NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ASPECTOS DA GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DOS
DEPÓSITOS SEDIMENTARES DO RIO PARANÁ
ENTRE PORTO PRIMAVERA (MS) E GUAÍRA (PR).

EDVARD ELIAS DE SOUZA FILHO

ORIENTADOR: PROF. DR. PAULO MILTON BARBOSA LANDIM

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Dr. P.M.B.Landim

Examinadores: Dr. A.M.Coimbra

Dr. C.Riccomini

Dr. W.L.Ponçano

Dr. L.J.Tomazelli

SÃO PAULO

1993

DEDALUS - Acervo - IGC

309000009619

ÍNDICE

	página
RESUMO	IV
ABSTRACT	VI
RELAÇÃO DE FIGURAS	VIII
RELAÇÃO DE TABELAS	XI
RELAÇÃO DE FOTOGRAFIAS	XII
RELAÇÃO DE ANEXOS	XIII
AGRADECIMENTO	XIV
CAPÍTULO 1	
INTRODUÇÃO	1
1.1 Generalidades	1
1.2 Aspectos Regionais	2
1.2.1 - Caracterização Geográfica	3
1.2.2 - Geologia da Bacia de Drenagem	7
1.2.3 - Geomorfologia da Bacia de Drenagem	8
1.2.4 - Depósitos Fluviais da Bacia de Drenagem	10
1.3 Objetivo	11
CAPÍTULO 2	
METODOLOGIA	14
CAPÍTULO 3	
MODELOS FLUVIAIS	23
3.1 Sistema Fluvial	25
3.2. Padrões de Canal e Modelos de Facies	28
3.2.1 Modelos Faciológicos Para o Padrão	
Entrelaçado	31
3.2.1.1. Barras Fluviais de Rios Entrelaçados	39
3.2.1.2 Modelos Faciológico	41
3.2.1.2.1. Modelos Faciológicos	

Seixosos	43
3.2.1.2.2. Modelos Faciológicos	
Arenosos	48
3.2.1.2.3. Modelo Faciológico	
Siltoso	50
3.2.2. Modelo Faciológico para Padrão	
Anastomosado	51
CAPÍTULO 4	
DEPÓSITOS ASSOCIADOS À CALHA FLUVIAL	55
CAPÍTULO 5	
GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	63
5.1 - Geologia do Substrato	63
5.1.1 - Formação Serra Geral (JK)	67
5.1.2 - Formação Caiuá	68
5.1.3 - Cobertura de Espigão	71
5.1.4 - Geologia Estrutural	73
5.2. Geologia dos Depósitos do Rio Paraná	76
5.2.1- Depósitos de Terraço Alto	81
5.2.2- Depósitos de Terraço Médio	83
5.2.3- Depósitos de Terraço Baixo	89
5.2.4- Depósitos da Planície Fluvial	97
5.2.5- Depósitos do Leito do Rio	117
5.2.6- Depósitos dos Afluentes	133
5.2.7- Variações Longitudinais dos Depósitos Fluviais	137
CAPÍTULO 6	
ESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS DA CALHA DO RIO PARANÁ	
6.1- Unidades Litoestratigráficas	149
6.2- Considerações a Respeito da Morfoestratigrafia dos Depósitos do Rio Paraná	151
6.3- Sequências e Modelos Depositionais dos Depósitos da Calha do Rio Paraná	154
6.3.1- Sequência Fluvial a	154
6.3.2- Sequência Fluvial b	155

6.3.3- Sequência Fluvial c	158
6.3.4- Sequência Fluvial d	161
6.3.4.1- Trato Depositional da Associação P1...	163
6.3.4.2- Trato Depositional da Associação P2...	164
6.3.4.3- Trato Depositional das Associações P3, P4 e P5	166
6.3.4.4- Trato Depositional dos Depósitos Ativos	168
6.3.4.5- Evolução da Sequência Fluvial d	174
6.3.5- Sequência Colúvio-Aluviais	176
CAPÍTULO 7	
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	178
CAPÍTULO 8	
CONCLUSÕES	195
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	
	199
ANEXOS	

RESUMO

Este trabalho aborda o mapeamento geológico e a estratigrafia dos depósitos associados ao rio Paraná no segmento compreendido entre Porto Primavera (MS), a montante da foz do rio Paranapanema, e Guaira (PR), a jusante da foz do rio Piquiri.

A metodologia empregada para sua elaboração compreendeu as técnicas tradicionais de fotointerpretação geológica adaptadas para formas deposicionais, tendo sido utilizadas imagens MSS e RADAR, e fotografias aéreas. Os trabalhos de campo foram concentrados na metade superior do segmento estudado, no trecho situado a montante da ilha dos Bandeirantes; as informações obtidas originaram-se de descrição de afloramentos, de sondagens a trado e a "vibro-core", e de perfis de sondagens fornecidos pela CESP e DALCON. Os dados foram analisados por meio de perfis topográficos, geológicos e estratigráficos, dispostos em posição perpendicular e longitudinal em relação ao traçado do rio.

Os depósitos estudados ocorrem em diferentes níveis de terraço e na calha fluvial. O terraço alto é constituído por níveis seixosos da sequência fluvial SFa, depositada por canais entrelaçados do tipo Scott, e por camada de areia maciça da sequência coluvial SCa. O terraço médio é constituído por níveis seixosos da sequência fluvial Sfb, depositados por canais entrelaçados do tipo Donjek; e por camada de areia maciça com "ponds" argilosos da sequência coluvial SCb. O terraço baixo é constituído por corpos de areia de forma acanalada ou tabular, da sequência fluvial SFc, depositados por canais entrelaçados do tipo Platte. A planície fluvial corresponde ao terraço mais próximo do nível do rio, e compreende uma sucessão de depósitos seixosos, arenosos e argilo-arenosos; esses sedimentos compreendem parte da sequência fluvial SFd, e foram depositados respectivamente por canais entrelaçados do tipo Donjek, do tipo Platte e por canais anastomosados. O terraço médio, o baixo e a

planície encontram-se parcialmente cobertos por depósitos colúvio-aluviais da sequência SCc. Os depósitos ativos são constituídos por areia fina à média, acumulados no leito ou sob forma de barras transversais; tais corpos podem ocorrer no centro do canal, na sua margem, na parte frontal de ilhas, ou fazendo a ligação entre ilhas e/ou as margens do rio. As características hidroológicas do rio Paraná e de seus depósitos ativos permitem compará-los aos canais entrelaçados do tipo South Saskatchewan.

A evolução sedimentar dos depósitos ocorreu por meio da alternância de climas úmidos e de climas secos, quando se desenvolveram respectivamente as sequências fluviais e as coluviais. Durante esse período de tempo esteve ativa uma tectônica que promoveu basculamento e movimentação diferencial entre blocos estruturais, definidos por linhas e fraqueza ocupadas pelos principais elementos de drenagem. As correlações efetuados por meio de critérios geomorfológicos limitam os depósitos ao Pleistoceno e Holoceno, e uma correlação com depósitos do rio Tibagi (PR) permite supor que a sedimentação tenha-se iniciado pelo menos no Plioceno.

ABSTRACT

This research deals with geological mapping and stratigraphy of the Parana river deposits on the reach between Porto Primavera (MS) and Guaira (PR).

The geological mapping was based on MSS and RADAR image interpretation and aerial-photo analysis, besides field work in which outcrops and cores were analysed. Field work had been concentrated in the area between Porto Rico and Porto Camargo (PR). Additional data have been supplied by well records from CESP (Porto Primavera) and DALCON (Porto Camargo). The available data were analysed through longitudinal and transversal topographic profiles and geological and stratigraphic cross-sections.

The studied deposits occur in four different levels of terraces and in the active channel. The "high terrace" is constituted of gravel deposits of braided channel of Scott type (fluvial sequence SFa) covered with massive sands of colluvial sequence SCa. The "medium terrace" is constituted of gravel deposits of braided channel of Donjek type (fluvial sequence SFb) covered with massive sands and mud ponds of colluvial sequence SCb. The "low terrace" is constituted of channel shape and tabular sand bed forms deposited by braided channel of Platte type. The fluvial plain is the lowest terrace and contains pebble deposits of Donjek braided channels covered with sand bed forms deposited by Platte braided channels which have been covered by mud and sand deposited in flood plain, channel and natural levee of anastomosed fluvial system. All the terraces may show alluvial fan and colluvial deposits covering parts of their surface (colluvial bars and lag deposits distributed in two levels into the channel). The hydrologic and faciological present day characteristic of Parana river enable us to compare them South Saskatchewan braided river.

The sedimentary deposits have developed through cyclic climatic changes (humid and dry phases) and under tectonic influence. During humid phases the fluvial systems were more

active than the alluvial systems. On the other hand, in dry periods the situation was reverted. Tectonic events have tilted the block confined by fault structures and controlling the valley slope. According to geomorphological correlations the deposits are Quaternary in age, but palinological evidence suggests Pliocene age for the oldest deposits.

RELAÇÃO DE FIGURAS

Páginas

1.1 - Localização da área de estudo	4
1.2 - Principais rios na área de estudo	5
1.3 - Esboço geológico regional	8
3.1 - Relações entre parâmetros do canal e seus padrões	27
3.2 - Padrões de canal	36
3.3 - Sequência ideal de fácies dos modelos de padrão entrelaçado	42
3.4 - Modelos deposicionais para rios entrelaçados	44
3.5 - Modelos para canais anastomosados	54
4.1- Seções geológicas em Jupiá e Porto Primavera	60
5.1 - Mapa geológico da área de estudo	64
5.2 - Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Serra Geral no Paraná	65
5.3 - Mapa de isópacas da Formação Caiuá	66
5.4 - Esboço da distribuição da superfície Pd1	72
5.5 - Seções geológicas transversais ao rio Paraná a jusante do salto de Sete Quedas	75
5.6 - Perfis topográficos longitudinais à calha do rio Paraná	77
5.7 - Estruturas tectônicas da área de estudo	78
5.8 - Distribuição dos depósitos no segmento a montante ..	79
5.9 - Distribuição dos depósitos no segmento a jusante ..	80
5.10 - Perfis geológicos ds depósitos do Terraço Superior	85
5.11 - Perfis geológicos representativos dos depósitos do Terraço Médio	88
5.12 - Forma e distribuição dos canais da zona reliquiar, Terraço Baixo, em Porto Primavera (MS)	94

5.13 - Representação esquemática dos depósitos do Terraço Baixo	98
5.14 - Principais zonas interpretadas para Planície Fluvial	100
5.15 - Seções geológicas da Associação P1	106
5.16 - Seções geológicas da Associação P2	108
5.17 - Seções geológicas da Associação P3	110
5.18 - Seções geológicas em depósitos da Associação P4 ..	113
5.19 - Seções geológicas em depósitos da Associação P5 ..	114
5.20 - Seções geológicas em depósitos da Associação P5 paralelos ao rio Paraná	115
5.21 - Perfis transversais ao rio Paraná	120
5.22 - Topografia do leito do rio Paraná na parte direita do canal em Porto Primavera	121
5.23 - Seções transversais aos depósitos de sedimentos do canal	123
5.24 - Diversidade de formas da parte emersa das barras do rio Paraná	126
5.25 - Planta de barras centrais e laterais levantadas em campo	127
5.26 - Variações longitudinais de alguns parâmetros dos depósitos da Associação Faciológica Tm1=Tb1 ..	138
5.27 - Variações longitudinais de alguns parâmetros dos depósitos da Associação Faciológica Tb3	140
5.28 - Variações longitudinais de parâmetros dos depósitos da Associação Faciológica P1	142
5.29 - Variações longitudinais de parâmetros dos depósitos da Associação Faciológica P2	143
5.30 - Variações longitudinais de parâmetros dos depósitos da Associação Faciológica P4 e P5	145
5.31 - Variações longitudinais de parâmetros do canal e barras do rio Paraná	147
6.1 - Coluna estratigráfica dos depósitos da calha do rio Paraná	150
6.2 - Unidades morfoestratigráficas dos depósitos da calha do rio Paraná	153

6.3 - Área de ocorrência da Sequência Fluvial B	157
6.4 - Área de ocorrência da Sequência Fluvial C	159
6.5 - Distribuição dos depósitos da Sequência Fluvial D ..	162
7.1 - Evolução do modelado na região estudada	180
7.2 - Estágios evolutivos da sedimentação dos depósitos de Porto Primavera	183
7.3 - Síntese da evolução dos depósitos do rio Paraná situados a montante da ilha dos Bandeirantes	185

RELAÇÃO DE TABELAS

	Página
3.1 - Tipos de canal conforme carga sedimentar	29
3.2 - Principais tipos de canais e suas características ..	30
3.3 - Elementos de arquitetura	32
3.4 - Litofácies e estruturas sedimentares de depósitos de rios entrelaçados	33
3.5 - Estilos fluviais e suas características	34
3.6 - Resumo das características hidrológicas de rios entrelaçados	37
3.7 - Litofácies e características de fluxo de rio entrelaçados	38
3.8 - Principais assembléias de fácies em depósitos entrelaçados	46
5.1 - Resumo das características de barras do rio Paraná ..	125
6.1 - Resumo dos valores de débito fluvial da estação fluviométrica de Porto São José (PR)	170
6.2 - Resumo dos valores de débito fluvial da estação fluviométrica de Guaira (PR)	171

RELAÇÃO DE FOTOGRAFIAS

Página

5.1 e 5.2 - Afloramento da Fácies Mamborê e Fácies Porto Rico	70
5.3 e 5.4 - Vista aérea e aerofoto do Terraço Alto	82
5.5 - Afloramento da Associação Ta1	84
5.6 e 5.7 - Vista aérea e aerofoto do Terraço Médio	87
5.8 - Afloramentos da Associação Tm1=tb1	90
5.9 - Vista aérea e aerofoto da zona de Leque	92
5.10 - Fotografias aéreas da Zona Retrabalhada	93
5.11 - Fotografias aéreas da Zona Reliquiar	96
5.12 - Fotografias aéreas da Zona de Paleobarra ...	101
5.13 - Fotografia aérea e de campo da Bacia de Inundação	102
5.14 - Fotografia aérea e de campo da Zona de Diques e Canais	104
5.15 e 5.16 - Afloramentos das Associações P1 e P3	105
5.17 e 5.18 - Afloramentos das Associações P4 e P5	111
5.19 e 5.20 - Afloramento da Associação P5	116
5.21 e 5.22 - Afloramento da Associação P5 e fotografia aérea de barra central.....	118
5.23 e 5.24 - Afloramentos de fácies Sp e St	128
5.25 e 5.26 - Fotografia aérea de barra lateral e afloramento de fácies Fm e St	130
5.27 e 5.28 - Fotografia aérea de barra frontal e de barras de coalescências	132
5.29 e 5.30 - Fotografias aéreas de complexos de barras .	134
5.31 - Fotografia aérea do rio Amambai	136

RELAÇÃO DE ANEXOS

ANEXO 1 - Mapa geológico regional

ANEXO 2 - Mapa geológico do segmento ilha dos Bandeirantes -
ilha Floresta.

