possível classificar duas unidades estratigráficas na área estudada, conforme mostra a Tabela 6.3.

Tabela 6.3: Principais características das Unidades Estratigráficas.

<i>Unidades</i>	<i>Litologia</i>	<i>(T)*</i>	<i>(E-M)* (m)</i>	<i>Contexto Deposicional</i>
Areia de Leque Aluvial	Pacote arenoso de granulometria média a grossa, com grânulos dispersos, subangulosos, mal selecionados. Encontra-se intercalado, na base, com níveis (mm) de areia-siltosa, tornando-se maciça em direção ao topo. Passa acima para uma camada arenosa de cor cinza amarronzado, maciço e granulometria média a grossa com grânulos.	DRJ-01 e DRJ-02	1,55	Sequência de movimento de massa (fluxo de detrito) de Leque Aluvial.
Areia e silte de Plan. de Inundação.	Trata-se de uma intercalação rítmica entre estratos e/ou lâminas arenosas e siltosas (cm e mm) com granodecrescência ascendente (fining upward).	DRJ-03 até DRJ-22	3,28	Depositados em uma paleoplanície de inundação.

(T): Testemunhos*

(E-M): Espessura-Média*

6.3.1. Areia de Leque Aluvial (U7)

Esta unidade estratigráfica é composta por depósitos coalescentes de leque aluvial, localizado apenas em subsuperfície, dentro da Planície Quaternária, próximo do sopé do Planalto Terciário. É constituída por duas fácies:

6.3.1.1. Fácies Arenosa com Pelito (U7A)

Corresponde a uma unidade basal mapeável apenas em subsuperfície, coletada por intermédio dos testemunhos DRJ-01 e DRJ-02. Unidade integrante de um evento deposicional de leque aluvial. em geral, é constituída por um pacote predominantemente arenoso, com 90% de areia, 7% de silte e 3% de argila (Figura 6.4 e Tabela 6.2). A fração arenosa possui granulometria média a grossa, textura subangulosa e mal selecionada. Internamente, o pacote é composto por intercalações entre níveis predominantemente arenosos de cor esbranquiçada (N9), e espessura na faixa de 1 a 2cm, com níveis areno-siltoso de cor cinza muito claro (N8), espessuras de até 3cm, isto no intervalo entre 1,25 a 1,59m. No intervalo de 1,59 a 1,65m, os níveis arenosos são intercalados com níveis argilosos de cor cinza amarelado (5Y 7/2), compactos, atingindo espessura de até 2cm (Figura 6.13). Esta unidade mostra granocrescência ascendente (coarsening upward). Em geral, está levemente mosqueada, como evidencia a cor laranja amarelo escuro (10YR 6/6).

6.3.1.2. Fácies Arenosa Maciça (U7B)

Esta unidade ocorre discordantemente sobre a Fácies Arenosa com Pelito, amostrada no ponto DRJ-01, localizado próximo ao contato do Planalto Terciário com a Planície Aluvial. É composta por uma camada de areia-pelítica constituída por 87% de

areia, 7,5% de silte e 5,5% de argila (Figura 6.4 e Tabela 6.2). A fração arenosa possui granulometria média a grossa, contendo alguns seixos e grânulos dispersos na matriz arenosa, e textura subarredondada, alcança uma espessura de 56cm. A sequência é maciça possui coloração cinza amarronzado (5YR 4/1), (Figura 6.13).

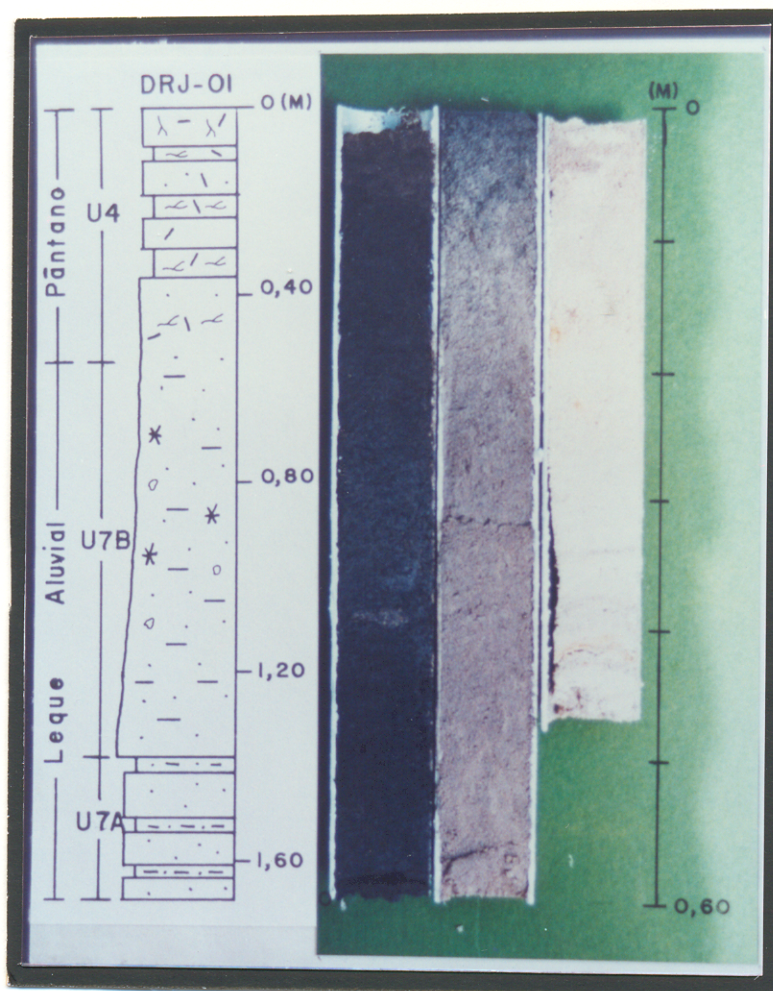


Figura 6.13: Sequência do testemunho DRJ-01, obtido a menos de 10m de distância, ao sul do paleocanal fluvial. Inicia, na base, com um pacote arenoso esbranquiçado intercalado por níveis siltosos e argilosos, sobreposto por uma camada arenosa maciça de cor cinza escuro (leque aluvial). No topo ocorre uma intercalação centimétrica entre níveis arenosos e orgânicos, rico em detritos orgânicos e raízes imaturos (pântano).

6.3.2. Areia e Silte de Planície de Inundação (U8)

A sequência estratigráfica da planície de inundação predomina em toda extensão da Planície Aluvial. Esta unidade foi encontrada num total de 17 testemunhos coletados nos pontos DRJ-04 até DRJ-22, exceto o DRJ-10 e DRJ-16. Trata-se de uma intercalação rítmica entre estratos e lâminas arenosas e siltosas, pouco micáceas, apresentando espessura centimétricas e milimétrica, plano-paralelas e levemente onduladas, e faz contato discordante com as “Fácies Siltosa Mosqueada e Siltosa”. Apresenta variação de cor na faixa do cinza escuro ao cinza claro (5Y 3/2 e 5Y 6/1). A sequência apresenta granodecrescência ascendente (“fining upward”) em decorrência do aumento do conteúdo siltoso em direção ao topo. O mesmo acontece com a espessura dos estratos de areia que vão ficando menos espessos em direção ao topo (Figuras 6.5 a 6.9).

Nos ritmitos, as laminações arenosas de coloração cinza escuro (5Y 3/2) e cinza claro (5Y 5/2) são constituídas por areia média e fina, onde os grãos de quartzo são angulosos e subangulosos. Essas laminações apresentam-se dispostas plano-paralelamente e levemente ondulada, atingindo uma espessura variando de 2 a 4mm. As laminações siltosas possuem coloração variando entre marrom claro (5Y 4/1) e cinza claro (5Y 4/1). Alguns finos filmes de matéria orgânica, em sua grande maioria composta por folhagens, têm espessuras entre 3 a 5mm, enquanto que os pacotes rítmicos atingem uma espessura entre 0,03 a 1,13m.

Os estratos siltosos intercalados à sequência rítmica possuem coloração cinza claro (5Y 5/2), alcançando 3 a 33cm de espessura (Figuras 6.5 a 6.9). Contém internamente raros níveis milimétricos de filmes de areia muito fina, destacando-se a

estrutura lenticular, além de filmes milimétricos de matéria orgânica (fragmentos de raízes, sementes e folhas).

A atividade biológica nessa fácies é bem marcante, conforme evidenciada no registro de inúmeros tubos de vermetídeos (borrows) com 3 a 20cm de comprimento, dispostos diagonalmente tanto na sequência rítmica quanto os pacotes siltosos.

6.4. CONCLUSÕES

Para o estudo de semi-detalle da estratigrafia da área do complexo flúvio-deltáico, utilizou-se o método de classificação Morfoestratigráfica elaborado por FRYE & WILLMAN (1962), auxiliado pelas análises sedimentológicas das sequências coletadas por intermédio de testemunhos. Foi possível, através da continuidade lateral e vertical dessas unidades morfoestratigráficas e estratigráficas, montar quatro seções estratigráficas (Figura 6.14), mostrando a distribuição dos ambientes sedimentares recentes (ativos e inativos), responsáveis pela história deposicional desse sistema no decorrer do Holoceno.

No Transect-1 (Figuras 6.14 e 6.15) foram realizadas um total de três amostragens com profundidade máxima de 1,60m. Mesmo sendo uma amostragem relativamente pouco espessa, de acordo com MOURA & MELLO (1991), para que no ambiente Quaternário a espessura é muito relativa em virtude dos depósitos na maioria das vezes serem delgados e de curta extensão lateral. Analisando a sequência estratigráfica desse transect foi possível individualizar cinco depósitos: 1) Leque Aluvial, 2) Baía de Inundação, 3) Paleofuro, 4) Levee Inativo e 5) Pântano.