ANEXO 3 - Mapa geológico do segmento ilha Floresta - Ilha óleo
Cru.

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos ao Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim por sua orientação e apoio e a José Candido Stevaux e Manoel Luiz dos Santos pelas discussões e sugestões apresentadas.

Sou muito grato a Oscar Vicente Quinonez Fernandez por seu interminável trabalho de digitalização e por suas sugestões, e a Marília Kerr do Amaral por suas críticas, mas principalmente por sua compreensão e apoio.

Devo agradecer ainda a Epaminondas Mello do Amaral, por intermédio de quem pude ter acesso às sondagens da DAICON em Porto Camargo, e à própria a DAICON por ceder essas informações. Da mesma forma agradeço à CESP por fornecer as informações e relatórios pertinentes à UHE Porto Primavera, à MINEROPAR pelo empréstimo das imagens LANDSAT, ao extinto IBC pelo empréstimo de fotografias aéreas, e à FINEP pelo financiamento.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. GENERALIDADES

O estudo do canal fluvial, de seus depósitos, da planície aluvial e de terraços aluviais é contemplado por uma extensa bibliografia internacional. Pesquisas em inúmeras áreas do conhecimento são realizadas em função do aproveitamento dos rios para transporte, pesca, abastecimento, geração de energia, cultivo e ocupação da planície, mineração, etc.

O conhecimento geológico, hidrológico, geomorfológico do meio fluvial é de vital importância para o manejo adequado de um rio, porque é necessário para a correta compreensão do comportamento do canal no que diz respeito às suas variações de descarga, carga sedimentar (suspensa e de fundo), taxas de erosão e sedimentação, formas de migração, entre outras variáveis. Por outro lado, os estudos dos depósitos de planície de inundação e terraço permitem conhecer aspectos da evolução dos cursos, seus estágios de desenvolvimento, suas trocas de padrão, tornando possível identificar as características dos depósitos que são preservados no registro sedimentar. O conhecimento dos depósitos atuais e do registro sedimentar de seu vale permite a elaboração de modelos sedimentares que auxiliam no reconhecimento dos atributos de sequências fluviais pretéritas, cuja utilização tem inegável importância para a pesquisa de petróleo, água subterrânea, mineração, entre outras.

A maior parte dos estudos geomorfológicos, hidrológicos e sedimentológicos aborda rios de clima frio ou temperado, sendo pequeno o número de publicações sobre os grandes rios tropicais. O rio Paraná constitui um dos grandes canais fluviais a nível mundial e é pouco conhecido, principalmente no seu curso superior. No trecho que corta o território brasileiro, encontra-

se quase todo barrado por diversos aproveitamentos hidrelétricos e, com o fechamento da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera, o único segmento com extensão significativa a correr livremente e a ter seus depósitos de várzea e de terraço expostos será o trecho entre Guaira e o Pontal de Paranapanema.

Neste intervalo estão presentes extensos depósitos sob a forma de ilhas, barras, planície de inundação e terraços que ocupam todo o segmento e alargam-se por volta de duas dezenas de quilômetros, formando uma faixa que supera 4.000 km².

Os depósitos situados na porção a montante do referido intervalo têm sido alvo de estudos em um projeto financiado pela FINEP (Processo 1432/88), que inclui estudos sedimentológicos, estratigráficos, pedológicos e químicos (metais pesados e agrotóxicos), ao mesmo tempo em que a mesma área vem sendo pesquisada em termos biológicos (piscicultura, limnologia, bentos, flora marginal, etc.), com financiamento de diversas fontes. Os trabalhos de caráter geológico compreendem pesquisas para três projetos de doutorado (JABUR, em andamento; STEVAUX, em andamento), entre os quais este se inclui, e duas dissertações de mestrado. O objetivo final dos trabalhos é a elaboração de um modelo sedimentar para o rio Paraná e seus depósitos.

A escolha do trecho entre Porto Primavera e Guaira é justificada pela escassez de informações geológicas dessa área; por sua localização, visto que a região de Guaira é o nível de base local para os depósitos que se estendem até Três Lagoas; pela infra-estrutura disponível para os trabalhos de campo; e pelo fato de que as informações e interpretações obtidas virão integrar os trabalhos para obtenção de um modelo hidrológico e sedimentar para o rio Paraná.

1.2. - ASPECTOS REGIONAIS

O rio Paraná é o principal contribuinte da bacia do rio da Prata, com cerca de 3.000 km de extensão e área de drenagem

de 2.800.000 km². Em sua foz apresenta débito de cerca de 470 m³/ano com carga sedimentar de 96.106 t/ano (MILLIMAN & MEADE, 1983). No seu curso superior, a montante do salto de Sete Quedas, possui extensão de cerca de 1.800 km e drena uma bacia de mais de 800.000 km² (Figura 1.1). Seus formadores nascem em áreas de rochas do embasamento cristalino, cortam as rochas da bacia sedimentar do Paraná e, a partir da junção dos rios Grande e Paranaíba, correm sobre rochas da Formação Serra Geral e do Grupo Bauru. Quase todos os seus afluentes apresentam depósitos sedimentares significativos, mas, ao longo da calha do rio Paraná - rio Grande, as duas principais áreas de ocorrência são: a montante, na região de cachoeira do Marimbondo, na margem direita do rio Grande (Formação Rio Grande, ARID & BARCHA, 1971); e a jusante em todo o trecho entre Três Lagoas (MS) e Guaíra (PR), parcialmente estudada por GUIDICINI & FERNANDES da SILVA (1972), SUGUIO et al. (1984) e NOGUEIRA Jr. (1988), entre outros.

1.2.1. - CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA

O segmento compreendido entre Rosana (SP) e Guaíra (PR) estende-se por pouco mais de 200 km; nesse segmento o rio Paraná possui uma declividade média de 7,7 cm/km. Na estação fluviométrica de Porto São José (PR), a montante, possui cerca de 1.200 m de largura, com vazão mínima de 2.550 m³/s (22/09/1969) e máxima de 33.740 m³/s (18/02/1983 - leituras a partir de 1963), para uma área de drenagem de 670.000 km², enquanto na estação de Guaíra o canal está dividido em dois braços, com largura total de 1.850 m e vazão mínima de 2.490 m³/s (19 a 21/10/1944) e máxima de 39.870 m³/s (15/06/83 - leituras a partir de 1920), para uma área de drenagem de 802.150 km² (DNAEE, 1985). Neste trecho os principais afluentes são os rios Piquiri, Ivaí e Paranapanema na margem esquerda, e os rios Iguatemi, Amambai e Ivinheima na margem direita (Figura 1.2).

O clima da área é subquente, diferenciado em tropical

Úmido com 1 a 2 meses secos (rio Paraná, baixo Ivaí e Paranapanema) e tropical superúmido com subseca (baixo Piquiri, médio Ivaí e Paranapanema). Isso significa que na região nenhum mês apresenta a temperatura média inferior a 15 °C, enquanto a média anual supera 20 °C, e as precipitações são maiores que 1.500 mm/ano (IBGE, 1990). MAACK (1968), aplicando a classificação de Koeppen, designou o clima local por CfA e CWA (pluvial temperado sempre úmido e com mês seco). A vegetação é semidecidual, em grande parte substituída por atividade agrícola e vegetação secundária, enquanto nas ilhas ocorrem formações pioneiras de influência fluvial, em parte ainda preservadas (IBGE, op cit.).

O relevo regional foi designado pelo IBGE (1990) como pertencente ao Planalto Central da Bacia do Paraná, e a área ribeirinha por Planície do rio Paraná. O referido planalto, também designado por Bacia do Alto Paraná (AB³ SABER, 1955; ALMEIDA, 1956), é caracterizado por colinas alongadas com topos abaulados às vezes tabulares, dispostos em três níveis escalonados que se situam por volta de 1.000 m (Planaltos Residuais Cuestiformes - JUSTUS, 1985), 600 - 700 m (Planaltos onde se situam Maringá, Londrina e Cascavel) e próximo a 500 m (área central), onde se distinguem dois subníveis: os divisores de água e o compartimento Beira-Rio (JUSTUS, op. cit.). No Paraná, MAACK (1968) designa a área por Terceiro Planalto, subdividido em Bloco de Planalto de Cambará - São Jerônimo da Serra (a norte) e Bloco de Planalto de Apucarana. No Mato Grosso do Sul a designação dada pelo RADAMBRASIL (1982) é Planalto de Maracaju - Campo Grande, e em São Paulo AB³ SABER (1969) designou-os Baixos Chapadões do Oeste Paulista.

A Planície do rio Paraná consiste em uma ampla área de acumulação, situada à margem direita do canal entre os rios Paranapanema e Ivaí, e à margem esquerda entre o rio Ivaí e Guaíra, onde forma uma extensa área insular (Ilha Grande). Para jusante desta cidade o rio encontra-se encaixado em canions, atualmente encobertos pelo reservatório de Itaipu.

1.2.2. GEOLOGIA DA BACIA DE DRENAGEM

A bacia de drenagem do rio Paraná, a montante de Guaíra, está implantada principalmente sobre a bacia sedimentar do Paraná. Os afluentes da margem direita possuem suas nascentes nas serras de Maracaju e das Araras, área de afloramentos de rochas do Grupo Bauru (K) e da Formação Serra Geral (Grupo São Bento, JK) (Figura 1.3.).

Os principais afluentes da margem esquerda nascem nas Serras do Mar e Mantiqueira, em área de ocorrência de grande diversidade de rochas cristalinas, e cortam todas as unidades da bacia sedimentar aflorantes nos Estados do Paraná e São Paulo. Os formadores nascem também em áreas de rochas cristalinas; o rio Paranaíba tem suas nascentes na Chapada Ponta Firme e Serra da Canastra, onde ocorrem rochas metamórficas de médio e baixo grau; e o rio Grande as tem nas serras da Galga e Mantiqueira, onde ocorrem rochas de alto e médio grau metamórfico.

A maior parte desses cursos encontram-se instalados em linhas tectônicas de grande expressão geográfica (Figura 1.3), às quais frequentemente emprestam seu nome, como é o caso dos alinhamentos dos rios Piquiri, Alonzo, Paranapanema, Tietê e de Araxá-Rio Grande. Os grandes divisores de bacias situam-se em extensos altos regionais, marcados a leste pela Serra do Mar e Arco de Ponta Grossa, a oeste pelo Arco de Campo Grande e a norte pela Flexura de Goiânia e pelo Arco do Alto Paranaíba. Estas feições são, em última análise, as responsáveis pela configuração da bacia de drenagem, já que sua tendência à ascensão possibilitou a instalação do rio Paraná como grande calha coletora das águas oriundas dessas regiões mais elevadas.

1.2.3 - GEOMORFOLOGIA DA BACIA DE DRENAGEM

O Planalto Central da Bacia do Paraná é descrito como uma sucessão de superfícies de aplainamento parcialmente

entalhadas, desenvolvidas ao longo do Cenozóico por processos de degradação lateral em clima seco (JUSTUS, 1985; BIGARELLA & MAZUCHOWSKI, 1985; IBGE, 1990). São consideradas como pediplanos formados a partir da coalescência de pedimentos e as diferenças de nível seriam causadas pelo aprofundamento da drenagem em clima úmido. A alternância dos climas secos e úmidos atuando sobre um substrato em epirogênese positiva seria responsável pelo embutimento de diversas superfícies a partir de uma área de aplainamento generalizado.

A superfície a que se atribui a fase de aplainamento generalizado é denominada superfície de Cimeira (Pd3) no Paraná (BIGARELLA & AB' SABER, 1964) ou superfície Sul-Americana (KING, 1956). Tal feição teria sido desenvolvida em clima seco anteriormente à instalação da drenagem, e encontra-se preservada nos planaltos com cotas mais elevadas. A instalação de um clima úmido e de uma drenagem exorréica teria sido responsável pelo início do entalhamento dessa superfície (BIGARELLA & MAZUCHOWSKI, 1985), cuja evolução levou ao surgimento das demais superfícies interplanálticas, com grau de aprofundamento proporcional à taxa de soerguimento epirogenético (KING, op. cit.; BRAUN, 1971; SOARES & LANDIM, 1976).

As superfícies interplanálticas dispõem de diversas designações, conforme a área de ocorrência e autor. Em São Paulo elas foram designadas por superfícies dos Altos Interflúvios e dos Médios Interflúvios (SOARES & LANDIM, op. cit.) e no Paraná e Mato Grosso do Sul por pediplano Pd2 e Pd1 (BIGARELLA & AB' SABER, op. cit.; JUSTUS, 1985).

A superfície interplanáltica mais elevada, o pediplano Pd2 ou dos Altos Interflúvios, está preservada nas áreas mais altas entre os principais afluentes do rio Paraná. Seus depósitos são representados pelas coberturas existentes em Marília, Garça, Monte Alto (SP), na Serra de Santana e possivelmente no Morro dos Três Irmãos (PR) (SOARES & LANDIM, op. cit.). O pediplano Pd1 ou superfície dos Médios Interflúvios ocupa a maior área dentre os três mencionados e ocorre entre as cotas de 630 e 300 m, de acordo com a distância do rio Paraná;

estão a ele relacionados os depósitos da Depressão Periférica correlatos à Formação Rio Claro (SOARES & LANDIM, op. cit.) e os do Planalto Central da Bacia do Paraná correlatos à Formação Paranavaí definida por POPP & BIGARELLA (1975) (BIGARELLA & MAZUCHOWSKI, 1985).

Uma quarta superfície foi descrita por JUSTUS (op., cit.) e designada por compartimento Beira-Rio ou pediplano Pd0, correspondente ao P2 de BIGARELLA & MAZUCHOWSKI (op., cit.) e aos terraços intermediários de SOARES & LANDIM (op., cit.). Ocorre ao longo do rio Paraná e principais afluentes, estando bem desenvolvida no vale do rio Ivaí, onde seus depósitos encontram-se entre 25 e 40 m acima do nível do rio.

1.2.4- DEPÓSITOS FLUVIAIS DA BACIA DE DRENAGEM

Os depósitos fluviais que ocorrem sobre a bacia sedimentar do Paraná e junto ao seus limites podem apresentar uma vinculação clara com os rios da atual rede de drenagem ou estarem situados nos divisores destes canais. Os depósitos fluviais que não apresentam relação direta com os rios atuais correspondem aos registros da rede de drenagem existente durante o desenvolvimento das superfícies de aplainamento. São compostos por cascalhos, areia com estratificação cruzada e bancos de argilas, e em geral mostram-se cobertos por areias inconsolidadas de origem coluvial.

Os sedimentos com associação morfológica clara com os rios atuais ocorrem como terraços ou como planícies aluviais. Sua ocorrência é comum em quase todos os rios, mas os depósitos mais significativos ocorrem a montante de quedas d'água e corredeiras formadas por falhas, diques ou rochas resistentes, que criam níveis de base locais. As principais áreas de ocorrência desses depósitos, fora do rio Paraná e do baixo curso de seus contribuintes, encontram-se em Castro e Teixeira Soares (Rio Tibagi), Umuarama (em afluentes do rio Piquiri, Paraná e Ivaí), Itaberá (rio Piquiri), São Carlos e Ribeirão Preto e

Conchal (rio Mogi-Guaçu) entre outras.

No rio Paraná e no baixo curso de seus principais afluentes os depósitos são mais expressivos em área e a principal ocorrência encontra-se entre Três Lagoas e Guaira; Apesar disso, os depósitos em terraço mais elevados são os da Formação Rio Grande, situados acima de 100 m do nível do rio e os de Três Lagoas (GUIDICINI & FERNANDES DA SILVA, 1972), com depósitos situados a mais de 60 m acima do canal. Os níveis com maior representatividade em área são aqueles situados acima de 20 m de desnível, denominados terraços baixos (GUIDICINI, 1973). Também bastante expressiva é a área ocupada pela planície aluvial ou plaino de inundação (NOGUEIRA Jr, 1988) situada a poucos metros acima do leito do rio.

1.3. - OBJETIVO

O projeto financiado pela FINEP (1432/88) tem como área de estudo a região de Porto Rico (PR) e do rio Baía (MS), à margem esquerda do rio Ivinheima. Os trabalhos de caráter geológico e geomorfológico nele previstos incluem estudos a respeito de erosão marginal (FERNANDEZ, 1990), evolução de barras fluviais (SANTOS, 1991), relações entre fauna bentônica, características químicas e sedimentológicas do rio Baía (a ser desenvolvido por Issa Chaiben Jabur), e estabelecimento de modelo fluvial para o rio Paraná nessa região (a ser desenvolvido por José Candido Stevaux).

A pesquisa a respeito do rio Baía constituía o tema de doutorado do referido pesquisador que, no entanto, vem trabalhando com polens fósseis de diferentes níveis de terraço do oeste do Estado do Paraná (Jabur em andamento).

A pesquisa com intuito de estabelecer um modelo fluvial para o rio Paraná constitui o plano de pesquisa a nível de doutorado, apresentado pelo pesquisador junto à USP. A área objeto de estudo nesse plano cobre cerca de 1.200 km² na região de Porto Rico, tem como objetivos a compreensão da história do

rio, o desenvolvimento de modelo para um rio tropical, e subsidiar estudos ecológicos. O referido plano prevê a obtenção de três seções estratigráficas a partir de sondagens rotativas e vibratórias, seções estratigráficas menores a partir de afloramentos, poços e trincheiras, três poços estratigráficos profundos, 45 testemunhagens com vibro core, estudo de "markers" pedológicos ou radioativos, palinologia e datação C14, mapeamento pedológico dos terraços, mapeamento do fundo do rio, caracterização biológica e química, e avaliação de erosão e sedimentação.

No início dos trabalhos do projeto o autor foi incorporado à equipe a convite de José Candido Stevaux, com a responsabilidade de realizar mapeamento geológico e geomorfológico. Na ocasião, foi-lhes proposta a área do rio Ivinheima como tema para doutorado; no entanto, a falta de recursos durante o ano de 1990 impediu que trabalhos de detalhe pudessem ser realizados, quando então o mapeamento dos depósitos entre Porto Primavera e Guaira foi sugerido como tema substituto.

Ao iniciar os trabalhos, diversas questões puderam ser levantadas com base na análise dos dados bibliográficos. Em primeiro lugar, pode ser perguntado qual o padrão de canal do rio Paraná. A razão desta dúvida é originária de interpretações contraditórias encontradas na literatura, como por exemplo os trabalhos de JUSTUS (1985) e NOGUEIRA Jr. (1988), que atribuem respectivamente os padrões anastomosado e uma transição meandrante-entrelaçado para o canal. O fato é que não há trabalhos específicos que contemplem os dados hidrológicos, a dinâmica fluvial e a sedimentação do rio Paraná de forma a poder fornecer uma classificação adequada.

Da mesma forma, a pergunta pode ser repetida para os depósitos da planície aluvial, com a colocação de mais uma dúvida: a planície do rio Paraná é uma expressão ativa, formada pela dinâmica atual do rio, ou é uma feição reliquiar, formada sob condições distintas daquelas que vigoram atualmente? Ou seja, a planície está ajustada ao canal ou não?

Dentro do mesmo tema, pode-se ainda questionar a respeito das variações de fácies exibidas pelos depósitos de canal ou da planície ao longo dos 200 km que estão sendo estudados.

Por outro lado, a falta de trabalhos regionais de cartografia geológica em semidetalhe leva à necessidade de que sejam elaborados mapas geológicos dos depósitos da planície e terraço, para que possa ser compreendida a distribuição espacial de cada conjunto sedimentar, assim como a sua expressão morfológica.

Por fim, é necessário conhecer a evolução da calha do rio Paraná e, para isso, além do conhecimento da estratigrafia dos depósitos e dos processos sedimentares atuantes, devem-se conhecer as condições climáticas e tectônicas pelas quais o conjunto evoluiu.

Portanto, os objetivos deste trabalho são:

- Realizar mapeamento regional, na escala 1:250.000, de toda a área estudada, e mapeamento de semidetalhe, na escala 1:100.000, da porção compreendida entre a foz do rio Ivai (Porto Camargo, PR) e a foz do rio Paranapanema (Rosana, SP).
- Caracterizar as fácies sedimentares das unidades de mapeamento.
- Caracterizar as sequências deposicionais encontradas, e possível influência tectônica sobre seus depósitos.
- Estabelecer modelos deposicionais preliminares para estas sequências.
- Propor um modelo evolutivo que explique satisfatoriamente os depósitos do rio Paraná na escala abordada, que levante hipóteses que possam ser verificadas por meio de datações e estudos paleontológicos.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

As atividades desenvolvidas nesta pesquisa envolveram abordagens diversas, já que os objetivos incluem a cartografia de unidades de mapeamento, a descrição faciológica dos depósitos, sua interpretação preliminar e em grandes traços, e a avaliação preliminar da influência das estruturas tectônicas sobre a sedimentação.

O trabalho foi iniciado por meio de um levantamento bibliográfico a respeito da área de trabalho e sobre depósitos fluviais na bacia hidrográfica em questão. Desta atividade resultaram as questões discutidas no item 1.3 e as descrições de depósitos fluviais apresentadas no capítulo 4. A continuação da pesquisa bibliográfica contemplou então duas abordagens: o levantamento das características de outros cursos fluviais conhecidos, para serem tomados como referência para comparação com o rio Paraná, e a compilação dos modelos de fácies utilizados na interpretação de depósitos fluviais antigos, para confrontá-los com as descrições dos terraços encontrados junto ao rio. Foi dada ênfase aos modelos para padrões entrelaçados e anastomosados e a síntese dessa atividade encontra-se expressa no capítulo 3. Foram levantadas também as informações bibliográficas referentes à geomorfologia e evolução da bacia hidrográfica, e a interpretações paleoclimáticas, cuja abordagem será apresentada à frente, nas discussões.

Os trabalhos de mapeamento geológico seguiram-se aos levantamentos bibliográficos e foram efetuados a partir de trabalhos de fotointerpretação, análise de perfis topográficos, análise de sondagens e levantamento de campo. Dessas atividades resultaram os mapas geológicos na escala 1:250.000 e 1:100.000, apresentados nos anexos 1, 2 e 3, e as descrições de unidades de mapeamento que se encontram no capítulo 6.

A fotointerpretação foi realizada utilizando-se imagens LANDSAT na escala 1:500.000, obtidas em 1978, em papel fotográfico, canais 4,5 e 7; imagens de radar na escala 1:250.000, obtidas em 1976, em "off-set", e fotografias aéreas pancromáticas na escala 1:60.000 (obtidas em 1966) e 1:25.000 (obtidas em 1970); em casos específicos foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:70.000 (1963), 1:8.000 (de 1963) e 1:25.000 (1980).

A opção pelo uso de produtos obtidos há vinte anos ou mais ocorreu em virtude da maior facilidade para sua obtenção, e ao estado de preservação da cobertura vegetal daquela época, o que torna mais fácil a interpretação geológica.

Os perfis topográficos foram obtidos a partir de folhas 1:250.000 e 1:100.000 (IBGE) (para situação regional) e a partir de folhas 1:40.000 e perfis de campo (escala 1:10.000) fornecidos pela ELETROSUL (para análise de semi-detelhe). As observações a nível de afloramento foram efetuadas com bússolas e trena e, localmente, com teodolito.

As sondagens analisadas são procedentes dos estudos da CESP para o eixo da barragem de Porto Primavera, em parte já estudadas por NOGUEIRA Jr. (1988); dos estudos da DALCON para as fundações de uma ponte sobre o rio Paraná em Porto Camargo, e consistem de "logs" de sondagens a percursão (SP). Além delas, foram utilizados como dados de apoio sondagens a trado e "vibro-core" efetuadas em trabalhos de campo. As sondagens da CESP e da DALCON permitem o acesso a informações bastante detalhadas da calha do rio Paraná e de sua várzea e são fundamentais para o conhecimento da sequência sedimentar, visto que não seria possível obter tais dados, seja pelas limitações do equipamento disponível, seja pelos recursos envolvidos com a realização de dezenas ou centenas de sondagens.

Os levantamentos de campo foram efetuados por via fluvial, com a utilização de barcos, e por via terrestre, com veículo ou a pé. Foram efetuadas viagens regionais para o reconhecimento de toda a sequência aflorante ao longo das barrancas e na várzea, tendo sido efetuadas sondagens a trado

nas áreas altas desprovidas de afloramentos. Os trabalhos mais detalhados foram concentrados no trecho a montante do rio Ivaí, principalmente no segmento do rio Baía. Mais uma vez foi de fundamental importância o estudo da área exposta no eixo da UHE Porto Primavera, seja na ensecadeira da margem esquerda, seja ao longo do canal de drenagem existente no eixo da barragem de terra na margem direita. Embora a qualidade e a extensão dos afloramentos não seja aquela existente à época em que o canal foi aberto, as exposições remanescentes permitem ainda uma excelente oportunidade de se observar o comportamento lateral dos corpos cortados em posição perpendicular à direção deposicional e de estabelecer correlação com os dados obtidos em sondagem.

Os trabalhos de fotointerpretação seguiram as etapas preconizadas por SOARES & FIORI (1976), que consistem de fotoleitura (aquisição de dados), fotoanálise (observação das relações entre os elementos obtidos) e fotointerpretação (atribuição de significado geológico aos elementos estudados), utilizando-se inicialmente as imagens LANDSAT e RADAR para interpretação em escala regional e as fotografias aéreas para o semidetalhe.

A primeira fotointerpretação realizada pelo autor na área utilizou imagem TM (composição colorida, escala 1:1.000.000) da região a montante do trecho; sua finalidade foi caracterizar os principais compartimentos geomorfológicos para o projeto FINEP, e está incluída no primeiro relatório do referido projeto (FINEP, 1989). O mapa resultante dessa interpretação foi apresentado por FERNANDEZ (1990) e SANTOS (1991), e não consta neste trabalho.