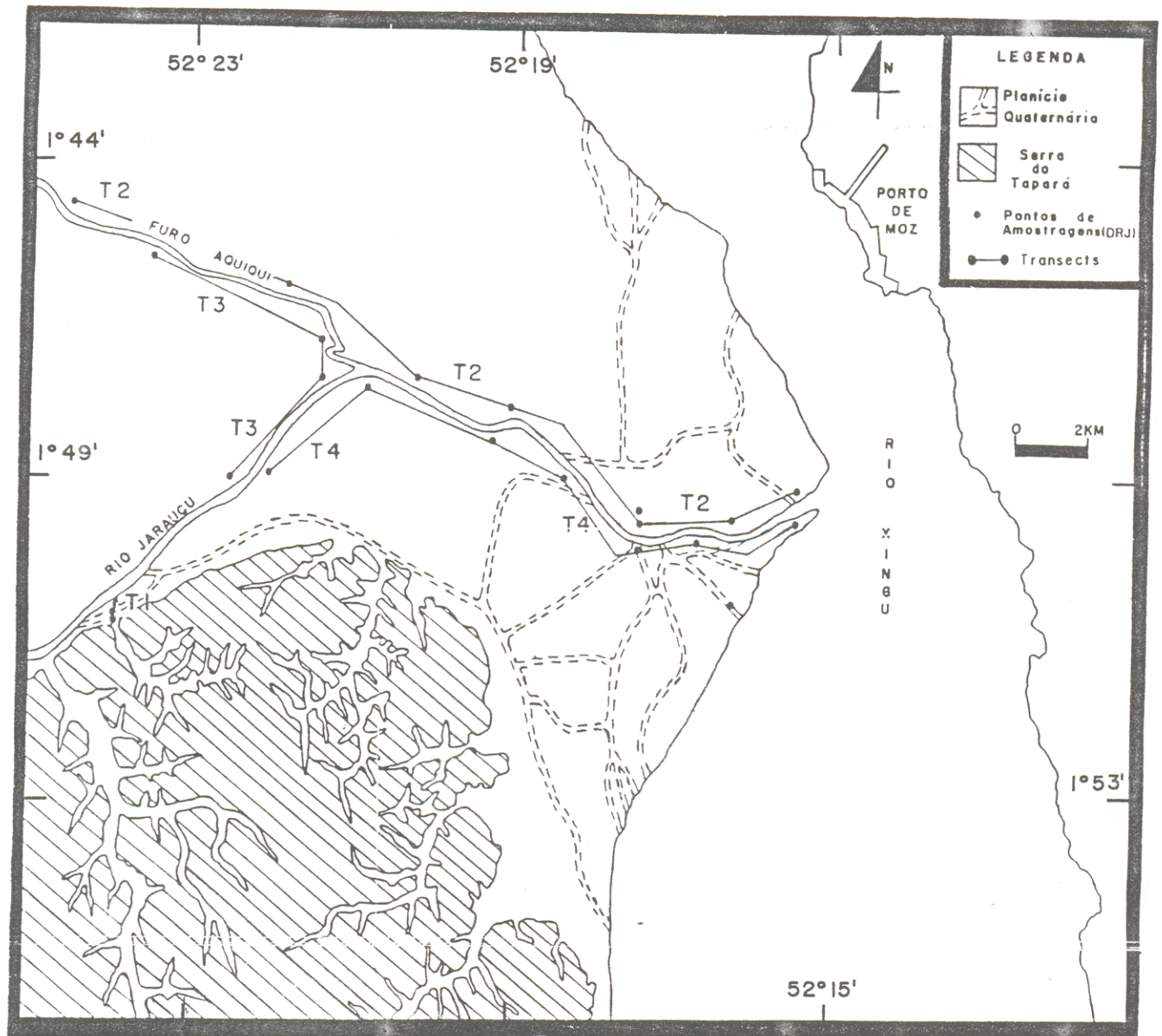


Figura 6.14: Localização dos Transects (T1, T2, T3 e T4).

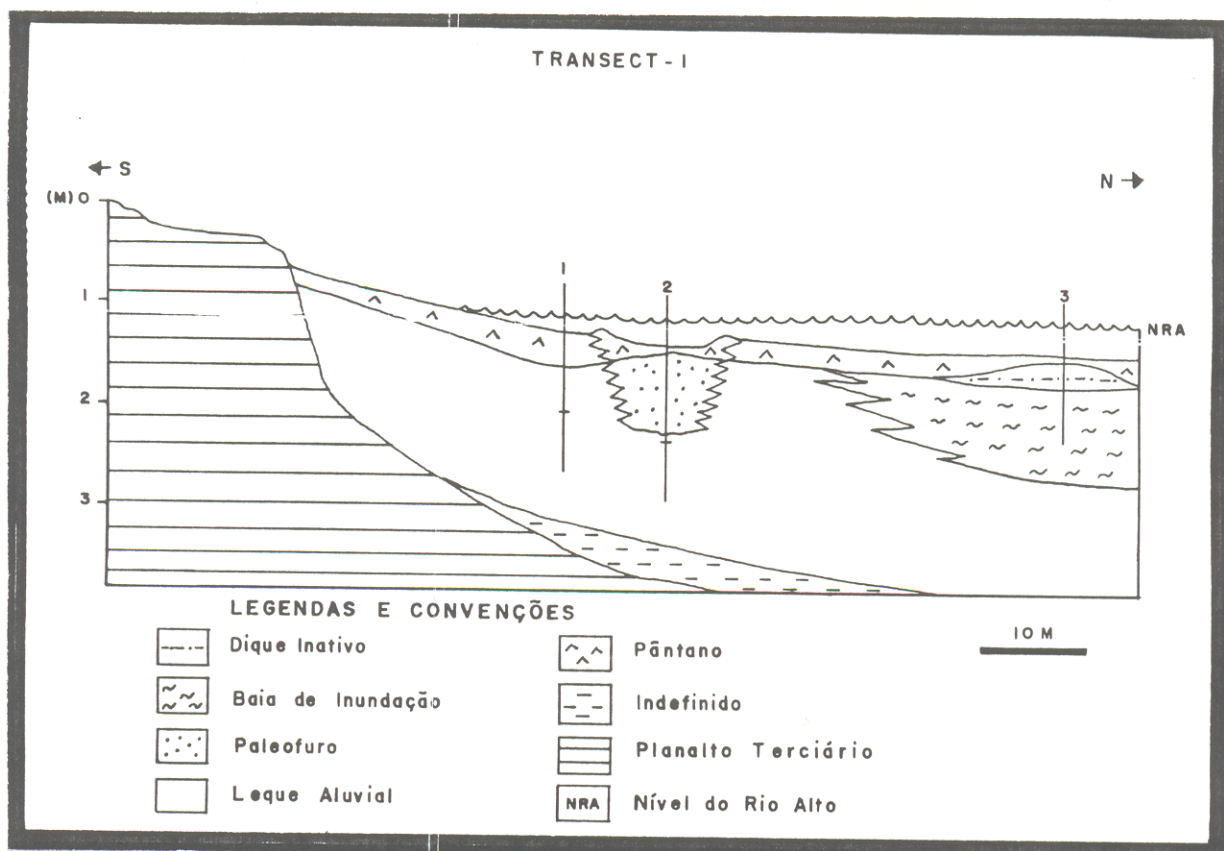


Figura 6.15: Tansect-1. Seção estratigráfica (N-S) da planície aluvial, próximo ao sopé do Planalto Terciário. Baseado na interpretação das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas.

A sequência estratigráfica dos depósitos de leque aluvial coalescente corresponde a um evento sedimentar com pouca variação da base para o topo. Representa, possivelmente, a unidade holocênica mais antiga da área, dada sua posição estratigráfica em relação às demais unidades (Figura 6.2). É formada, na base, pela “Fácies Arenosa com Pelito”, composta por areia média a grossa com alguns níveis milimétricos areno-siltosos e argilosos esbranquiçados, em contato discordante com a “Fácies Arenosa maciça”, composta por areia média a grossa, maciça de cor cinza escuro levemente fitoturbada (Figura 6.13). A base para que se possa interpretar essa sequência como um depósito de leque aluvial é sustentada principalmente pelo cenário morfológico atual, onde esses

depósitos foram encontrados, ou seja, a menos de 20m de distância do sopé do Planalto Terciário, correspondendo à única unidade predominantemente arenosa em toda extensão da Planície Quaternária. Os vales abertos no planalto possibilitaram o fluxo da carga sedimentar, oriunda da erosão das rochas sedimentares intemperizadas da Formação Alter do Chão, transportada através do movimento de massa, descendo as encostas do Planalto Terciário e chegando ao sopé em forma de lobos depositados como lençóis.

Segundo Bull apud COLLINSON (1986), o relevo, a inclinação das vertentes e a litologia da rocha fonte são fortes controladores da forma e tamanho do leque aluvial. Adicionalmente, recebeu a influência do clima, que nas regiões de alta precipitação, como na Amazônia, por exemplo a influência na declividade do leque, tornando-o de baixo ângulo. Para COLLINSON (op cit.) a principal característica do movimento de massa ou fluxo de detritos está na origem dos sedimentos que, intemperizados, originarão finos detritos de argila, que descem pela encosta como uma massa viscosa em regime de fluxo superior, na forma de lobos estreitos de pouca extensão lateral e ângulo de mergulho oscilando entre 3° e 6°. O fluxo cessa quando perde o movimento no contato com a planície de inundação e quando o efeito lubrificante da água é perdido pela percolação da mesma no substrato, onde o resultado é um depósito caótico, pobremente selecionado, podendo apresentar seixos misturados ou separados da matriz de granulometria mais fina composta por areia, silte e argila (MIALL, 1992). Com base no que foi citado acima, pode-se concluir que dado o mal selecionamento e a incipiência de estruturas primárias na sequência de leque aluvial da área estudada, a mesma teve transporte curto, depositando-se próximo à área de fornecimento dos sedimentos, ajudada diretamente pelo baixo ângulo da superfície por onde estes sedimentos foram carreados.

Nos transects 2,3 e 4 (Figuras 6.14 a 6.18) está registrada a presença de um espesso corpo sedimentar, composto pela intercalação rítmica entre estratos e lâminas arenosas e siltosas. Esta unidade foi encontrada apenas em subsuperfície, ao longo de quase toda extensão da área estudada, em profundidades variando entre 1 a 2m e perfazendo um pacote com espessuras média em torno de 3,28m. As lâminas arenosas, siltosas e algumas argilosas possuem espessuras milimétricas, são, em grande, maioria subhorizontalizadas e mostram uma repetição quase uniforme (Figuras 6.5 e 6.6). Segundo REINECK & SINGH (1980), a repetição de lâminas em ritmitos deve-se a regular mudança no transporte e fornecimento de sedimentos, o qual está diretamente relacionado com as mudanças de curta duração tais como as flutuações de correntes, variações no regime de fluxo, fluxos de marés, e as mudanças de longa duração, tipo sazonais, causadas pelas oscilações climáticas. Nessa unidade, os estratos arenosos e siltosos possuem espessura centimétrica e métrica, porém os estratos siltosos tornam-se predominantes na direção do topo, caracterizando uma sequência de granudecrescência ascendente (“fining upward”). De acordo com REINECK & SINGH (op cit.), a espessura individual de cada estrato arenoso está relacionado com as condições atmosféricas, onde os estratos depositados durante a maré vazante podem ser mais espessos. Com base nas características citadas acima, associadas com a posição que esta unidade ocupa dentro do contexto geomorfológico e estratigráfico da área, pode-se estimar tratar-se paleogeograficamente de um ambiente típico de planície de inundação, subáquoso, relativamente raso, de águas calmas, o qual recebia os sedimentos arenosos por tração durante as enchentes e vazantes dos rios Xingu, Jarauçu e Furo Aquiqui, tendo como principal fornecedor as rochas da Formação Alter do Chão, constituinte do Planalto Terciário, o qual cerca toda a zona sul dessa planície aluvial. Os sedimentos pelíticos depositados durante os estofos de maré, favorecidos principalmente pelo canal do Furo

Aqui, que apresenta grande quantidade de sedimento em suspensão, dada sua ligação o Rio Amazonas.