A mesma área foi a seguir mapeada pelo autor em fotografias aéreas 1:60.000, a fim de atender o segundo relatório para o já referido projeto, tendo sido integralmente apresentado sob forma de mapa geológico preliminar (FINEP, 1990) e parcialmente incluído no relatório final de bolsista de aperfeiçoamento (AMARAL, 1990).

Para a elaboração dos mapas de fotointerpretação deste

trabalho, com cobertura de toda a área, foram utilizadas as imagens MSS. Os produtos de cada banda foram interpretados separadamente e deram origem a três "overlays" com pequenas diferenças quanto a limites de zona homóloga. As três interpretações foram agrupadas em uma única, e esta, em papel "ultrafan", foi novamente colocada sobre as imagens para aprimoramento do traçado dos limites e elementos texturais.

As imagens de radar foram interpretadas para possibilitar um aumento de escala, ainda que a nível regional. Esse trabalho gerou um segundo mapa de fotointerpretação, com maior detalhe em elementos texturais.

A fotointerpretação definitiva, que deu origem aos mapas geológicos aqui apresentados, foi realizada por meio da utilização de fotografias aéreas 1:25.000. Embora a escala utilizada tenha sido demasiadamente grande para um trabalho regional, a opção por ela deveu-se à disponibilidade de cobertura de fotografias em todo o trecho de estudo. A fotointerpretação foi realizada sobre mosaicos 1:25.000, com o auxílio das fotografias aéreas para a obtenção de estereoscopia.

As demais fotografias aéreas foram utilizadas para estudos de áreas específicas, tais como definir com maior precisão a forma de diversos tipos de alvos (barras, diques marginais, canais abandonados, etc.), ou a evolução temporal de formas com dinâmica rápida, em especial barras e conjunto de ilhas.

A fotoleitura consistiu da identificação dos elementos de drenagem (margens do canal principal e de canais secundários, canais inativos, e demais corpos d'água), traçados em azul; das rupturas de declive e elementos lineares negativos (sulcos), marcados em roxo; e das rupturas de declive e elementos lineares positivos, marcados em marrom. Além disso, foram delimitadas as áreas de ocorrência de vegetação arbustiva e arbórea em meio às áreas de campo, com o uso de cor verde.

Após a definição dos referidos elementos, realizou-se a análise de seu relacionamento e distribuição, o que permitiu a diferenciação de elementos estruturais e de áreas com texturas

características (zonas homólogas). Para o apoio aos trabalhos em imagens foram utilizados os perfis topográficos regionais e locais de forma que pudessem ser conhecidas as diferenças altimétricas entre as diversas zonas. A utilização de valores altimétricos e de quebras negativas contínuas permitiu a diferenciação de quatro conjuntos de zonas homólogas, que correspondem a quatro domínios geomorfológicos, conforme será discutido à frente.

A delimitação das zonas homólogas foi seguida pela atribuição de significado geológico-geomorfológico aos elementos texturais e às zonas homólogas. Os elementos de drenagem, os elementos lineares negativos, rupturas de declive e quebras negativas foram considerados como feições erosivas, enquanto os lagos e lagoas circulares, os elementos lineares positivos, as superfícies planas e homogêneas e as formas em leques foram interpretados como feições deposicionais. O comportamento da cobertura vegetal na planície e terraços foi interpretado sob o seguinte princípio: as áreas com vegetação baixa encontram-se alagadas ou com lençol freático sub-aflorante; as áreas com cobertura arbustiva aberta representam áreas secas e arenosas, com solo pobre; as áreas com vegetação arbórea fechada representam áreas secas, com solos melhores que as anteriores. Nos espigões a vegetação arbórea representa as áreas com lençol freático profundo, a vegetação arbustiva representa terraços secundários junto a pequenos cursos d'água, e a vegetação baixa ocorre em áreas com solo encharcado, inundável por esses pequenos canais.

O uso de diferentes produtos em diferentes escalas permitiu ao autor uma grande facilidade durante a interpretação, visto que o trabalho de detalhe (1:25.000) transcorreu sob constante situação dentro do conjunto geral; ou seja: o fotointérprete tinha condições de conhecer as relações laterais das zonas que estava interpretando. Por outro lado, o uso de produtos em diferentes faixas espectrais permitiu também a aquisição de inferências tais como áreas de diferentes graus de umidade (tons de cinza na banda 7), formas com domínio de areia

ou argila (tons claros ou escuros no canal 5), zonas com solo laterizado (cinza médio nos canais 5 e 7). As imagens MSS e radar foram utilizadas, portanto, principalmente, como apoio para a interpretação das fotografias aéreas.

O resultado final da fotointerpretação foram mapas com zonas fotolitológicas agrupadas em quatro conjuntos principais. Estas zonas foram observadas em campo e com a utilização das informações de afloramentos e sondagens puderam ser caracterizadas. As relações estratigráficas entre as unidades foram obtidas em parte nas imagens e fotografias aéreas, em sua maioria a partir de perfis topográficos de detalhe, e algumas vezes em campo. Foi de essencial importância a utilização de seções geológicas elaboradas a partir das sondagens da CESP e DALCON, e mesmo as seções preparadas por NOGUEIRA Jr. (1988).

A análise faciológica foi realizada com a intenção de conseguir a caracterização das fácies componentes dos depósitos, principalmente os da planície e canal, e da sua distribuição espacial, de forma a se obter não só uma sequência ideal de fácies, mas a sua geometria. Por outro lado, a morfologia da planície aluvial permite a interpretação de formas deposicionais, que consistem de formas de leito de grandes proporções (macroformas), ao menos em parte. Dessa maneira, é possível a tentativa de utilizar os conceitos de MIALL (1985) para caracterização dos elementos de arquitetura e por meio deles a interpretação do padrão fluvial que deu origem à planície.

O trabalho de identificação dos elementos de arquitetura dos depósitos teve que se concentrar em Porto Primavera porque é o único ponto em que se dispõe de grandes afloramentos através da planície. Por outro lado, os depósitos de diques marginais e as áreas em que eles são frequentes puderam ser estudados ao longo do trecho de interesse porque os afloramentos das barrancas expõem principalmente estes corpos.

As atividades desenvolvidas para a análise faciológica foram, portanto: identificação e caracterização das fácies em afloramento, elaboração de seções litológicas, correlação de

dados de perfurações com os de afloramentos, definição da continuidade lateral das formas deposicionais, verificação de sua expressão morfológica e mapeamento de sua ocorrência em superfície. Para o canal ativo foram utilizadas informações de trabalhos locais a respeito dos processos de erosão marginal (FERNANDEZ, 1990) e de evolução das barras (SANTOS, 1991), observações de campo, sondagem "vibro-core" e levantamentos de perfis ecobatimétricos.

As sondagens a trado foram efetuadas por meio de equipamento manual, de corpo cilíndrico com 2 polegadas de diâmetro e 30 centímetros de comprimento. Tal equipamento revelou-se bastante eficiente nas áreas com cobertura coluvial, onde foram atingidas profundidades próximas a 10 m.

As sondagens com "vibro-core" utilizaram de equipamento composto por motor de 3,5 HP adaptado para poder ter um mangote de vibrador de concreto acoplado ao seu eixo. Foram utilizados tubos de alumínio e PVC com 3 polegadas de diâmetro. A penetração dos tubos não se mostrou satisfatória no momento, visto que a redução adotada para o acoplamento do mangote não permitiu a transmissão de rotação suficientemente alta para que o tubo vibrasse em frequência adequada. De qualquer forma, foram retiradas cerca de uma dezena de amostras com aprofundamento de meio metro até um metro no máximo. Essas amostras foram obtidas em areias finas e finas a médias (até um metro) e em material argiloso (até meio metro), tendo sido analisadas *in situ*, após esvaziamento do tubo. Apesar da pequena profundidade obtida, tais sondagens foram valiosas por permitirem o acesso a material localizado abaixo do lençol freático.

Os dados de caráter hidrológico foram obtidos em boletins de estações fluviométricas (DNAEE, 1985) de relatórios da ITAIPU BINACIONAL, ou por meio de levantamentos de campo (profundidade e velocidade de corrente).

A definição das sequências deposicionais foi estabelecida por meio dos principais eventos erosivos. As sequências foram então definidas em área, e onde havia dados disponíveis, puderam ser caracterizadas em seções transversais.

Os estudos a respeito da influência tectônica sobre a variação faciológica previam inicialmente a elaboração de análise morfoestrutural da região. No entanto, a observação de perfis longitudinais ao rio Paraná permitiu a identificação da compartimentação principal da área de estudo. Uma vez conhecendo-se as principais linhas estruturais optou-se por caracterizar a posição dos prováveis blocos tectônicos.

O estudo de posição espacial dos blocos foi realizado de acordo com um princípio adotado por PONTE (1969), que consiste de selecionar em uma superfície topográfica as áreas que provavelmente correspondam a uma mesma superfície deposicional, e usá-las para identificar as variações em relação à sua provável posição original. No caso em questão, foram selecionados dois níveis de ocorrência de cobertura coluvial; estas superfícies foram cartografadas e nelas foram selecionados pontos situados em áreas planas, pouco sujeitas à erosão, cujas cotas foram obtidas em mapas planialtimétricos na escala 1:100.000.

Os pontos obtidos foram utilizados para a elaboração de superfícies de tendência de 1º grau. Os dados foram dispostos em seis matrizes para cada nível de colúvios, com origem situada de forma que todos os pontos tivessem valores de ordenada e abcissa positivos. Cada uma das matrizes utilizou unicamente as cotas de um bloco e dessa forma as duas superfícies de tendências devem representar a grosso modo a atitude atual dessas superfícies.

Para os depósitos da planície e terraço foi utilizado um princípio semelhante, que se encontra expresso no trabalho de SOARES & LANDIM (1976). Nesse artigo, os autores advogam que a diferença altimétrica dos terraços em relação ao canal principal é função da taxa de soerguimento sofrida pelo local de interesse. Trabalhando dentro desta ótica, foram elaboradas seções longitudinais utilizando-se pontos de referência dos depósitos, tais como base das sequências, topo de formas deposicionais, porção mais profunda do canal, porção mais profunda do substrato rochoso, nível do rio, em uma mesma data.

Os estudos de caráter paleoclimático estão sendo

efetuados por meio de análises palinológicas, e de restos de organismos animais. Considerável parte desse trabalho deverá ser apresentada por uma das teses de doutorado já referidas (JABUR, em andamento). A intenção dessa abordagem é a de permitir uma clara sucessão de flora e fauna, sua associação com as sequências deposicionais e com as características de níveis de paleossolo. No momento em que for conseguida esta associação, serão realizadas as datações C14 de forma que se possa conseguir a idade absoluta dos depósitos e das condições climáticas sob as quais eles se sedimentaram (assunto de Stevaux, em andamento). Por ora foram utilizadas as informações disponíveis na literatura e as inferências fornecidas pela análise faciológica.

CAPÍTULO 3

MODELOS FLUVIAIS

A construção e o uso de um modelo de fácies é atividade comum dentro da estratigrafia, e representa em última análise a aplicação do conceito de que o "presente é a chave do passado", e da lei de Walther (apud WALKER, 1984). O modelo faciológico normalmente é representado por uma configuração tridimensional da província faciológica de interesse, por uma sequência ideal de fácies, e por mapas paleogeográficos.

A configuração tridimensional, via de regra, é um bloco diagrama com a fisiografia do tema (por exemplo, um canal, o dique marginal e a planície de inundação) na parte superior, e nos cortes uma representação simplificada das sequências obtidas em sondagem. A sequência ideal de fácies é uma coluna litológica onde as unidades expressam as relações estratigráficas que foram observados. Em geral, são estudadas muitas localidades de forma que as fácies comuns em todas elas e suas relações mais frequentes possam ser determinadas. Há diversas técnicas de abordagem para o tratamento de tais dados, entre as quais o uso de matriz de probabilidade de transição, que representa uma ferramenta bastante eficiente.

O modelo faciológico tem portanto a função de constituir-se em uma norma, que descreve as linhas estratigráficas gerais de determinado ambiente; de ser utilizado como referência para o auxílio a observações adicionais, ou para abordagem de áreas desconhecidas; de poder ser utilizado para a predição de resultados; e ainda como base para interpretações hidrodinâmicas.

Um modelo fluvial representa portanto uma síntese das principais características de determinado tipo de rio, que pode ser utilizado para identificar sequências similares, existentes no registro geológico. Um dos primeiros modelos fluviais foi a

forma em canal, e de acordo com COLLINSON (1986), até a década de 60, apenas os depósitos com forma acanalada (corte e preenchimento) eram considerados como antigos canais fluviais. As demais sequências faciológicas, desprovidas de tais formas, só passaram a ser reconhecidas por meio da aplicação dos estudos geomorfológicos e hidrológicos em canais, tais como os realizados por FRIEDKIN (1945), SUNDBORG (1956), LEOPOLD & WOLMAN (1957) e utilizadas por BERSIER (1959), SCHUMM (1963), BERNARDI & MAJOR (1963) e ALLEN (1964), entre outros.

Apesar do recente uso dos modelos fluviais, a interpretação de depósitos antigos com base nas características de depósitos recentes vem sendo feita há pelo menos dois séculos. De acordo como MIALl (1978a), Jeanne Etienne Guettard teria utilizado as cascalheiras do rio Sena como modelo para interpretar conglomerados mais antigos, na segunda metade do século XVIII. A comparação de depósitos antigos com recentes aparece várias vezes na literatura, conforme MIALl (op. cit); entretanto, a preocupação desses pesquisadores era com os ciclos erosivos e a evolução das formas de relevo. Por outro lado, o acúmulo de conhecimento sobre a hidrologia, geomorfologia e sedimentologia, gerado pelas pesquisas iniciadas durante a II Guerra Mundial, veio permitir a elaboração dos modelos fluviais e sua aplicação com sucesso na geologia.

A elaboração de modelos fluviais passa necessariamente pelo conhecimento de estudos geomorfológicos, hidrológicos e sedimentológicos em ambientes fluviais, já que um dos objetivos é o de permitir a interpretação dos parâmetros geométricos e hidráulicos existentes à época de deposição da sequência à qual se pretende aplicar o modelo. Sendo assim, um modelo fluvial deve conter as características físicas das formas ligadas a uma corrente, sua geometria hidráulica, as informações sobre sua carga sedimentar, formas de leito e faciologia dos seus depósitos.

3.1. SISTEMA FLUVIAL

O sistema fluvial na abordagem geomorfológica pode ser considerado como um sistema geomórfico. Este consiste de uma estrutura de interação de processos e formas que executa a elaboração da paisagem e é mantida pela entrada, transferência e saída de energia. A bacia hidrográfica representa a área de entrada onde se dão a captação de água e a produção de sedimentos. Os canais consistem na zona de transporte de energia, efetuado pelo escoamento da água e transporte sedimentar. A foz é por onde se dá a saída de energia e constitui a zona de deposição.

As três zonas do sistema fluvial apresentam características morfológicas e dinâmicas particulares, cujas propriedades dependem do tempo de evolução do sistema, do relevo inicial, das características litológicas e tectônicas do substrato, do clima atuante, da vegetação, do relevo acima do nível de base, do padrão de drenagem, da morfologia das vertentes, da carga sedimentar e da descarga fluvial.

O canal é caracterizado pelo seu padrão, gradiente, largura, profundidade e sinuosidade, que são aspectos morfológicos, e pela descarga, pico de descarga, carga sedimentar, tipo de carga sedimentar e tipo de fluxo. Um rio ajustado mantém uma relação de equilíbrio entre estas características e modifica-se gradualmente em função do trabalho efetuado pelo sistema, realizando trocas em suas propriedades. Caso haja modificações de uma ou mais variáveis, o rio torna-se desajustado e é levado a modificar suas características morfológicas e dinâmicas de forma acelerada.

Os ajustes podem ocorrer com diversas intensidades e em diversas escalas de tempo. LOVE (1979) advoga a existência de ajustes em pequena escala, realizados por meio de trocas efêmeras dentro do canal, causadas por precipitação e manejo diferenciados; neste caso, o tempo envolvido está na ordem de séculos. Admite ainda ajustes de média escala na ordem de milhares de anos, que levam ao retrabalhamento de todo o vale

com atuação de diferentes processos de canal, em função de mudança climática de média escala. Os ajustes em grande escala representam grandes ciclos de erosão e deposição na ordem de dezenas de milhares de anos influenciados por flutuações climáticas de longo período.

As modificações das características do canal ocorrem também ao longo do seu perfil longitudinal, já que há uma tendência ao aumento do débito e da carga sedimentar total para jusante, e de diminuição do tamanho médio das partículas e da quantidade de sedimentos transportados por unidade de volume. A consequência disso é o aumento da largura, da profundidade, e do raio hidráulico e a redução da resistência ao fluxo, da velocidade e da declividade. As modificações que se sucedem ao longo do canal levam a trocas de padrão, que, no conceito de LEOPOLD & WOLMAN (1957), devem ocorrer em um "continuum", embora não necessariamente de forma gradual, mas apenas após a superação de certos valores limites, conforme demonstrado experimentalmente por SCHUMM & KHAN (1972).

A discussão de trocas de padrão em um "continuum" faz parte de um dos trabalhos pioneiros a levar em conta variáveis hidrológicas para a caracterização de conhecidos padrões retilíneos ("straight"), meandrante ("meandering") e entrelaçado ("braided") (Figura 3.1 a). Estes padrões foram seguidamente diferenciados por parâmetros como índice de sinuosidade (SCHUMM, 1963), ou a relação sinuosidade/declividade e carga sedimentar/declividade (SCHUMM & KHAN, op. cit., Figura 3.1b), ou ainda a relação declividade/número de Froude e largura/profundidade (PARKER, 1976, Figura 3.1 c). Outro padrão foi incorporado a esses três básicos por SCHUMM (1968), quando propôs que o termo "anastomosing" (anastomosado) fosse exclusivo de rios estáveis de alta sinuosidade com canais separados por vastas ilhas, como aqueles descritos por HILLS (1960) no sul da Austrália.

Diversas outras classificações são encontradas na literatura, como a de CHITALE (1970), que distingue os canais em único e múltiplo, ou a de RICHARDS (1982), que os classifica de

FIGURA 3.1 RELAÇÕES ENTRE PARÂMETROS DO CANAL E SEUS PADRÕES (segundo ACKERS e CHARLTON, 1970 e LEOPOLD e WOLMAN, 1957-A; SCHUMM e KHAN, 1972-B -, PARKER 1976-C -)

acordo com a carga sedimentar (Tabela 3.1). As designações mais comumente utilizadas na geologia são as quatro mencionadas: retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado, cujas características estão sumarizadas na Tabela 3.2.; a forma destes canais em planta e sua posição dentro do "continuum" estão ilustradas na Figura 3.2 a e b.

3.2. PADRÕES DE CANAL E MODELOS DE FÁCIES

A evolução do conhecimento a respeito de modelos de fácies e de padrões de canal encontra-se bem documentada no artigo de MIALL (1978a). Em sua revisão, o referido autor refere-se a trabalhos que fundamentaram esta área de conhecimento a partir do século passado, com extensa referência aos trabalhos de FISK (1944, 1947) no rio Mississippi e à sua importância para o conhecimento do padrão meandrante e da sedimentação deltáica. Segundo o autor, a pesquisa de modelos de fácies tornou-se um importante tema para estudos sedimentológicos a partir da conferência sobre modelos faciológicos "Facies Models Conference", relatada por POTTER (1959).

A ênfase inicial para tais modelos foi dada ao padrão meandrante e os modelos de fácies para diferentes padrões de canal só passaram a ser amplamente utilizados na década de 70, quando trabalhos de síntese a respeito do assunto passaram a ser publicados em livros-textos de estratigrafia, como é o caso de WALKER & CANT (1979), SELLEY (1978), FRIEDMAN & SANDERS (1978), MIALL (1978b) e RICCI-LUCHI (1980).

Em todos esses textos, o padrão retilíneo é apenas citado por ser considerado um caso raro, o padrão entrelaçado é descrito com certas reservas em função de ainda ser pouco conhecido e a ênfase principal é dada ao padrão meandrante. A primeira síntese a fazer referência a um modelo de fácies para os canais anastomosados foi o artigo de MIALL (1977), logo a seguir da publicação dos estudos sedimentológicos realizados por

TABELA 3.1. TIPOS DE CANAL CONFORME A CARGA SEDIMENTAR
(RICHARDS, 1982)

TIPO	% DE FINOS NO PERÍMETRO	% DE CARGA DE FUNDO	RELAÇÃO PARA CANAL ESTÁVEL		
			Larg./Prof.	Sinuosidade	Declividade
carga suspensa	> 20%	< 3%	< 10	> 2	baixa
carga mista	5 - 20%	3 - 11%	10 - 40	1,3 - 2	média
carga de fundo	< 5%	> 11%	> 40	< 1,3	alta

TABELA 3.2. PRINCIPAIS TIPOS DE CANAIS E SUAS CARACTERÍSTICAS (MIALL, 1977)

TIPO	MORFOLOGIA	SINUOSIDADE	CARGA	% DE CARGA DE FUNDO	RAZÃO, LARGURA PROFUNDIDADE	EROSÃO	DEPOSIÇÃO
meandrante	canal único	> 1,3	suspensa ou mista	< 11	< 40	aprofundamento do canal, alargamento dos meandros	barra em pontal
entrelaçado	multicanal, barras e ilhas	< 1,3	de fundo	> 11	> 40	alargamento do canal	agradiação do do canal barras no centro do canal
retilíneo	canal único talvegue meandrante "pools" e "riffles "	< 1,5	suspensa ou mista	< 11	< 40	pequeno alarga- mento e aprofun- damento do canal	barras laterais
anastomosado	multicanal ilhas gran- des e es- táveis	> 2,0	suspensa	< 3	< 10	lento alargamento de meandro	lenta acreção de bancos

SMITH (1976) no rio Alexandra.

Os estudos mais recentes apresentam modelos de fácies para os quatro tipos básicos e incluem variações dentro dos padrões entrelaçados e meandrantas, como é observado em GALLOWAY (1983), WALKER & CANT (1984) e COLLINSON (1986).

A proliferação de modelos de fácies a partir de estudos locais levou MIALl (1985) a propor uma nova forma de análise de fácies em sistemas fluviais. Nesse artigo, o autor discute algumas falhas na aplicação de perfis verticais para a interpretação de sequências antigas e propõe o uso de formas de leito de grande porte, ou macroformas ("macroforms" de JACKSON, 1975).

A idéia expressa no referido artigo é a de que mesmo nas pequenas macroformas há apenas oito elementos de arquitetura ("architectural elements") no conceito de ALLEN (1983) (Tabela 3.3 e 3.4), que são definidos por tamanho de grãos, formas de leito, sequência interna e geometria externa. O autor considera ainda que todos os depósitos fluviais são formados por proporções variadas destes oito elementos, e por isso propõe o seu uso para a classificação de estilos fluviais em depósitos antigos. De acordo com esta forma de classificação, o referido autor sugeriu doze estilos (Tabela 3.5), que abrangem a maior parte dos modelos já descritos.

3.2.1. MODELOS FACIOLÓGICOS PARA O PADRÃO ENTRELÇADO

O reconhecimento de canais entrelaçados já é feito desde o século passado, quando DAVIS (1898, apud MIALl, 1978) distinguiu um tipo diferente do meandrante e utilizou o rio Platte como exemplo. A definição elaborada pelo referido autor é a seguinte:

"If a stream has a large load of coarse rock waste, its graded flood plain must be relatively steep (a descent of from 5 to 20 ft or more a mile). On this case the stream does not turn far aside from a direct course along the flood plain; but it is constantly embarrassed

TABELA 3.3. ELEMENTOS DE ARQUITETURA (MIALL; 1985)

ELEMENTO	SIMBOLO	LITOFACIES	GEOMETRIA
Canal ("Channel")	CH	variadas	digitada, lenticular, tabular; base erosiva cônica para cima, superfícies erosivas cônicas internas)
barras de seixos (gravel bar bedform")	GB	Gm. Gp. Gt	lenticular, tabular, em bancos intercaladas com SB
Barras arenosas (sandy bedforms)	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lenticular, laminas, tabular, em bancos, em cunhas; (em preenchimento de canal, rompimento de dique, e pequenas barras)
Macroformas de "foreset" (foreset macroforms)	FM	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	em lentes situadas sobre base plana ou acanalada, com topo e superfícies internas de erosão de forma convexa.
depósitos de acreção lateral ("lateral accretion de pósits")	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, (Gm, Gt, Gp)	em cunhas, lâminas, lobos, superfícies de acreção internas
depósitos de fluxo de gravidade (sediment gravity flows")	SG	Gm Gms	lobada, laminar; intercalado com GB
Camadas de areia laminada ("laminated sand sheets")	LS	SH, Sl (St, Sp, Sr)	em camadas e bancos
depósitos de transbordamento ("overbank fines")	OF	Fm, Fl	em bancos, e acanalada; intercalados com SB

obs: ver código de fácies na tabela 3.4.

TABELA 3.4. LITOFÁCIES E ESTRUTURAS SEDIMENTARES DE DEPÓSITOS DE RIOS
ENTRELAÇADOS (de MIALL 1977)

CÓDIGO DE FÁCIES	LITOFACIES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	ORIGEM
Gms	Seixos suportados pela matriz	maciça gradativa	fluxo de detritos
Gm	seixos	maciça acamamento Horizontal embricação	barras longitudinais depósitos residuais
Gt	seixos	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais secundários
Gp	seixos	estratificação cruzada tabalas	barras transversais
St	areia média a grossa, seixosa	estratificação cruzada acanalada	dunas
Sp	areia média a grossa, seixosa	estratificação cruzada tabular	barras transvesais "sandwaves"
Sr	areia fina a grossa	marcas onduladas	Ôndulas de areia
Sl	areia fina	estratificação cruzada de baixo ângulo	corte e preenchimento rompimento dedique antidunas
Se	intra clastos	estratificação cruzada	corte e preenchimento
Ss	areia fina a grossa, com seixos	base erosiva	corte e preenchimento
Fl	areia fina, finos	laminação plano paralela marcas onduladas	depósitos de inundação
Fm	finos	maciça, gretas de contração	depósitos de inundação
FSc	finos	laminado maciço	pântanos
Fr	finos	marcas de raiz	áreas vegetadas

TABELA 3.5. ESTILOS FLUVIAIS E SUAS CARACTERÍSTICAS,
(modificado de MIAL, 1985)

nº	sinuosidade	grau de entrelaçamento	litologia	elementos de arquitetura
1	baixa	alto	seixos pouca areia	GB, SG, (SB)
2	baixa	alto	seixos pouca areia	GB, (SB)
3	baixa a média	médio a alto	seixos pouca areia e finos	GB, SB, (OF)
4	alta	baixo a média	seixos pouca areia e finos	GB, LA, OF (SB)
5	média e alta	baixo a médio	areia, seixos poucos finos	SB, LA, OF, (GB)
6	alta	baixo	areia poucos finos	LA, SB, OF LA, SB, OF
7	alta	baixo	areia fina, finos	LA, SB, OF
8	baixa a alta	alto	areia, finos	SB, OF (LA)
9	baixa a média	alto	areia	SB, FM
10	baixa a média	médio a alto	areia poucos finos	FM, SB, OF
11	baixa	alto	areia poucos finos	SB (OF)
12	baixa	alto	areia poucos finos	LS (OF)

obs: ver elementos de arquitetura na tabela 3.4.

by the formation of bars and island of gravel and sand, splitting its current in many shifting channels".