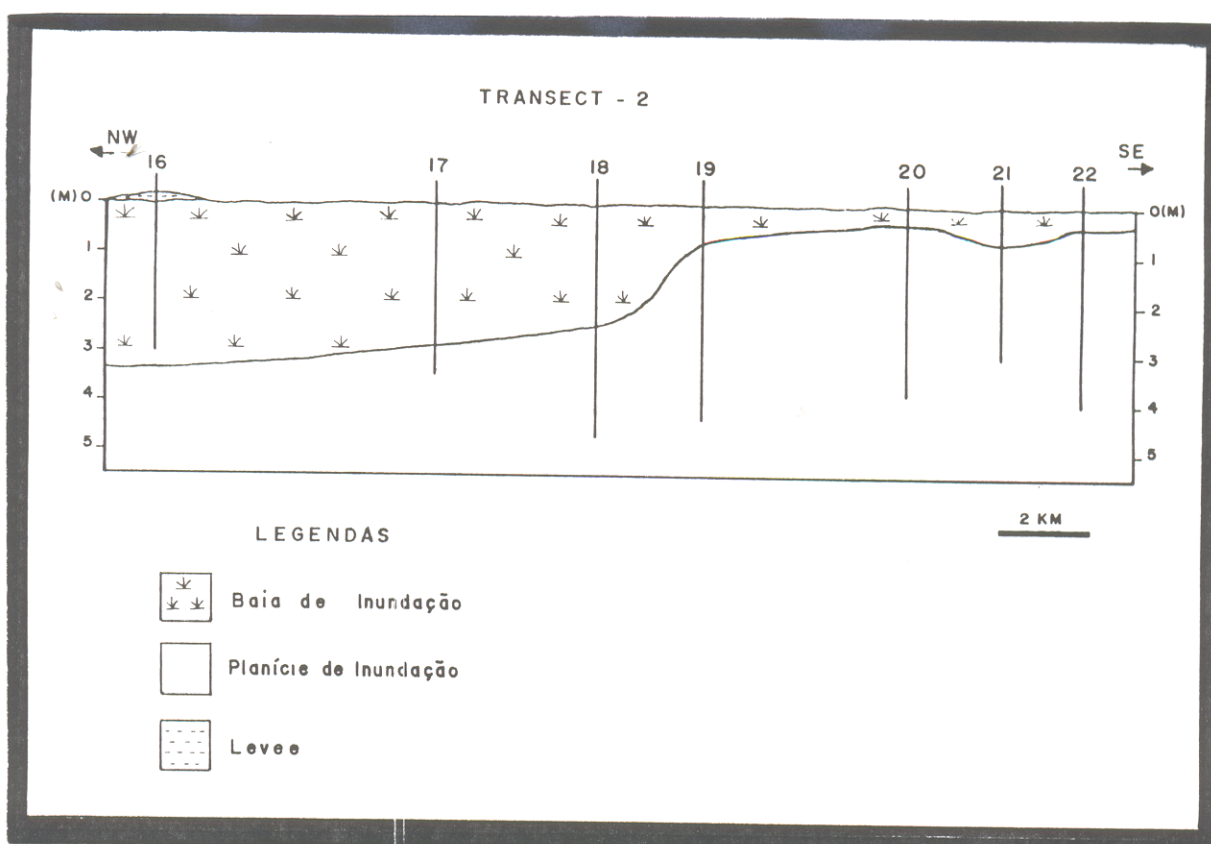


Figura 6.16: Transect-2. Seção estratigráfica (NW-SE), cortando as unidades Planície Aluvial e Planície Deltáica. Baseado na interpretação das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas.

Esta intercalação rítmica indica também que no passado, a influência da maré e das condições sazonais foram decisivas para a construção desse depósito. Conforme DAVIS JR. (1983), condições de maré podem produzir ritmitos, os quais são resultantes de processos de combinação da acumulação de sedimentos por suspensão (pelito) e sedimento

transportado por tração (areia fina). Esta intercalação entre sequências arenosas e lamosas representa a alternância deposicional por correntes de maré de enchente e vazante. Conforme citado por REINECK & SINGH (1980), os intervalos arenosos são depositados durante os períodos de correntes ativas, tanto nas vazantes como nas enchentes, ao passo que, os sedimentos pelíticos são depositados nos períodos de estufa de maré na preamar e baixamar. A maior diferença entre ritmitos sazonais e de maré, situa-se no tamanho dos grãos e na extensão lateral de cada camada individual; os ritmitos sazonais são compostos por sedimentos de granulação fina, principalmente silte e argila depositados em águas bastante calmas, os ritmitos em ambiente de influência de maré são constituídos pela alternância entre camadas arenosas e siltosas.

A inexpressiva quantidade de matéria orgânica nessa unidade, presente apenas na forma de finas lâminas milimétricas de fragmentos de folhas e sementes, dispersamente distribuídas, sugere que a vegetação que colonizava a Planície Quaternária, possivelmente não passava de espécies rasteiras tipo gramíneas e raras árvores, algumas espécies vegetais de médio a grande porte.

Acima da unidade rítmica anteriormente mencionada ocorre uma sequência típica de bacia de inundação, um subambiente dentro do ambiente planície de inundação. Este subambiente estende-se por toda a superfície da área estudada, sendo que sua espessura média é de 1,26m (Figuras 6.14 a 6.18). Esta unidade é constituída por um espesso pacote siltoso ora maciço de cor verde azul mosqueado, ora de cor marrom amarelado com finas lentes de argila e areia fina de cor cinza claro azulado e cinza escuro, levemente bioturbado e fitoturbado, rico em detritos orgânicos como troncos, galhos centimétricos e raízes milimétricas, distribuídos na forma de finas lâminas subhorizontal e onduladas em fase incipiente de carbonização (Figuras 6.5, 6.7 e 6.7), onde o intervalo

basal sugere condições redutoras. Segundo GALLOWAY & HOBDAV (1983), os sedimentos finos transportados em suspensão pelos canais dos rios, ao ultrapassarem os leves e crevasses no período de inundação são depositados na bacia, podendo alcançar uma taxa de até 1 a 2cm de espessura durante um período de inundação. Acrescentam ainda, que estes sedimentos são retrabalhados pela bioturbação, processos pedogênicos e, raramente, pela fitoturbação, os quais contribuem para a destruição das estruturas primárias, principalmente nos períodos de secas, quando o nível da água da bacia decresce consideravelmente, podendo até expor esta bacia. Nesse mesmo subambiente a camada siltosa de cor verde azulado a cinza claro, encontrada mais frequentemente na planície interdistributária, mostra sinal de intensa bioturbação conforme evidencia o mosqueamento generalizado, além de um completo ressecamento e oxidação superficial, os quais indicam a exposição subáerea, desse nível, a mercer dos agentes climáticos e pedogênicos atuantes na planície de inundação, provalvemente durante uma breve descida do nível das águas dos rios Amazonas e Xingu.

A mudança no comportamento deposicional do sistema flúvio-deltáico, que passou da unidade com intercalação rítmica entre sedimentos arenosos e pelíticos, para uma unidade predominantemente pelítica imediatamente acima, não iniciou-se repentinamente. Essa mudança começou a se configurar desde a unidade com intercalação rítmica, a qual destaca uma sequência com granodecrescência ascendente, tendo em vista que os estratos siltosos tornaram-se mais espessos para o topo. Esta mudança no comportamento sedimentar dos depósitos, pode refletir uma provável mudança nas condições climáticas da região, o que segundo DELLA FÁVERA (1991), influência diretamente no controle do tipo de sedimento, que chega até a bacia, podendo está associado, também, as atividades tectônicas na área fonte.

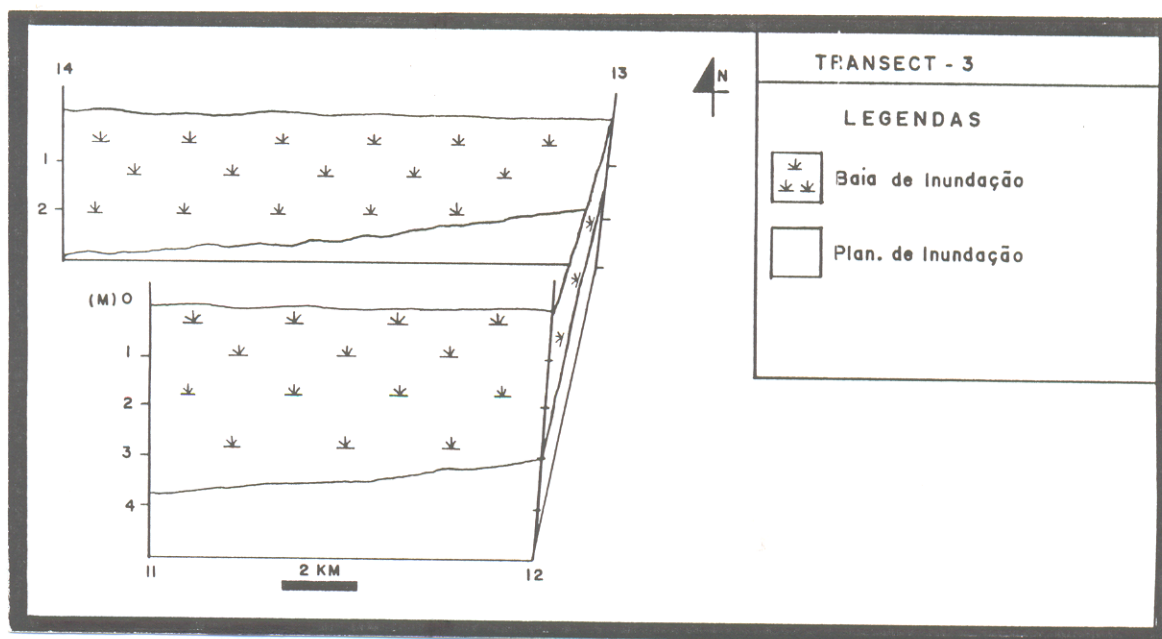


Figura 6.17: Transect-3: Seção estratigráfica da Planície Quaternária entre os canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui, cortando as unidades da planície aluvial (baía de inundação, planície de inundação e "levee"). Baseado na interpretação das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas.

Analisando o comportamento deposicional e pós-deposicional das duas fácies sedimentares constituintes do subambiente baía de inundação, podendo sugerir um evento que as diferenciam: apesar das duas fácies terem sido depositadas em forma de lobos, houve entre elas um intervalo não deposicional, ocasionado, possivelmente, pela variação eustática do nível dos rios Amazonas e Xingu, ligada à prolongada regressão marinha após o pico máximo da Transgressão Holocênica em aproximadamente 5.100 anos A.P. (SUGUIO et al., 1985), com alguns rápidos picos de subida do nível das águas dentro do evento regressivo. Durante um breve intervalo de descida do nível das águas, deu-se a exposição, possivelmente, das planícies aluvial e deltáica, o que foi constatado, a partir da

presença de uma superfície ressecada, compacta, mosqueada pelos agentes oxidantes, que destruíram a possível existência de qualquer tipo de estrutura sedimentar na fácies “siltosa mosqueada”. A fácies “siltosa orgânica”, depositada concomitantemente acima, demonstra ter sido depositada, quando as planícies aluvial e deltáica voltaram a ficar submersas, em decorrência da subida do nível das águas, onde o aporte sedimentar foi suficientemente elevado, influenciando diretamente na deposição, que, possivelmente, foi superior a acomodação, resultando no estabelecimento da progradação da planície deltáica rumo a calha do Rio Xingu.

REINECK & SINGH (1980) citam que em condições de clima úmido a bacia de inundação desenvolve uma espessa cobertura vegetal, contribuindo para a incorporação de muita matéria orgânica, associado com os sedimentos silte-argilosos depositados durante a inundação. Acrescentam, ainda, que a espessura dos depósitos da bacia de inundação está diretamente relacionada com a taxa de subsidência acompanhada com a deposição. De acordo com Coleman apud REINECK & SINGH (op cit.), o intervalo pelítico rico em fragmentos de matéria orgânica, levemente estratificado, corresponde a um depósito da bacia de inundação ocorrido durante o período em que esta área apresentava-se bem drenada.

A sequência do paleofuro deve-se a um antigo curso fluvial estabelecido na zona de transição entre o sopé do Planalto Terciário e a Planície Aluvial (Figuras 6.14 e 6.15). Começa com um nível basal erosivo (“lag”) composto por areia grossa a muito grossa, disposto em discordância erosiva com um pacote de areia média a grossa maciça (Figura 6.10) sobrejacente. Para DAVIS JR. (1983), a sequência de canal tem característica de granodecrescência ascendente (“fining upward”) começando, na base, com material grosseiro (“lag”), passando acima para um pacote arenosos estratificado, terminando com

uma cobertura pelítica depositada por suspensão. Na sequência do paleofuro, a unidade intermediária é maciça, enquanto que no modelo citado para a sequência de canal é estratificada. O mal selecionamento desses sedimentos e a não estratificação, certificam que o furo teve vida curta, em resposta à sua incompetência para retrabalhar esses sedimentos, que preencheram sua baixa profundidade ($< 1,2\text{m}$). Sua característica não avulsiva, deve-se ao fato do mesmo fluir em uma área relativamente plana, de baixo gradiente, dentro de uma zona onde as enxurradas carregam grande quantidade de detritos que descem encostas à baixo, associado com a influência do afogamento de toda a Planície Aluvial, causado pelas rápidas subidas dos níveis das águas dos rios Xingu e Amazonas no Holoceno, durante as subidas dos níveis relativo do mar. Estes eventos atuaram como fornecedores de sedimentos e, também, como controladores que em determinado período, anularam a velocidade do fluxo desse furo, fazendo com que a carga sedimentar ficasse entulhada no leito do mesmo até sua total inatividade. Segundo REINECK & SINGH (1980), a camada de areia que preenche o canal do furo está relacionada com a morfologia do mesmo, sugerindo um progressivo declínio na competência da corrente causando o preenchimento do canal por areia.

Na unidade planície interdistributária, são encontrados antigos canais secundários com largura inferior a 10m e profundidade média na ordem de 30 a 40cm (Figuras 6.14 a 6.18). A topografia relativamente plana da Planície Quaternária associada às oscilações climáticas e mudanças do nível das águas do Rio Xingu e Amazonas, controladas pelas flutuações do nível relativo do mar no Holoceno, contribuíram diretamente para a deposição de uma delgada sequência pelítica e orgânica nos próprios vales dos paleocanais distributários, durante o afogamento dos mesmos. Uma das

características marcantes dos inúmeros paleocanais distributários espalhados pelo delta são suas poucas migrações laterais, o que segundo Coleman apud DAVIS JR. (1983), pode demonstrar que esses canais possuem pouca tendência à migração lateral, assim como a formação de barras em pontal. Na análise estratigráfica de dois paleocanais distributários foi encontrado um nível delgado de matéria orgânica, semi-compactada, de cor negra, composta de detritos de raízes e folhas, típico de um ambiente pantanoso instalado dentro dos paleocanais, passando acima para delgadas camadas argilosas, muito fitoturbadas. De acordo com LENZ (1984) no ambiente pantanoso, devido à escassez de oxigênio, ocorre acumulação da massa vegetal, que sofre o processo de decomposição retardada. A rapidez da decomposição da massa vegetal depende de sua composição e do fator clima, sendo que as regiões de clima úmido são mais propícias para o seu desenvolvimento. A concentração de matéria orgânica ocorre onde o fluxo regular de água com abundância de nutrientes (ambiente eutrófico) garante o desenvolvimento de uma flora abundante, desde gramíneas até árvores altas (matas úmidas e igapó), sendo que o ambiente típico para esse processo é o flúvio-lacustre.

Os depósitos de “levees” que distribuem-se ao longo das margens dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui, correspondem a um pacote siltoso com altura média de 30cm sobre o nível da planície de inundação, sendo um dos depósitos mais recentes da área estudada. De acordo com ALLEN (1965) os depósitos de “levees” são resultado da repentina perda de competência e capacidade da corrente, quando o fluxo ultrapassa o nível superior do canal, influenciando diretamente na espessura do depósito. Segundo Hughes & Lewin apud COLLINSON (1986), a medida que a água de enchente ultrapassa o canal, acarreta uma queda no nível de turbulência da corrente e os sedimentos em suspensão são depositados, onde as areias e siltes depositam-se próximo do contato com a planície de

inundação. Este processo deposicional nos “leves”, é observado na área estudada durante as inundações, que acontece uma vez por ano (com pico máximo em março), ficando expostos aos agentes climáticos da região durante o período de seca (com pico em outubro).

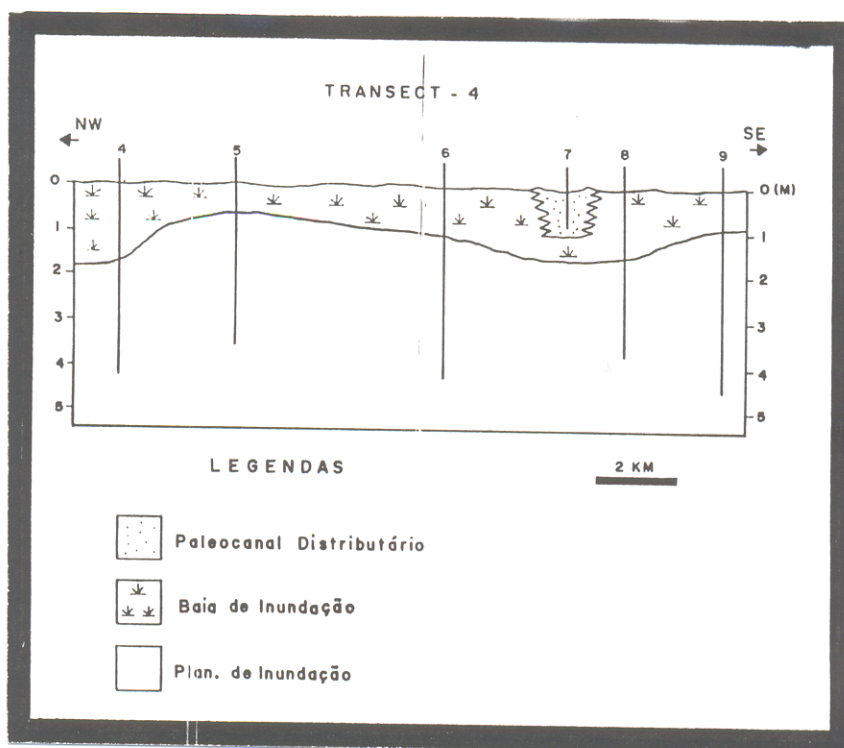


Figura 6.18: Transect-4. Seção estratigráfica (NW-SE), seccionando as unidades Planície Aluvial (planície de inundação e levee) e Planície Deltáica (planície interdistributária e paleocanais interdistributários). Baseado na interpretação das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas.

A origem das linhas de acreção (formada por um conjunto de “levee” inativo, dispostos paralelamente), (Figura 6.15), deve-se a natural acreção lateral dos canais que cortam a área estudada, sugerindo que os períodos de subida e descida do nível das águas dos rios Xingu e Amazonas no Holoceno, acarretaram na progressiva diminuição da largura dos canais.

O depósito de pântano atual corresponde a uma zona que permanece alagada durante quase o ano todo, muito colonizada por várias espécies vegetais, altamente redutora, composta por sedimentos clásticos e pelíticos misturados ou não com matéria orgânica (Figura 6.15). Este subambiente favorece a decomposição e carbonização de detritos vegetais, ressaltando a cor negra nos sedimentos em virtude das condições redutoras a que este subambiente está submetido.

As Figuras (6.19 e 6.20) resumizam o comportamento das seqüências estratigráficas dentro das unidades morfológicas planície aluvial e planície deltáica.