(DAVIS, 1898, p. 243, apud MIAL, 1978a).

Apesar do longo tempo em que o termo é utilizado, apenas após DOUGLAS (1962) é que o estilo sedimentar e o comportamento deposicional desses rios passaram a ser discutidos. Após as pesquisas de DOUGLAS nos rios Durance e Ardeche (sul da França), diversos outros rios entrelaçados foram estudados sob esse enfoque na década de 60. Entre eles estão os trabalhos clássicos de MCKEE et al. 1967 ("Bijou Creek", Colorado, EUA); HOOKE, 1967 ("Trollheim fan", California, EUA), COLEMAN 1969, ("Brahmaputra river", leste da Índia); WILLIAMS & RUST, 1969 ("Donjek river", Alaska, EUA); SMITH, 1970 ("Platte river", Nebraska, EUA), COLLINSON, 1970 ("Tana river", norte da Noruega), que representam referências fundamentais para os modelos que vieram a ser estabelecidos posteriormente.

O padrão entrelaçado ("braided") é caracterizado em rios com canais múltiplos separados por barras e pequenas ilhas, com sinuosidade baixa (menor que 1,3), pequena estabilidade de canal, alta relação largura/profundidade (maior que 40), alta declividade, alta carga de fundo (maior de 11 % da carga total), sedimentos grossos (areia e cascalho), pequena percentagem de finos no perímetro do canal (menor que 5 %), elevado débito de margens plenas ("bankfull discharge"), grande variabilidade de descarga, elevada velocidade média e alta força de corrente (Figuras 3.1 e 3.2, Tabela 3.1, 3.2., 3.5, 3.6 e 3.7).

As causas do entrelaçamento são atribuídas ao tipo de carga sedimentar e à variabilidade da descarga (WRIGHT et al., 1974; MIAL, 1977). Em águas altas, nas cheias, com maior profundidade e velocidade de fluxo, a força de corrente é maior, o que permite o transporte de grãos de maior dimensão (maior competência); quando as águas abaixam, parte da carga de fundo é deixada no leito, iniciando a formação de barras no canal. A alta variabilidade de descarga facilita a repetição de eventos deste tipo, promovendo a multiplicação das barras e o seu

FIGURA 3.2 PADRÕES DE CANAL

A- O "contínium" seg. SCHUMM, 1981

B- Forma em planta seg. MIAL, 1977

TABELA 3.6. RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS DE RIOS ENTRELAÇADOS

R I O	Ambiente	profundidade (margens plenas) (m)	largura (margens plenas) (m)	descarga (média) (m³/s)	descarga (máxima) (m³/s)	gradiente (m(km)	velocidade (em cheia) (m/s)	fonte
Scott "fan"	glacial úmido	0,2 - 1,0				5 - 18	1,0 a 3,0	(3)
Slims	glacial úmido	5,0	300 - 1.800		570	2,8	inferior 2,0	(1) (3)
Kicking Horse	glacial úmido	1,2	760		125	3,4 - 7,2	2,0	(5)
Donjek	glacial úmido	3,0	400 - 2.200		1.400	0,6	3,6	(6)
Durance	temperado quente úmido	6,6	700	188	7.500	2,6	6,0	(1) (3)
Bijou "Creek"	temp. quente semi-árido	3,6	700		13.00		6,0	(3)
South Saskatchewan	temperado frio úmido	5,0	1.000	275	1.500 a 3.800	0,3	1,75	(2)
Platte	temp. quente semi-árido	0,2 - 0,5	600	109	3.200	1,5	0,4 - 0,6	(4)
Tana	temperado frio úmido	15,0	2.000	150	3.644	0,2		(3)
Brahmaputra	tropical úmido	15,0	13.000	31.000	140.000	0,07	2,4	(3)

Referência: (1) BOOTHROYD e NUMEDAL (1978); (2) CANT e WALKER (1978); (3) MIALI (1977); (4) SMITH (1970);
(5) SMITH (1974); (6) WILLIAMS e RUST (1969).

TABELA 3.7 LITOFÁCIES E CARACTERÍSTICAS DE FLUXO DE RIOS ENTRELACADOS

R I O	profundidade (margens plenas) (m)	gradiente (m/km)	velocidade em cheia (m/s)	energia de corrente ergs/cm ² s ⁻¹	facies principais	facies associados	tipos de barras dominantes	fonte
Scott "Fan"	0,2-1,0	5 - 18	1,0 - 3,0	30.000-400.000	Gm	St Sh Sr	longitudinal	(1) (3)
Slims	5,0	2,8	inf. a 2,0	275.000	Gm	St Sp	longitudinal	(3)
Kicking Horse	1,2	3,4 - 7,2	2,0	127.000	Gm Gp	Sr Sp, Sr FlFm	longitudinal transversal	(5)
Donjek	3,0	0,6	3,6	63.500	Gm Sp	Sr Fm	longitudinal transversal	(6)
Durance	6,6	2,6	6,0	1.000.000	Gm Gt	St Sp Sr Sh F	longitudinal transversal	(3)
Bijou "Creek"	3,6		6,0		Sh	Sr Sp	leito plano transversal	(3)
South Saskatchewan	5,0	0,3	1,75		St Gt Sp	Sh So Fm	composta cruzada	(2)
Platte	0,2 - 0,5	1,5	0,4 - 0,6	1.200-4.000	Sp	Sh Sr Fm	transversal	(4)
Tana	15,0	0,2			Sp St	Sr Sh Fl	transversal leito plano	(3)
Brahmaputra	15,0	0,07	2,4	24.700	Sp St	Sr Sh Fl	transversal "Sand Wave"	(3)

referência (1) BOOTHROYD e NUMEDAL (1978); (2) CANT e WALKER (1978); (3) MIALI (1977); (4) SMITH (1970);
(5) SMITH (1974); (6) WILLIAMS e RUST (1969).

crescimento. Por outro lado, a baixa porcentagem de finos no perímetro do canal é um dos fatores que facilitam a mobilidade das barras e a erosão marginal, o que também contribui para a baixa estabilidade do canal.

A distribuição de fluxo em diversos canais representa menor eficiência hidráulica que aquela apresentada por um canal simples, com consequente aumento da relação largura/profundidade. De acordo com RICHARDS (1982), esta perda de eficácia é resultante de uma maior força de cisalhamento que compensa o alto gradiente para uma redução de velocidade de fluxo. Desta forma, o aumento da largura para jusante se faz cerca de 1,4 vez mais que em um canal simples.

Os depósitos sedimentares em rios entrelaçados atuais são representados principalmente por barras fluviais e depósitos de canal, enquanto que depósitos de acreção vertical (depósitos de transbordamento) são pouco expressivos em área e espessura, e relativamente efêmeros. Os canais, em geral, apresentam depósitos residuais mais grossos, compostos por seixos ou areia; os depósitos seixosos são maciços ou com forte imbricação (COLLINSON, 1986), e os corpos de areia representam formas de leito em movimento, cuja imobilização em águas baixas provoca a aggradação do canal.

3.2.1.1. - BARRAS FLUVIAIS DE RIOS ENTRELAÇADOS

A literatura exhibe extensa terminologia para a classificação das barras fluviais de canais entrelaçados, mas alguns trabalhos sintetizam os principais tipos em: barras longitudinais, transversais, compostas, barras em pontal e laterais, conforme utilizado por MIALl (1977) e por COLLINSON (1986) com modificações.

Descrições de barras longitudinais podem ser encontradas em diversos artigos (RUST, 1972; SMITH, 1974; MIALl, op. cit.; COLLINSON, op. cit.), que as caracterizam como tendo forma de losango, alongada segundo a direção de fluxo, frequentemente com

erosão parcial nas margens, e medindo centenas de metros de extensão. O material mais grosso ocorre no seu núcleo, alongado no sentido de maior extensão, com estrutura maciça ou grosseiramente acamada, mostrando granodecrescência para o topo e jusante. Sobre este núcleo podem ocorrer formas estáveis similares a dunas ou antidunas. Quando dispõe de seixos, seus eixos ocorrem alinhados transversalmente à corrente. O tamanho dos grãos é semelhante nos topos, nos flancos e na porção montante, mas tende a ser mais fino para jusante.

As barras transversais foram reconhecidas inicialmente por ORE (1964), tendo sido descritas também por ALLEN (1968) e SMITH (1970), entre outros. Apresentam menor relação entre eixos longitudinal e transversal que as barras longitudinais, face íngreme a jusante e topo com inclinação muito suave para montante. Suas variações de morfologia permitem a distinção de três categorias principais: barras cruzadas ao canal ("across-channel bars"), barras linguóides ("linguoid bars") e barras alternadas ("alternate bars"), de acordo com COLLINSON (1986).

As barras cruzadas são comuns em canais relativamente estreitos e em seu estágio inicial possuem sua crista paralela ao fluxo, mas migram perpendicularmente à ele. As barras linguóides ou lobadas são rômbricas em planta, com crista fortemente curva com convexidade voltada para jusante. Seu comprimento é cerca de duas vezes maior que a largura, e possui espessura muito pequena em relação as outras dimensões. Elas ocorrem em padrões repetitivos, formando linhas defasadas ao longo do perfil do canal, e podem apresentar coalescência que resultem em uma crista reta perpendicular ao fluxo (MIALL, 1977). As barras alternadas são feições mais raras, com forma triangular e são em geral ligadas a barras laterais.

A sequência litológica característica das barras transversais é um conjunto de estratificações cruzadas tabulares resultante do avanço por meio de avalanche na face jusante num processo idêntico ao descrito para as "sandwaves". A orientação das estratificações é variável, tendendo a bimodal onde as cristas são oblíquas ao fluxo, e unimodal onde elas são

perpendiculares.

As barras compostas ("compound bars" ou "sand flats") representam as maiores feições nos rios entrelaçados, sendo também denominados por "mid-channel bars" e "side bars" (COLLINSON, 1986). Elas não apresentam face íngreme e diminuem gradativamente sua espessura para o flanco do canal. São formadas pela coalescência de barras transversais, ou crescem a partir do núcleo de uma delas. Quando se desenvolvem podem estabilizar-se por longos períodos e apresentam crescimento de vegetação, passando a sofrer acresção vertical por depósitos de inundação. A sequência litológica por elas apresentada é de areia com estratificação cruzada tabular, com orientação bimodal, interacamada com corpos de areia com estratificação cruzada tabular e acanalada, com menor dimensão e orientação segundo o fluxo.

As barras de pontal ("point bars") e as barras laterais ("side bars") são típicas de rios meandrantess e retilíneos, respectivamente. Estas barras surgem nas áreas em que o fluxo tem menor força de corrente, em função do comportamento helicoidal da linha de maior velocidade dentro do canal. As barras em pontal são constituídas de um corpo tabular de areia com granodecrescência ascendente, com estratificação cruzada acanalada cujos sets também diminuem para o topo. No sentido do canal ativo, apresenta uma superfície suavemente inclinada, que pode ser preservada na sequência e é denominada como superfície de acresção lateral.

3.2.1.2. - MODELOS FACIOLÓGICOS

A elaboração de modelos facirológicos para o padrão entrelaçado tem uma importante proposta no artigo de MIALl (1977), que representa a primeira grande síntese sobre o tema e onde o autor distingue quatro categorias básicas e seus modelos. Neste artigo, o referido autor distinguiu os modelos SCOTT, DONJEK, PLATTE e BIJOU CREEK, com base em diferentes conjuntos

Faciológicos neles representados. No ano seguinte, MIALl (1978b) incluiu dois modelos adicionais, o TROLLHEIN e o SOUTH SASKATCHEWAN, este último proposto originalmente por CANT & WALKER (1978); a sequência ideal de fácies deste último tipo, e a dos modelos Donjek e Platte, encontram-se na figura 3.3. Ainda nesse ano, RUST (1978) propôs uma classificação de modelos para depósitos aluviais entrelaçados depositados em rios, leques e planícies aluviais, distinguidos em depósitos seixosos (assembléia faciológica G_I, G_{II} e G_{III}), arenosos (assembléia faciológica S_I e S_{II}) e siltosos (Figura 3.4).

Alguns anos depois, MIALl (1985) propôs uma nova forma de abordagem para a elaboração de modelos fluviais, tendo como base a arquitetura deposicional; nesse artigo o autor contemplou os modelos 1 e 2 para leques aluviais, e os modelos 3, 9, 10, 11 e 12 para rios entrelaçados.

Em função dos rios que servem de exemplo para as diversas denominações que os autores apresentaram, é possível relacionar os modelos como seixosos, arenosos e siltosos.

3.2.1.2.1. - MODELOS FACIOLÓGICOS SEIXOSOS

Os modelos seixosos ocorrem em leques aluviais ou em rios e planícies entrelaçados proximais, podendo persistir em trechos distais desses rios. Os principais modelos estão apresentados a seguir:

O modelo Trollheim proposto por MIALl (1978b), advém do leque homônimo, estudado por HOOKE (1967), situado na Califórnia, em clima semi-árido em área tectonicamente ativa. Corresponde ao modelo G_I de RUST (1978), que o baseou em depósitos mississipianos da Formação Gaspé (Canadá) e tem como um exemplo moderno o leque Spring Fan, no Yukon, Alaska, em condição peri-glacial. De acordo com esses autores, os depósitos desse tipo são formados por fluxo de detritos ("debris flow") com domínio da fácies G_{ms} (seixos suportados pela matriz) sobre G_m (seixos suportados pelo arcabouço), e fácies arenosas (St e

FIGURA 3.4 MODELOS DEPOSICIONAIS PARA RIOS ENTRELAÇADOS
(segundo MIALl 1985)

(ELEMENTO DE ARQUITETURA NA TABELA 3.3)

Sp) e finas (Fl, Fm) subordinadas. O leque Trollheim é citado como exemplo do modelo I de MIALL (1985), e sua arquitetura deposicional consiste de unidades lobadas de SG (depósitos de fluxo de gravidade), intercaladas com camadas tabulares de GB (barras de seixos), e com raros corpos acanalados de SB (barras arenosas, tabela 3.3).