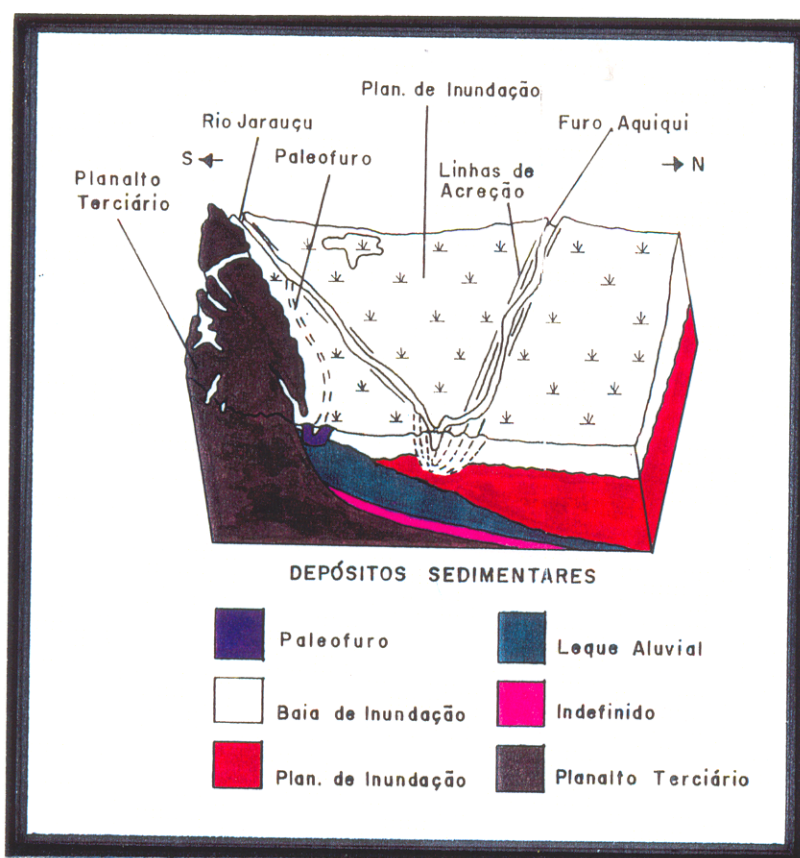


Figura 6.19: Bloco diagrama esquemático com a seqüência estratigráfica das unidades que ocorrem na Planície Aluvial.

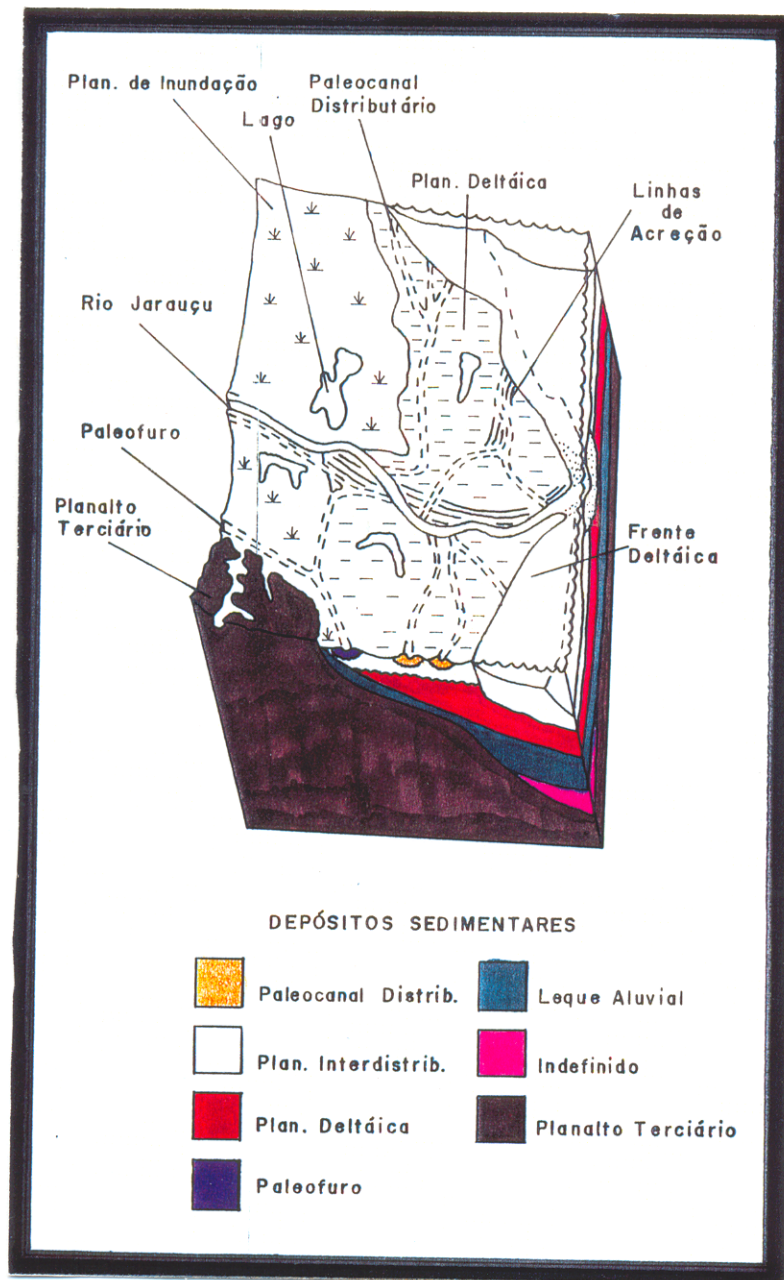


Figura 6.20: Bloco diagrama esquemático com a sequência estratigráfica das unidades que ocorrem dentro do domínio deltáico .

7. MODELO DEPOSICIONAL EVOLUTIVO DO SISTEMA FLÚVIO-DELTAÍCO

Este modelo deposicional foi elaborado a partir da integração das características geomorfológicas dos corpos sedimentares em superfície e do comportamento estratigráfico em subsuperfície, através da correlação lateral e vertical das Unidades Morfoestratigráficas e Estratigráficas (incluindo as análises sedimentológicas, estruturais e geométricas).

Estas combinações citadas acima permitiram o entendimento dos processos sedimentares que atuaram em cada ambiente e subambiente deposicional, os quais influenciaram no controle geométrico de cada feição morfológica, além da influência dos agentes alóctonos na bacia, como as atividades tectônicas, os períodos de subida e descida do nível relativo do mar, oscilações climáticas entre secas e úmidas, estabelecidas no Quaternário.

A inviabilidade de datar algumas fácies pelo método C^{14} , no momento, deixou toda sequência sedimentar da Planície Quaternária sem nenhuma referência temporal. Na tentativa de posicionar temporalmente o modelo deposicional, foi usado como referência os eventos de oscilações do nível relativo do Rio Xingu no Holoceno, possivelmente influenciado pelas flutuações do nível relativo do mar no Holoceno mencionado por PEROTA & BOTELHO (1993).

A não existência de nenhuma curva de variação do nível do mar proposta para o litoral norte do Brasil é a principal lacuna existente para as diversas evidências de eventos transgressivos e regressivos marcados principalmente na região costeira pela erosão nas falésias do Grupo Barreiras e nas regiões interiores da Amazônia pelos diversos níveis de terraços encontrados na margem do Rio Jari mencionado por SOARES (1991).

As evidências das flutuações do nível relativo do mar no Holoceno na planície costeira ao norte da foz do Amazonas, foi documentada por Wong apud SOUZA FILHO (1995), nas costas das Guianas Francesa e Suriname, que alcançou a posição atual a cerca de 6.000 anos A.P. As evidências na planície costeira ao sul da foz do Amazonas foi descrita por SUGUIO et al. (1985), que formularam um modelo das flutuações do nível do mar durante o Quaternário, associado com as modificações climáticas, que foram as principais causas para o estabelecimento das planícies litorâneas leste e sudeste do Brasil entre Macaé (RJ) e Recife (PE).

O cenário paleogeográfico da área estudada pouco antes de iniciar os processos sedimentares, passou possivelmente por fases de intensa atividade tectônica, associada aos pulsos regionais, onde segundo CUNHA (1991) a partir do Terciário Superior, a região Amazônica vem sendo submetida aos esforços compressivos. Atuando obliquamente às linhas estruturais herdadas do Pré-Cambriano, tais esforços desenvolveram condições de cisalhamento formando áreas de tensão e distensão. Nas áreas distensivas a movimentação lateral dos blocos falhados favoreceu a implantação e/ou reativações de antigos grabens. Os alargamentos observados na planície de inundação do Rio Amazonas e na foz do Rio Xingu possivelmente estão associados à grabens desenvolvidos por este mecanismo.

As sucessivas subidas e descidas dos níveis das águas do Rio Amazonas durante o intervalo entre o Pleistoceno e o início do Holoceno, influenciadas pelas mudanças do nível relativo do mar nesse período, contribuíram para a deposição dos sedimentos na planície de inundação, vindos das regiões Andinas, resultado das diferentes alturas do nível das águas desse rio (IRION et al., 1993).

Este período da evolução geológica da Bacia do Baixo Amazonas é marcada, na área estudada, apenas pelo Planalto Terciário e pela Planície Quaternária, com configuração paleogeográfica diferente da atual (Figura 7.1A).

Período (a partir de 5.100 anos A.P.)

A Transgressão Holocênica, teve seu pico máximo registrado em torno de 5.100 anos A.P., quando o nível relativo do mar esteve na faixa de 5m acima do nível atual, conforme citado por SUGUIO et al. (1985).

Essa transgressão provocou o afogamento da foz do Rio Amazonas e do baixo curso de seus tributários, até uma distância de 3.000 km à montante da sua foz, favorecendo, assim, a deposição de sedimentos nas regiões baixas do vale do Rio Amazonas (IRION et al., 1993).

Na área estudada, a subida no nível das águas dos rios Xingu e Amazonas, proporcionaram a erosão do Planalto Terciário, constituído pelas rochas da Formação Alter do Chão, esculpindo os terraços, que foram recuando até o pico máximo da transgressão (Figura 7.1B).

Período (5.100 anos A.P. a 3.900 anos A.P.)

Com o abaixamento do nível das águas dos rios Xingu e Amazonas em decorrência da lenta regressão do nível relativo do mar estabelecido no intervalo entre 5.100 anos A.P. a 3.900 anos A.P.(SUGUIO et al., 1985), pode ter iniciado a erosão das

encostas do Planalto Terciário, recoberto por uma espessa camada de solo intemperizado pela ação da morfogênese química, controlada pelo clima úmido. Estes sedimentos erodidos podem ter formados os leques aluviais coalescentes, através do processo de movimento de massa (fluxo de detrito), escoando pelos vales instalados nas encostas, em forma de lobos e depositando-se no sopé do Planalto Terciário e espalhando-se em forma de lençóis na Planície Quaternária.

A sequência de leque aluvial corresponde a um pacote arenoso de coloração esbranquiçada a cinza com grânulos dispersos, textura subangulosa, mal selecionado e destacando uma incipiente estratificação na base.

No mesmo período, pode ter ocorrido a deposição de uma espessa camada sedimentar constituída por uma sequência rítmica composta de estratos e lâminas siltosas e arenosas. As análises sedimentológicas e estratigráficas demonstram corresponder a um ambiente tipo planície de inundação, de águas calmas, relativamente raso, protegido das fortes correntes dos rios Xingu e Amazonas, mas influenciados diretamente pelas correntes de maré e variações climáticas. Mesmo com a descida do nível das águas dos rios, a planície não foi exposta, como demonstra a inexistência de agentes pedogênicos, principalmente na porção superior da unidade.

As condições climáticas úmidas e as primeiras área expostas, propiciaram a instalação das primeiras espécies vegetais na Planície Quaternária, principalmente nas áreas úmidas, tais como as espécies como tipo gramíneas e talvez algumas árvores, fornecendo para a planície de inundação folhas, raízes e sementes, encontradas ao longo da sequência rítmica, na forma de lâminas milimétricas.