O modelo Scott (MIALL, 1977) está baseado na porção proximal de rios seixosos, como o leque Scott, estudado por BOOTHROYD & ASHLEY (1975), e o leque de lavagem da geleira Malaspina (GUSTAVSON, 1974), ambos no Alaska, em condições periglaciais. De acordo com RUST (1978), a assembléia de fácies Gr₁ é similar aos depósitos tipo Scott (MIALL, op. cit.); entretanto RUST (op. cit.) refere-se à porção proximal do rio Donjek (Yukon, Alaska) como modelo, e cita o rio Kicking Horse (SMITH, 1974), da Columbia Britânica (Canadá), como exemplo. Os depósitos desse tipo consistem de seixos dispostos em corpos com estratificação horizontal e forte imbricamento (Fácies Gm), depositados em barras longitudinais, com menor quantidade de seixos com estratificação planar (Gp) e fácies arenosas (Sp e Sh) (Tabela 3.8). As condições atuais para a formação desses depósitos, de acordo com RUST & KOSTER (1984), são as encontradas em situações climáticas extremadas (periglacial ou semi-árido), onde uma grande quantidade de detritos é produzida e a cobertura vegetal é esparsa. Os depósitos desse tipo correspondem ao modelo 2 de MIALL (1985), que atribui sua formação a leques aluviais onde o fluxo de detritos é raro; a arquitetura deles é dominada por camadas tabulares com frequentes intersecções de elementos GB (barra de seixo) originadas em barras longitudinais e lençóis de cascalho (fácies Gm), barras transversais seixosas (fácies Gp) e formas de corte e preenchimento (fácies Ge, Gt, Tabela 3.4).

O modelo Donjek (MIALL, 1977) é oriundo da parte média do rio homônimo, estudado por WILLIAMS & RUST (1969) e RUST (1972). Corresponde à assembléia de fácies Gr₁ de RUST (1978),

TABELA 3.8. PRINCIPAIS ASSEMBLÉIAS DE FÁCIES EM DEPÓSITOS ENTRELAÇADOS,
(modificado de MIALL, 1977; CANT e WALKER, 1978; e WALKER e
CANT, 1984).

Tipo	Controle Ambiental	litofacies		ciclos
		principais	secundárias	
Scott	rios proximais seixosos	G m	Gp, Gt, Sp, St, Sr	Gm St, Sh, Sr (proglacial proximal)
Donjek	rios com níveis topográficos diferentes	GM St, Sp Sr, Fl	Gp, Sh Ss, Fm	GM Sr, Sp Fm (1-3m) (rio Donjek)
Platte	rio entrelaçados em água baixa	Sp, St	Sh, Sr, Ss Gm, Fl	Sp Sh, Sr, baixo Platte (0,3 m) St Sp Sp, Sh, Sr Fm (0,7m) b.l. Eyre
Bijou Creek	rios efêmeros, com fluxo catas_ trófico	Sh	Sr, Sp	Sh Sr, Sp 0,15 - 1,40m
South Saskatchewan	canais profundos	Gt St Sp	Sh So Fm	Gt St Sp Sp Sh So Fm St Sp (0,3-2,0) r.S.Saskatchewan

obs: ver código de fácies na tabela 3.4.

encontrada no trecho a cerca de 50 km das nascentes do rio, denominado de Área 2 por Rust (1972). Neste segmento do rio, WILLIAMS & RUST (op. cit.) descreveram quatro diferentes níveis.

O nível 1 é desprovido de vegetação e mostra a maior atividade fluvial, com as mais altas descargas e mais elevados regimes de fluxo; os depósitos ali encontrados correspondem a cascalho fino (grânulos), provavelmente dispostos em dunas como o rio Knik (Alaska), segundo RUST (1978), ou em barras transversais seixosos, segundo RUST & KOSTER (1984). O nível 2 somente está sujeito a atividade fluvial durante os períodos de inundação, poucos canais permaneceram ativos em águas baixas, e pode ocorrer vegetação esparsa nas barras mais altas. O nível 3 ocupa uma posição um pouco mais alta que o nível 2, de modo que em águas baixas poucos canais permanecem ativos, e a vegetação é bem desenvolvida. O nível 4 é o mais elevado, não possui canais ativos e a cobertura vegetal é densa.

Os depósitos do nível 1 são formados por grânulos e seixos finos maciços (Gm) ou com estratificação cruzada tabular (Gp) originada em dunas, podendo apresentar estratificação cruzada acanalada (Gt) formada em barras transversais. Os níveis menos ativos e inativos estão sujeito a acresção vertical e a retrabalhamento local por parte dos canais. O conjunto completo apresenta ciclos de granodecrescência ascendente de diversas escalas, de grânulos e seixos maciços (Gm) a areia com marcas onduladas (Sr), areia com estratificação cruzada planar (Sp) e finos (Fm), figura 3.3, tabela 2.8; de acordo com RUST (1978), os ciclos são formados por fácies Gt, St, Gm; Sh e Fl (Tabela 3.4). Este trecho do rio corresponde ao modelo 3 de Miall (1985), onde o nível inferior é semelhante ao modelo 2, com camadas tabulares de elementos GB (barras de seixos), enquanto os demais níveis exibem elementos SB (barras arenosas), com fácies Sp e St (Tabela 3.4) originadas em barras longitudinais e transversais.

3.2.1.2.2. - MODELOS FACIOLÓGICOS ARENOSOS

Dentre os modelos para rios entrelaçados propostos por MIALl (1977) os depósitos dos rios Platte e Bijou Creek enquadram-se na categoria de arenosos, da mesma forma que os do tipo South Saskatchewan proposto por CANT & WALKER (1978) e MIALl (1978b). A proposta de RUST (1978) distingue apenas duas assembléias de fácies: a S_1 , para depósitos proximais, tendo como exemplo o Bijou Creek; e a S_{11} , para depósitos distais, tendo como exemplo os rios South Saskatchewan, Platte e Brahmaputra. A proposta de MIALl (1985) distingue por sua vez os modelos 9 (Platte river), 10 (South Saskatchewan river), 11 (rios da Austrália Central) e 12 (Bijou Creek).

O modelo Bijou Creek (MIALl, 1977) está baseado nos estudos de McKEE et al. (1967) para o rio homônimo, e é aplicável a rios efêmeros, com fluxos catastróficos, em cuja área fonte não há disponibilidade de seixos, condições necessárias para a ocorrência de assembléia G_1 , segundo RUST (1978). Os depósitos são formados durante os períodos de inundação em regime de fluxo superior, o que determina a dominância de fácies S_h (areia com estratificação horizontal), sobre fácies S_H (areia com estratificação cruzada planar) originárias de canais ativos em águas baixas. O conjunto é caracterizado por ciclos de granodecrescência ascendente iniciados por fácies S_h e terminados por fácies S_p (Tabela 3.4). O modelo 12 (MIALl, 1985) é caracterizado pelo domínio de elementos LS (camada de areia laminada com forma tabular).

O modelo South Saskatchewan proposto por CANT & WALKER (1978), adotado por MIALl (1978b), advém do rio homônimo, que apresenta declividade média de 0,0003 em um vale com cerca de um quilômetro de largura, com aprofundamento de cerca de 30 metros no trecho estudado pelos referidos autores. Os principais elementos geomorfológicos são canais (com 70 a 200 metros de largura e até 5 metros de profundidade), as barras (cruzadas ao canal "cross-channel bars"), as barras compostas ("sand flats"),

as ilhas vegetadas e a planície de inundaço. utilizado como referncia para rios entrelaados com canal profundo e sujeito a forte variao de nvel de gua. A sequncia faciolgica encontrada pelo autor (Figura 3.3) diferencia depsitos que ocorrem em barras compostas, daqueles dos canais e de reas de transio; as principais fcies so: Gt (seixo com estratificao cruzada acanalada de canal), St (areia com estratificao cruzada planar), de barras compostas, as fcies Sh, So e Fm (Tabela 3.4), de agradao do canal, de barras compostas ou da planície de inundao, so subordinadas. Com relao aos elementos de arquitetura, o modelo 10 (MIALL, 1985) composto por elementos FM (macroformas de "foreset") e SB (barras arenosas) com fcies de canal (Gt, St), de barras transversais (Sp) e topo de barras (Sh e So).

O modelo Platte (MIALL, 1977) est baseado nos estudos de SMITH (1970, 1971, 1972) nesse rio, e tem como exemplos adicionais o rio Tana (COLLINSON, 1970), e o rio Brahmaputra (COLEMAN, 1969). Tais rios possuem alta relao largura/profundidade (ver caractersticas na Tabela 3.6) abundante carga de fundo arenosa, e so denominados por barras transversais (linguides e de crista reta). As fcies dominantes nesse modelo so: Sp (areia com estratificao planar) originadas de migrao de barras transversais e St (areia com estratificao acanalada) originrias de migrao de dunas), ou pelo desequilbrio entre o fluxo e o movimento de formas de leito como ocorre no rio Brahmaputra (COLEMAN, 1969). Os depsitos residuais originam fcies GM (seixos com estrutura macia), mas sua ocorrncia restrita; outras fcies que podem ocorrer so: Sh, Sr, Ss e Fl (Tabelas 3.8 e 3.4). De acordo com MIALL (1985), este modelo corresponde ao nmero 9, cuja arquitetura dominada por elementos SB (barras arenosas) tabulares originrias de barras linguides extensas, cobertas por ndulas e dunas subaquosas; de acordo com este autor, no h diferenciao de nvel entre o canal e as barras e a preservao completa de um elemento SB pode originar uma sequncia com

granocrescência ascendente.

3.2.1.2.3. - MODELO FACIOLOGICO SILTOSO

o modelo de fácies para rios entrelaçados siltosos foi proposto por RUST (1978) com base no rio Amarelo (China) e no baixo rio Slins (Yukon, Alaska). Estes rios apresentam apenas um canal principal e os demais são pouco ativos ou ativos apenas em cheias. A morfologia é caracterizada por um baixo relevo de barras e canais, com pequena diferenciação na composição sedimentar. A associação faciológica é marcada por fácies finas, com silte arenoso como laminação cruzada (F1) e silte arenoso maciço. São comuns a ocorrência de retrabalhamento eólico, depósitos residuais de restos vegetais, e deformação tixotrópica nas barras saturadas. De acordo com o autor, o rio Amarelo exibe esse padrão em função do material disponível em sua área fonte, onde há amplo domínio de loess; entretanto, no caso baixo Slins, o autor considera que o padrão tenha se instalado em função da proximidade do nível de base (baixa declividade e baixa competência).

A transição de um modelo entrelaçado proximal para um distal ao longo de um mesmo rio pode acontecer no sentido de jusante. Essa transição é relatada por MIALl (1977), que destaca uma diminuição do tamanho do grão para jusante, assim como uma diminuição da ocorrência de barras longitudinais e um aumento de barras transversais, com consequente diminuição de fácies com estratificação horizontal e aumento de fácies com estratificação cruzada planar. RUST (1978) menciona a modificação de um padrão seixoso para um arenoso no rio Platte, assim como a passagem sucessiva de um padrão seixoso para arenoso e por fim siltoso no rio Slins. MIALl (1985) argumenta que rios seixosos sob mesmo clima podem mostrar graduação de modelo Trollheim para Scott, Donjek e South Saskatchewan, ou que os depósitos fluviais podem apresentar uma arquitetura mista, provocada pela troca de

estilos ao longo do tempo, ou ainda modificar seu padrão a jusante da foz de um tributário; no entretanto ressalta que trocas verticais progressivas são devidas a causa tectônica.

3.2.2. - MODELO FACIOLÓGICO PARA O PADRÃO ANASTOMOSADO

O termo "anastomosing" vem sendo utilizado desde o século passado (JACKSON, 1834 e PEALE, 1879, apud MIAL, 1978), mas frequentemente foi utilizado com o sentido de "braided", como é o caso de CHAMBERLIM & SALISBURY, apud MIAL, op. cit.) que usaram o rio Platte como exemplo de rio anastomosado ou como é o caso de LEOPOLD & WOLMAN (1957) que utilizaram os termos "braided" e "anastomosing" como sinônimos. A distinção do padrão anastomosado foi proposta efetivamente por SCHUMM (1968), quando adotou as descrições de HILLS (1960) como referência, mas o modelo de fácies só passou a ser utilizado após os trabalhos de SMITH (1976, 1983), SMITH & SMITH (1980) e SMITH & PUTMAN (1980). O rio Alexandra no Canadá (SMITH, 1976) e o Cooper's Creek na Austrália Central (RUST, 1981) representam exemplos desse padrão.