Período (3.900 anos A.P. a 3.600 anos A.P.)

Nesse intervalo, possivelmente, deu-se uma nova subida das águas dos rios Xingu e Amazonas, possivelmente, influenciada pelo evento transgressivo que ocorreu nesse período, de acordo com SUGUIO et al. (1985) e MARTIN et al. (1993).

Esta possível ascensão no nível das águas acarretou o afogamento da foz do canal central (Rio Jarauçu), causando uma parcial instabilidade do mesmo, contribuindo para a deposição de sedimentos em suspensão nas suas calhas e, também, nas planícies aluvial e deltáica. Essa subida do nível das águas influenciou em lenta agradação em ambos os lados do canal, permitindo a redução da largura do canal, como demonstra as linhas de acreção dispostas paralelamente ao vale desse canal, e acarretou também na mortandade de várias espécies vegetais nessas planícies.

Período (3.600 anos A.P. a 2.800 anos A.P.)

Durante a descida do nível das águas nesse período documentada por PEROTA & BOTELHO (1993) através da datação por C^{14} em fragmentos de conchas e cerâmicas coletadas nos terraços holocênicos na região do Baixo Xingu, o nível das águas do Rio Xingu chegou a ficar abaixo do nível atual, o que pode ser correlacionável com o evento regressivo do nível relativo do mar entre 3.600 anos A.P. a 2.800 anos A.P., definido no norte de Salvador (Bahia) por SUGUIO et al. (1985) e MARTIN et al. (1993).

Esta descida no nível das águas foi suficiente para ocorrer um novo pulso progradacional no sentido oeste-leste das planícies aluvial e deltáica, através do depósito da bacia de inundação, sobre a camada rítmica da planície de inundação (Figura 7.1C).

O depósito de baía de inundação é constituído por uma espessa camada siltosa-orgânica de cor cinza claro azulado, cinza escuro e verde azulado próximo à base, passando em direção ao topo para a cor marrom acinzentado; apresenta lentes de argila e areia fina milimétricas. A distribuição da matéria orgânica é quase uniforme, sendo constituído por fragmentos de raízes, folhas e sementes, além de troncos centimétricos. Nos primeiros metros de profundidade predomina o processo de oxidação da matéria orgânica, enquanto que para a base passa a dominar o processo de carbonização sob condições redutoras.

Os principais fornecedores de sedimentos para a planície de inundação foram os canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui, sendo que este último, possivelmente, apresentava e ainda apresenta maior taxa de sedimento em suspensão, tendo em vista sua ligação direta à montante com o Rio Amazonas. O avanço do canal central conjuntamente com a planície deltáica fez com que o delta progradasse rumo ao leito do Rio Xingu (Figura 7.1C e D).

Dado o elevado conteúdo hídrico e sedimentar no baixo curso do Rio Jarauçu, houve a geração de vários canais secundários dentro das planícies aluvial e deltáica. O posicionamento dos canais distributários e a direção norte-sul dos mesmos marcam, possivelmente, os graduais níveis de progradação, dentro do estágio regressivo do Rio Xingu (Figura 7.1D e E), onde até o Rio Jarauçu sofreu inflexão no sentido da corrente, que é de sul para norte.

Período (2.700 anos A.P. a 2.500 anos A.P.)

Uma nova subida do nível das águas dos rios Xingu e Amazonas poucos metros acima do nível atual, pode ter sido o principal fator causador do afogamento dos

fiuros e canais distributários, deixando-os instáveis, acarretando na deposição de uma delgada camada argilosa, através da sedimentação por suspensão, causando sua total inatividade, restando apenas o canal distributário central (Rio Jarauçu) como principal fornecedor de sedimentos para o delta.

Esta ascensão no nível das águas pode ser correlacionável com àquela citada por PEROTA & BOTELHO (1993) no baixo curso do rio Xingu através da datação por C^{14} e está ligada também a elevação do nível do mar no intervalo de 2.700 a 2.500 anos A.P., que atingiu aproximadamente 2,5m acima do nível atual conforme mencionado por SUGUIO et al. (1985).

A conseqüente descida do nível das águas dos rios Xingu e Amazonas até alcançarem o nível atual, proporcionou um verdadeiro avanço no processo de colmatagem da planície aluvial e planície deltáica, além da proliferação das espécies vegetais da Formação Pioneira Aluvial, que instalaram-se por toda a extensão da Planície Quaternária (Figura 7.1F).

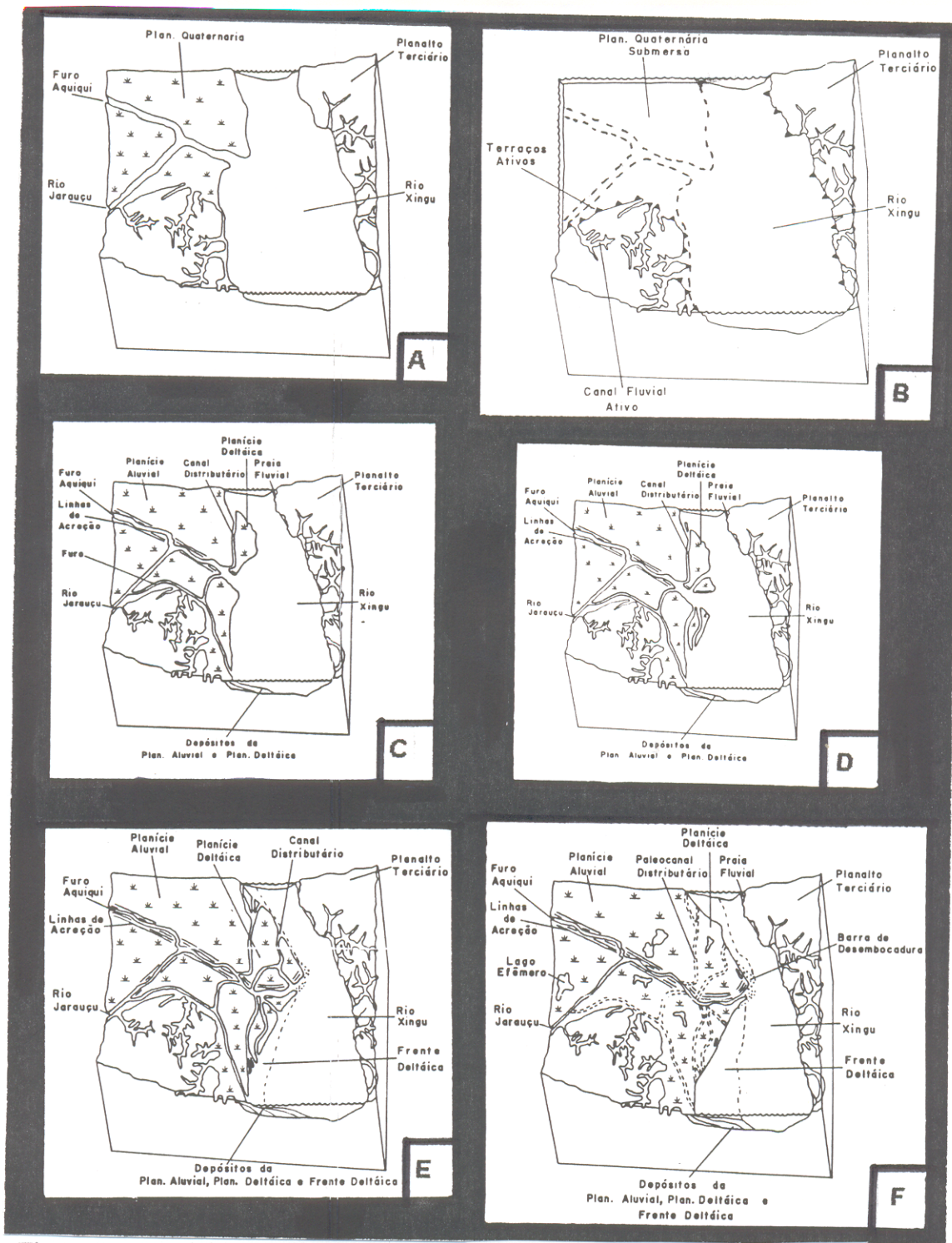


Figura 7.1: Modelo deposicional evolutivo do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu. **A**- Aspecto da área durante o nível baixo dos rios Amazonas e Xingu. **B** - Nível alto dos rios, influenciados pela subida do nível relativo do mar em 5.100 anos A.P.(Transgressão Holocênica), formando o terraço no Planalto Terciário e inundação da Planície Quaternária. **C** e **D** - Progradação sedimentar com a deposição do leque aluvial e da intercalação rítmica, iniciando a configuração da planície deltáica, durante a descida dos rios, gerando concomitantemente os furos e canais distributários. **E**- Rápida subida das águas afetando o canal central, furos e canais distributários, foram afogados e parcialmente colmatados, além do avanço da planície deltáica. **F**- Quadro atual: formação de pântanos, lagos e colmatamento total dos canais secundários.

8. CONCLUSÕES

Os limites da área estudada correspondem à região do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu. Está inserida no contexto geológica da Bacia do Baixo Amazonas (uma das componentes da Bacia do Amazonas), localizada na porção setentrional do território brasileiro, limitada à leste pelo Arco de Gurupá e à oeste pelo Alto de Monte Alegre. As modificações tectônicas, climáticas e as oscilações do nível do mar, consideradas no intervalo Terciário-Quaternário, atuaram como fortes controladores na espessura dos depósitos sedimentares, estilo de rios e geometria dos compartimentos tectônicos, retratados diretamente na evolução da paisagem.³

O mapeamento da área estudada teve como objetivo as análises do padrão geomorfológico e das sequências estratigráficas do Sistema Flúvio-Deltáico do Rio Jarauçu.

Na análise do padrão geomorfológico foi possível individualizar duas províncias: Planalto Terciário e Planície Quaternária.

O Planalto Terciário corresponde ao nível topográfico mais elevado e representa 31% de extensão da área estudada, alcançando em média 20m de altura próximo à sua borda. Faz contato à leste com o Rio Xingu, ao norte e oeste com a Planície Quaternária. É composto apenas pela unidade Serra do Tapará.

A Planície Quaternária corresponde a uma área relativamente plana, composta por sedimentos inconsolidados recentes, representando 69% de extensão da área estudada. É limitada à leste pelo Rio Xingu, ao norte e oeste pelo rio Amazonas e ao sul pelo Planalto Terciário. É composta por três unidades: planície aluvial, planície deltáica e frente

deltáica. 1) A planície aluvial corresponde a 38% de extensão, sendo limitada à leste pela planície deltáica, ao norte e oeste pelo Rio Amazonas e ao sul pelo Planalto Terciário; é constituída pelos canais ativos, paleofuros, “levees”, “crevasse splays” e planície de inundação. 2) A planície deltáica representa 19% de extensão. É interrompida pelo Planalto Terciário ao sul, a leste pela frente deltáica, ao norte pelo Rio Amazonas e a oeste pela planície aluvial. É composto pelo canal distributário, paleocanais distributários e planícies interdistributárias. 3) A frente deltáica corresponde apenas 12% de extensão da Planície Quaternária. É limitada ao sul pelo Planalto Terciário, ao norte e leste pelo Rio Xingu e a oeste pela Planície Deltáica. É composta pelas barras de desembocaduras e um conjunto de pequenas ilhas.

O reconhecimento lateral e vertical das sequências estratigráficas foi possível através das análises sedimentológicas (texturais e litológicas) das unidades recentes da área estudada, observadas nos testemunhos coletados por intermédio de “vibracore”. Para a classificação estratigráfica utilizou-se o método “Morfoestratigráfico”, composto pelas Unidades Morfoestratigráficas (baseado na morfologia em superfície e sua continuidade em subsuperfície) e Unidades Estratigráficas (baseado unicamente na estratigrafia em subsuperfície).

O modelo sedimentar evolutivo do Sistema Flúvio-Deltáico foi associado temporalmente a seis estágios referentes aos eventos de subidas e descidas dos níveis das águas dos rios Xingu e Amazonas, conforme o registro de PEROTA & BOTELHO (1993), controlados diretamente pelas oscilações do nível relativo do mar a partir da Transgressão Holocênica, evidenciada na planície costeira nordestina por SUGUIO et al. (1985):

O primeiro estágio, o nível das águas dos rios estavam acima do nível atual, causando o afogamento e formando a "ria" na foz do Rio Xingu, além de atuarem no modelamento dos terraços do Planalto Terciário.

O segundo estágio, no intervalo entre 5.100 anos a 3.900 anos A.P., durante a fase de descida do nível dos rios, ocorreu a erosão do Planalto Terciário, formando o leque aluvial coalescente no sopé desse planalto. Possivelmente nesse período foi depositada a sequência rítmica composta pelos estratos e lâminas siltosas e arenosas, influenciadas pelas correntes de maré e variações climáticas, tratando-se de um ambiente tipo planície de inundação, de águas calmas, relativamente raso e protegido pelas fortes correntes dos rios Xingu e Amazonas.

O terceiro estágio, dentro do intervalo regressivo entre 3.900 anos a 3.600 anos A.P., sucedeu-se uma rápida ascensão no nível das águas dos rios influenciando no afogamento dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui, favorecendo a deposição de sedimentos em suspensão nos seus vales, diminuindo consideravelmente a profundidade desses canais, sofrendo uma gradual redução nas suas larguras, marcados pelas linhas de acreção dispostas paralelamente aos mesmos.

O quarto estágio, ocorrido no intervalo entre 3.600 anos a 2.800 anos A.P., o nível das águas dos rios Xingu e Amazonas voltaram ao pulso normal de crescimento, ocorrendo novo evento sedimentar favorecendo a uma nova progradação das planícies aluvial e deltáica, rumo a calha do Rio Xingu. A sequência sedimentar depositada nesse período corresponde à camada siltosa rica em matéria orgânica, caracterizando um subambiente tipo baía de inundação, que progradou discordantemente sobre os sedimentos rítmicos. Ainda durante este período o canal do Rio Jarauçu possivelmente tornou-se

dispersivo, dando início à geração dos canais distributários, juntamente com suas planícies interdistributárias.

O quinto estágio, posicionado entre 2.700 anos e 2.500 anos A.P., o nível dos rios voltaram a subir poucos metros acima do atual, causando o afogamento dos canais distributários e completa colmatagem sedimentar dos mesmos, restando apenas o canal distributário central (Rio Jarauçu).

O sexto e último estágio, posicionado no intervalo entre 2.500 anos A.P. até os dias atuais, com a natural e lenta descida do nível dos rios Xingu e Amazonas foi marcado por um de intenso processo de colmatagem, além da proliferação das espécies vegetais que colonizaram por toda a área da Planície Quaternária.

O avanço no estudo das características estratigráficas da Planície Deltáica foi prejudicado, uma vez que não foi possível amostrar transversalmente as unidades morfológicas como as planícies interdistributárias, "levees" e a maioria dos paleocanais distributários, impossibilitando o detalhamento do modelo deposicional evolutivo do delta. A mesma lacuna estratigráfica ocorreu também na unidade morfológica da planície aluvial e frente deltáica, em virtude da dificuldade de acesso para o interior dessas áreas, além da danificação de nosso equipamento de amostragem, em ambas etapas de campo. Mas, a interpretação conjunta dos dados geomorfológicos e estratigráficos das planícies aluvial e deltáica, pode-se evidenciar, que trata-se de um delta originado pela dominância dos processos fluviais sobre a ação dos processos da bacia receptora, podendo ser denominado de "Delta Fluvial" ou "Altamente Construtivo", de acordo com a classificação proposta por Fisher & Brown apud ELLIOTT (1986).

Este trabalho pode ser visto como uma obra pioneira, tendo em vista que é o primeiro a mencionar detalhes do quadro geológico da área que abrange o sistema flúvio-

deltáico do Rio Jarauçu. É evidente, que o mesmo, não corresponde a uma obra geológica completa, mas sem dúvida nenhuma seu conteúdo servirá como um primeiro passo para que outros trabalhos venhão a ser elaborados. É claro que ainda existem muito assuntos à serem pesquisados dentro e fora da área geológica. À área geológica, ainda, carece de uma análise detalhada da subsuperfície, através, da aplicação da sismoestratigrafia, auxiliado por sondagens transversais nas margens dos canais do Rio Jarauçu e Furo Aquiqui. Faz-se necessário, também, a confecção de perfis batimétricos no Rio Xingu, principalmente próximo da foz do Rio Jarauçu, buscando monitorar o crescimento e migração das barras de canal submersas. Além disso é imprescindível o monitoramento sazonal das descargas sedimentares e da velocidade média das correntes, durante as enchentes e vazantes dos rios Xingu e Jarauçu, para que, assim, possa ser elucidado se o delta do Rio Jarauçu, ainda, está em atividade ou não.

Em outras áreas especializadas, carece, de início, uma melhor fiscalização e assistência dos governos Federal e Estadual, para com a exploração madeireira a maioria clandestina, no setor agropecuário inexistente, mesmo tendo uma grande área de várzea rica em matéria orgânica. O setor pesqueiro, também, é pouco explorado e mesmo, assim, é utilizado técnicas rudimentares. O setor pecuário parece ser a principal atividade praticada na região, mesmo, assim, sem planejamento. Para finalizar, essa população necessita de uma melhor assistência médica e odontológica, principalmente para os moradores ribeirinhos, além da construção de grupos escolares comunitários em cada vila, em virtude desses povoados ficarem distantes do Município de Porto de Moz.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J.R.L. 1965. Origin and Characteristics of Recent Alluvial Sediments. *Sedimentology*, 5(2): 89-191.
- ARAÚJO, J.F.V.; MONTALVÃO, R.M.G.; LIMA, M.I.C. FERNANDES, P.E.C.A.; CUNHA, F.M.B. FERNANDES, C.A.C.; BASEI, M.A.S. 1976. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.21 Santarém**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v. 10, p. 19-130 (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- BACOCOLI, G. 1971. Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros - Uma Tentativa de Classificação. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 14(1): 5-38.
- BARBOSA, G.V.; RENNÓ, C.V.; FRANCO, E.M.S. 1974. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.22 Belém**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v.5. p. 137-179 (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- BATES, C.D. 1953. Rational Theory of Delta Formation. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, 37(9): 2119-2162.
- BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S. 1995. Tectônica e Paleogeografia da Calha do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramados, 1995. **Resumo**. Gramados. p. 419-420.
- BHATTACHARYA, J.P. & WALKER, R.G. 1992. Deltas. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. ed. **Facies Models: Response To Sea Level Change**. Ontario, Geological Association of Canada. p. 157-177.
- BJORLYKKE, K. 1989. *Sedimentology and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag. 363p.

- BOHRER, C.B.A. & GONÇALVES, L.M.C. 1991. Vegetação. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Geografia do Brasil: Região Norte**. Rio de Janeiro, DG, v.3, p. 137-168.
- BOYLES, J.M.; SCOTT, A.J.; RINE, J.M. 1986. A Logging From for Graphic Description of Core and Outcrop. **Journal of Sedimentary Petrology**. 56(4): 567-568.
- BRASIL 1974. **Imagem de Radar (Banda X) da Região do Baixo Amazonas**, Serviço de Publicação da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM-Belém), Escala 1:100.000.
- CAMPOS, J.N.P. & TEIXEIRA, L.B. 1988. Estilo Tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**, Belém, SBG. v.5, p. 2161-2172.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUÊS, R.; VASCONCELOS, D.N.N. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: Histórico e Atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. **Anais**, Belém, SBG. v.3, p. 35-46.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1981. **Geomorfologia Fluvial: O Canal Fluvial**. São Paulo, Edgard Blucher. 313p.
- COLEMAN, J.M. & PRIOR, D.B. 1982. Deltaic Environments. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D.R. Ed. **Sandstone Depositional Environments**. Copyright of American Association of Petroleum Geologists. Menoin, 31: 139-178.
- COLEMAN, J.M. & WRIGHT, L.D. 1975. Modern River Deltas: Variability of Processes and Sand Bodies. In: BROUSSARD, M.L. ed. **Deltas Models for Exploration**: Houston, tx, Houston Geological Society. p. 99-149.
- COLLINSON, J.D. 1986. Alluvial Sediments. In: READING, H.G. ed. **Sedimentary Environments and Facies**. London, Blackwell S. Publication. p.20-62.

- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; SAADI, A.; COSTA JR., P.S. 1994. Arcabouço Tectônico Meso-Cenozóico da Região da Calha do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Resumos**. Belém. SBG. p. 47-50.
- CUNHA, E.J.P.; SILVA, G.P.; CRUZ, R.J.D. 1994a. **Noções Básicas de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento**. Belém. 25p. (Relatório Técnico da CHSRA-SUDAM).
- CUNHA, F.M.B. 1991. Morfologia e Neotonismo do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Atas**. Belém, SBG. v.1, p. 193-210.
- CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C.; FELJÓ, F.J. 1994b. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, 8(1): 47-55.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal Depositional Systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. Ed. **Facies Models: Response to Sea Level Change**. Ontario, Geological Association of Canada, p. 195-218.
- DAVIS JR., R.A. 1983. **Depositional Systems: A Genetic Approach to Sedimentary Geology**. New Jersey, Prentice-Hall. 669p.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1991. **Fundamentos da Estratigrafia Moderna: Estratigrafia de Sequências - Sismoestratigrafia**. Notas de Aula. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. p. 29-49.
- DHN. Departamento de Hidrografia e Navegação. 1980. **Carta Hidrográfica (Rio Xingu: da Ilha de Urucuricaia à Ponta Itapinima)**, nº 4361-A. Rio de Janeiro, Serviço de Publicação da Marinha do Brasil, Escala 1: 100.000.

- DHN. Departamento de Hidrografia e Navegação. 1987. **Carta Hidrográfica (Rio Amazonas: de Breves à Almeirim)**, nº 42. Rio de Janeiro, Serviço de Publicação da Marinha do Brasil, Escala 1: 356.750.
- ELLIOTT, T. 1986. Deltas. In: READING, H.G. ed. **Sedimentary Environments and Facies**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. p. 113-154.
- FARIA JR., L.E.C. & VITAL, H. 1989. O lago Arari e a Formação da Ilha de Marajó (PA). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRO DE ESTUDO DO QUATERNÁRIO, 2., Rio de Janeiro, 1989. **Resumo**. Rio de Janeiro. p.47.
- FIGUEIREDO JR., A.G. 1990. **Normas de Controle de Qualidade Para o Processamento de Testemunhos Inconsolidados**. Rio de Janeiro, Projeto Sedimentos do Talude, PETROBRÁS/UFF. 27p. (Relatório Técnico, 3).
- FOLK, R.L. 1974. **Petrology of Sedimentary Rochs**. Texas, Hemphill Publishing Co. 182p.
- FRYE, J.C. & WILLMAN, H.B. 1962. Stratigraphic Commission: Morphostratigraphic Units in Pleistocene Stratigraphy. **Bulletin of the Americam Association of Petroleum Geologists**, 46(1): 122-113.
- GATTO, L.C.S. 1991. Relevo. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Geografia do Brasil: Região Norte**. Rio de Janeiro, DG. v.3, p. 47-60.
- GOMES, C.F. 1988. **Argilas: O que são e para que servem**. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 457p.
- GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. 1994. **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. 458p.
- IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1990. **Mapa Geológico do Projeto Zoneamento das Potencialidades dos Recursos Naturais da Região Amazônica**. Rio de Janeiro. Escala 1:2500.000.

- IRION, G. 1984. Sedimentation and Sediments of Amazonian River and Evolution of the Amazonian landscape Since plioceno Times. In: SIOLI, H. ed. **The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin**. Boston, Dordrecht-Lancaster. 2: 201-214.
- IRION, G.; MELLO, N.; MULLER, J.; JUNK, W. 1993. Quaternary Hystory of Amazonian Lowland. In: SIMPÓSIO AMASSEDS, 1., Niterói, 1993. **Abstracts**. Rio de Janeiro, p. 23.
- IRIONDO, M.H. 1982. Geomorfologia da Planície Amazônica. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4., Rio de Janeiro, 1982. **Atas**. Rio de Janeiro, SBG. p. 323-348.
- JAPIASSÚ, L.G.F.; CARDOSO, E.M.; COSTA, E.P.; TEREZO, E.M.; COELHO, F.J.F.; LEITE, P.F.; DOI, S. 1974. Vegetação. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.22 Belém**; geologia, geomorfologia, Pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v.5. p. 137-179 (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JUNK, W.J. 1984. Ecology of the Varzea, Floodplain of Amazonian White-Water River. In: SIOLI, H. ed. **The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin**. Boston, Dordrecht-Lancaster. II Série, p. 215-243.
- KUEHL, S.A.; DEMASTER, D.J.; NITTROUER, C.A. 1986. Nature of Sediment Acumulation on the Amazon Continental Shelf. **Continental Shelf Research**, 6: 209-225.
- LENZ, G.R. 1984. Turfa: Métodos de Lavra e opções Para o Uso no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, 14(2): 111-119.
- MABESSONE, J.M. 1967. Sedimentos Correlativos do Clima Tropical. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 2., Belém, 1967. **Atas**. Belém, v.1, p. 327-337.

- MARTES, L.A.K.; DANIEL, D.L.; MELACK, J.M.; NELSON, B.; MARTINELLI, L.A.; FORSBERG, B.R. 1995. Spatial Patterns of Hydrology, Geomorphology and Vegetation on Flooplain of the Amazon River in Brazil from a Remote Sensing Perspective. **Geomorphology**, 13: 215-232.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1993. As Flutuações do Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica de "Deltas" Brasileiros. **Boletim IG-USP**, São Paulo, (15): 1-186p. Publicação Especial.
- MARTINI, P.R. & GARCIA, J.W. 1995. Fatos e Notícias. In: Água em Revista. **Revista Técnica e Informativa da CPRM**, 3(5): 72-73.
- MARTORANO, L.G.; PEREIRA, L.C.; CESAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (Koppen) e Deficiência Hídrica (Thornthwaite, Mather). SUDAM/EMBRAPA, 53p.
- McGRATH, D.G.; CASTROS, F.; FUTEMMA, C.; AMARAL, B.D.; CALABRIA, J. 1993. Fisheries and The Evolution of Resource Management on the Lower Amazon Floodplain. **Human Ecology**, 21(2): 167-195.
- MEADE, R.H.; DUNNE, T.; RICHEY, J.E.; SANTOS, U.M.; SALATI, E. 1985. Storage and Remobilization of Suspended Sediment in the Lower Amazon River of Brazil. **Science**, 228: 488-490.
- MEADE, R.H.; RAYOL, J.A.C.; NATIVIDADE, J.R.G.; CONCEIÇÃO, S.C. 1993. Efeitos de Remanso na Bacia do Amazonas no Brasil. In: A Água em Revista. **Revista Técnica e Informatizada da CPRM**, 1(1): 21-30.
- MIALL, A.D. 1984. Deltas. In: WALKER, R.G. ed. **Facies Models**, 2 ed. Canada, Geosciense, p. 105-117. (Reprint Series).

- MIALL, A.D. 1992. Alluvial Deposits. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. ed. **Facies Models: Response To Sea Level Change**. Ontario. Geological Association of Canada. p. 119-135.
- MOLINIER, M.; GUYOT, J.L.; OLIVEIRA, E.; GUIMARÃES, V.; CHAVES, A. 1994. Hidrologia da Bacia do Rio Amazonas. In: **A Águas em Revista. Revista Técnica e Informatizada da CPRM**, 2(3): 31-36.
- MOREIRA, A.A.N. 1977. Relevo. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Geografia do Brasil: Região Norte**. Rio de Janeiro, DG. v.1, p. 01-38.
- MOURA, J.R.S. & MELLO, C.L. 1991. Classificação Aloestratigráfica do Quaternário Superior na Região de Bananal (SP/RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, 21(3):136-256.
- NANSON, G.C. 1980. Point Bar and Floodplain Formation of the Meandering Beatton River, Northeastern British Columbia, Canada. **Sedimentology**, 27(1): 3-29.
- NASCIMENTO, D. A.; MAURO, C.A.; GARCIA, M.G.L.; D'AVILA, L.M.; COSTA, R.C.R. 1976. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.21 Santarém**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v. 10, p. 133-198 (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- NITTROUER, C.A.; STERNBERG, R.W.; MASTER, O.J. 1988. Suspended-Sediment Dispersal on the Amazon Continental Shelf. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.2, p. 494-506.
- NORDIN, C.F.; MEADE, R.H.; CURTIS, W.F.; BOSIO, N.J.; LANDIM, P.M.B. 1980. Size Distribution of Amazon Bed Sediments. **Nature**, 286: 52-53.

- PEROTA, C. & BOTELHO, W.C. 1993. O Homem e as Paleopaisagens do Baixo Xingu. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA (ABEQUA), 4., Manaus, 1993. *Anais*. Manaus, p. 1-4.
- REINECK, H.A. & SINGH, I.B. 1980. **Depositional Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag. 439p.
- RHODES, E.G. 1982. Depositional Model for a Chanier Plain, Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentology*, 29: 1-19.
- RUST, B.R. 1978. A Classification of Alluvial Channel Systems. In: MIAL, A.D. ed. **Fluvial Sedimentology**. Can. Soc. Petrology Geology, p. 187-198. (Mem, 5).
- SANTOS, V.F. 1996. **Estratigrafia Holocênica e Morfodinâmica Atual da Planície Costeira da Ilha de Algodal e Marudá**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 139p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, 1996.
- SILVA, C.G. 1991. **Holocene Stratigraphy and Evolution of the Açu River Delta, Rio Grande do Norte State Northeastern Brazil**. Duck University. Department of Geology, 400p. Tese (Doutorado em Geologia). Duck, 1991.
- SILVA, M.S. 1996. **Morfoestratigrafia e Evolução da Planície Costeira de Salinópolis, NE do Estado do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 142p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, 1996.
- SIOLI, H. 1984. The Amazon and its Main Affluents: Hidrography, Morphology of the River Courses, and River Types. In: SIOLI, H. ed. **The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin**. Boston, Dordrecht-Lancaster, II Série, p. 127-165.

- SOARES, L.C. 1991. Hidrografia. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Geografia do Brasil: Região Norte**, Rio de Janeiro, DG. v.3, p. 70-121.
- SOUZA, C.G. 1991. Solos. In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Geografia do Brasil: Região Norte**, Rio de Janeiro, DG. v.3, p. 123-136.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1995. **Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia da Planície Costeira Bragantina (NE do Estado do Pará) Durante o Holoceno**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 122p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, 1996.
- STENBERG, H.O. 1950. Vales Tectônicos na Planície Amazônica?. **Revista Brasileira de Geografia**, 3(4): 3-21.
- SUGUIO, K. 1973. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo, Edgard Blucher. 317p.
- SUGUIO, K. 1992. **Dicionário de Geologia Marinha: Com Termos Correspondentes em Inglês, Francês e Espanhol**. São Paulo, T.A. Queiros. 171p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do Nível Relativo do Mar Durante o Quaternário Superior ao Longo do Litoral Brasileiro e Suas Implicações na Sedimentação Costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(4): 273-286.
- THE ROCK-COLOR CHART COMMITTEE. 1991. **Rock-Color Chart Netherlands**, Huyskes-Enshade.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, Facies Models e Modern Stratigraphic Concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. ed. **Facies Models: Response To Sea Level Change**. Ontario, Geological Association of Canada, p. 1-14.

WANDERLEY, J.R.F. & COSTA, J.B.S. 1991. Contribuição a Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Relação com o Embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. *Anais*. Belém, SBG. p.766-771.

WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.M.A.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1986. **Geomorphology Dynamics and Evolution of the South Alligator Tidal River and Plains, Northern Territory**. Mangrove. North Australia Research University. 190p. (Monograph, 3)