As descrições para os rios anastomosados são variadas. A descrição de SCHUMM (op. cit.) inclui os conceitos de estabilidade, alta sinuosidade, margens coesivas, canal múltiplo separado por ilhas largas, estáveis, vegetadas, enquanto SMITH & SMITH (op. cit.) os descrevem como uma rede interligada de canais de baixo gradiente, profundos e estreitos, retilíneos ou sinuosos com margens estáveis de granulação fina e vegetados, separados por planícies de inundação formadas por ilhas, diques marginais e áreas secas. O rio Alexandra, estudado por SMITH (1976), é caracterizado por canais entrelaçados estáveis, com aluvião de granulação fina e margens com forte proteção de raízes, com marcadas variações de descarga (com 4 dias em média de inundação por verão) descarga de margens plenas de 85 m³/s (combinada para os canais), relação largura/profundidade próxima a 8:1, e a taxa de erosão marginal próxima a 4,2 cm por ano a

uma velocidade de fluxo de 1,5 m/s.

No referido artigo, SMITH (op. cit) atribui a estabilidade do canal à presença de raízes que aumentam a resistência à erosão das margens. COLLINSON (1986) prefere atribuir a elevada estabilidade à baixa declividade do vale com o argumento de que tal padrão é comum em áreas pantanosas e topos de deltas e onde o vale está ajustado a um nível de base local, ou ainda ao ajuste a uma redução de descarga imposta a um rio entrelaçado por um clima semi-árido, como no caso do Cooper's Creek.

O trabalho de RUST (1981) descreve as feições morfológicas do Cooper's Creek, um curso anastomosado efêmero, de região semi-árida da bacia do lago Eyre, Austrália Central. O referido rio permanece seco na maior parte do ano, e possui água corrente no período de monções, embora exista registro de anos em que não houve descarga. Em função da infiltração e evaporação de água o débito decresce a jusante, e o maior valor registrado foi de 4.000 m³/s, quando o principal canal atingiu 16 metros de profundidade. No trecho estudado o gradiente do rio é de 0,000175 e a sinuosidade média é superior a 1,5.

A morfologia do Cooper's Creek é caracterizada por um padrão entrelaçado reliquiar sobre o qual encontra-se instalado um padrão anastomosado ativo. Os depósitos do sistema entrelaçado são formados por barras alongadas na direção do fluxo, que aparentemente formam uma camada contínua na parte inferior. Os canais anastomosados maiores apresentam barras laterais constituídas de areia média a grosseira com estratificação cruzada planar (fácies Sp), e podem ser bordejados por diques marginais descontínuos; a planície de inundação é essencialmente argilosa e possui registro de até 5 m de argila maciça (fácies Fm), que recobrem parcialmente as barras do sistema entrelaçado anterior. Os depósitos de canal sofrem acreção vertical e podem migrar por avulsão. O conjunto sedimentar é essencialmente argiloso e os depósitos arenosos de canal representam menos que 3 % do total.

De acordo com RUST (1981), os depósitos entrelaçados

depositaram-se em condições úmidas e a instalação de sistema anastomosado deve-se ao progressivo aumento de aridez. As indicações de deposição de argila em clima árido e semi-árido devem-se à permanência do sistema no clima atual e à ocorrência de crostas cimentadas.

A sequência deposicional encontrada em rios anastomosados seixosos é formada em seis ambientes principais (SMITH & SMITH, 1980; SMITH, 1983): turfeiras, com camadas de até 1,5 m de turfa; pântanos, onde se depositam silte e argila e matéria orgânica; lagos de inundação com silte e argila laminados que se espessam até 6 m; dique marginal, áreas de rompimento de dique, com cerca de 5 % de contribuição na sequência; e canal com seixos e areia grossa. Em função da marcada aggradação vertical as fácies não mostram sequências cíclicas (Figura 3.5) e sim o empilhamento de termos arenosos ao lado de silticos e argilosos.

A geometria dos corpos originados por rios anastomosados ricos em argila (GALLOWAY, 1983) é similar à descrita anteriormente, com depósitos de canal alongados em direção a jusante. Os depósitos de canal consistem de areia muito fina com abundante silte e argila e às vezes depósitos residuais mais grossos; mostram granodecrescência ascendente, e podem passar para corpos de argila no topo (canal abandonado). Podem ocorrer barras em pontal nos cursos sinuosos, mas elas são caracteristicamente em forma de cunha. Tais depósitos são limitados lateralmente por sequências de diques marginais bem desenvolvidas. O registro sedimentar neste caso é muito semelhante ao dos rios retilíneos, a não ser pela multiplicidade de depósitos de canal, e a dispersão quanto à orientação longitudinal dos corpos de areia (Figura 3.5).

O modelo anastomosado, no conceito de MIAL (1985) (Figura 3.5), é representado por barras arenosas (SB) relativas aos canais e depósitos de transbordamento (OF), com raras barras laterais (LA), e mais frequentes depósitos de rompimentos de diques (SB).

FIGURA 3.5 MODELOS PARA CANAIS ANASTOMOSADOS

segundo: a) SMITH e SMITH (1990), b) GALLOWAY (1983), c) MIALI (1985)

CAPÍTULO 4

DEPÓSITOS ASSOCIADOS À CALHA FLUVIAL

Os depósitos sedimentares que possuem relação com a calha dos rios Paraná e Grande não dispõem de farta documentação bibliográfica, aliás como grande parte dos registros fluviais do país. Os trabalhos de mapeamento regional registram tais corpos apenas como depósitos aluvionares (CODESUL, 1980; IPT, 1981; RADAMBRASIL, 1982, MINEROPAR, 1986), ou diferenciados em terraço e aluvião (MINEROPAR, 1990; IBGE, 1990), sem uma cartografia mais refinada. Diversos trabalhos geomorfológicos fazem referência a terraços do rio Paraná (AB'SABER, 1954, 1955, 1969, 1970; MAACK, 1968; SOARES & LANDIM, 1976), mas apenas o trabalho de JUSTUS (1985) apresenta uma cartografia regional sistemática.

Os trabalhos geológicos a respeito do tema abordam a estratigrafia regional dos depósitos cenozóicos (BJORNBERG, 1969; LANDIM et al., 1974; FULFARO & SUGUIO, 1974, FULFARO, 1979, POPP & BIGARELLA, 1975; SOARES & LANDIM, 1976), aspectos estratigráficos e litológicos de cascalheiras (GUIDICINI & FERNANDES da SILVA, 1972; GUIDICINI, 1973; FULFARO, 1974, FULFARO et al., 1983; BOGGIANI et al., 1985) e descrições de áreas localizadas (ARID & LANDIM, 1967; ARID & BARCHA, 1971; GUIDICINI & FERNANDES da SILVA, op., cit.; SUGUIO et al., 1984; NOGUEIRA Jr., 1988; SANTOS et al., 1989; FERNANDEZ, 1990; SANTOS, 1991; FERNANDEZ et al., 1990; JABUR, em andamento).

Dentre os trabalhos geomorfológicos, os de AB'SABER fazem referência aos depósitos aluvionares e de terraço já na década de 50 (AB'SABER, 1954, 1955), mas em um trabalho mais recente AB'SABER (1969) faz sua melhor descrição destes depósitos no oeste do Estado de São Paulo. Nesse artigo, o autor faz referência a raros terraços médios e glaciais do embasamento (patamares intermediários), a um nível geral de baixos terraços, pouco desenvolvido, ao longo dos rios, e a largos patamares

(glacis de erosão escalonados) frequentes nos flancos do vale do rio Paraná. Com relação ao rio Paraná propriamente dito, o autor decreve cascalheiras cimentadas (conglomerados ferruginosos) compostos por areia, gravas e cascalhos (de ágata e calcedônia) com espessura de 5 a 8 m, situadas entre 2 e 3 m do nível do rio em Porto Epitácio, e refere-se a cascalheiras mais potentes cobertas por "stone lines" e colúvios, que formam baixos terraços (nível Três Lagoas).

Dentre os trabalhos regionais, SOARES & LANDIM (1976) distinguem os aluviões e terraços baixos como pertencentes ao "nível de inundação", instalado no Holoceno, os terraços intermediários, formados durante o Pleistoceno Superior, e a Formação Rio Grande como um alto terraço, associada à superfície dos médios interflúvios, desenvolvida no Pleistoceno Inferior. No conceito de FULFARO (1979), os depósitos atuais não possuem expressão significativa, e os demais enquadram-se em três categorias: a da Formação Rio Grande, do Holoceno, as cascalheiras da geração calcedônia e as da geração quartzítica, ambas de idade pleistocênica.

As cascalheiras associadas à calha do rio Paraná começaram a ser estudadas em função de seu possível emprego como material de empréstimo para obras de engenharia, principalmente em barragens. Desta forma, foram realizados estudos para Jupia e Ilha Solteira (RUIZ, 1963; GUIDICINI & FERNANDES da SILVA, 1972) e para Capivara e Água Vermelha (NUZKE & OLIVEIRA, 1972) e pesquisas ao longo do rio, a nível regional (FULFARO, 1974; MONTICELLI & PEREIRA, 1976). A diferenciação das cascalheiras em conjuntos distintos, apesar de presente em relatórios do IPT (GUIDICINI, 1973; FULFARO, op. cit.), foi publicada por FULFARO & SUGUIO (1974); neste artigo os autores distinguiram aquelas cascalheiras constituídas de seixos de quartzito daquelas com seixos de calcedônia. A designação "geração quartzítica e calcedônia" passou a ser discutida na literatura com descrições de FULFARO (1979), FULFARO et al. (1983), e citações em diversos outros artigos. Uma terceira geração foi descrita por FULFARO (1974) como de "meia encosta" e seria caracterizada

pela mistura das primeiras em função de retrabalhamento coluvial. A designação "calcedônia" foi contestada mais recentemente por BOGGIANI et al. (1985), que preferem o uso do termo "geração ágata" pois este mineral é mais comum que o primeiro em tais depósitos.

As cascalheiras da geração quartzítica encontram-se associadas às planícies dos grandes rios cujas nascentes encontram-se no embasamento cristalino. Ocorrem em posições mais elevadas da vertente, mais afastadas do canal. São constituídas por seixos de quartzito e secundariamente quartzo, sílex e arenito silicificado, com tamanho médio de 2 a 3 cm, calhaus com até 15 cm, estratificação cruzada, granodecrescência ascendente e imbricação de seixos. FULFARO (1974) desceve como exposição típica o afloramento próximo a Naviraí (MS), onde ocorrem estratos cruzados, com espessura média de 15 cm, seixos imbricados na base e granodecrescência ascendente, com seixos variando de 2 a 3 cm na base a grânulos de 0,4 cm no topo. Em algumas localidades, como em Paranaíba e próximo a Nova Andradina (MS), podem ocorrer intercalações de camadas de siltito e lentes de areia.

A origem dos seixos da geração quartzítica é atribuída a depósitos de barras de seixos ("gravel bars") e de canal, em rios com padrão entrelaçado ("braided"), de acordo com FULFARO (1974, 1979) e FULFARO et al. (1983). Tais rios teriam se desenvolvidos durante o Pleistoceno (FULFARO, 1979; FULFARO et al., 1983) ou no Mioceno (STEIN et al., 1979) e teriam transportado seixos oriundos do embasamento cristalino (FULFARO, 1974; FULFARO et al., 1983) e de níveis conglomeráticos da Formação Furnas e do Grupo Bauru (BOGGIANI et al., 1985).

A geração calcedônia ou ágata ocorre na área da calha do rio Paraná, de seus formadores, e nos seus afluentes, mesmo naqueles cujas nascentes não estão situadas no embasamento cristalino, ou nas unidades inferiores da bacia do Paraná. Seus depósitos situam-se próximos aos leitos atuais e em níveis mais baixos que os anteriores. Os seixos são constituídos por quartzito e quartzo, calcedônia e arenitos silicificados de

acordo com as descrições de FULFARO (1974, 1979), embora BOGGIANI et al. (op., cit.) tenha considerado que os seixos de ágata zonada sejam mais comuns. Os corpos de cascalho são lenticulares, alongados paralelamente em relação ao rio, intercalados em meio à areia média à grossa com estratificação cruzada acanalada; os seixos possuem em média de 2 a 4 cm, às vezes 1 a 2 cm, mas podem ocorrer calhaus e mesmo matacões de até 30 cm; as lentes mostram gradação para o topo chegando a areia com estratificação plano paralela, em ciclos com decímetros de espessura. Os depósitos desta geração teriam se formado em barras em pontal de rios meandantes (FULFARO 1974, 1979), oriundos da erosão de rochas da Formação Serra Geral (calcedônia, arenitos), Formação Botucatu e Grupo Bauru (arenitos) e da geração quartzítica (quartzito e quartzo). A esse respeito, BOGGIANI (op. cit.) considera que a Formação Irati teria sido a unidade principal como fonte, contribuindo com estromatólitos e oólitos negros. A idade dos depósitos é atribuída ao Terciário (GUIDICINI & FERNANDES da SILVA, 1972), ao Mioceno (STEIN, op. cit.) e ao Pleistoceno (FULFARO, 1979; FULFARO et al., 1983; SUGUIO et al., 1984).

As descrições de áreas localizadas têm contribuído em muito para a compreensão da estratigrafia e evolução dos depósitos do rio Paraná. Dentre as existentes, destacam-se a de ARID & BARCHA (1971), que propôs a designação de Formação Rio Grande para sedimentos encontrados no rio homônimo; a de GUIDICINI & FERNANDES da SILVA (1972), que descreve os depósitos que ocorrem na região de Três Lagoas (MS); e as de SUGUIO et al. (1984) e NOGUEIRA Jr. (1988), que abordam os sedimentos da região do pontal do rio Paranapanema e de Porto Primavera.

A Formação Rio Grande compreende os terraços da margem norte do rio Grande, na região da cachoeira do Marimbondo, e ocorre em uma faixa de 16 a 50 km de largura com espessura de até 50 m. É composta por arenitos com níveis de argila de até 5 m de espessura e cascalho com até 6 m de espessura; o cascalho pode ocorrer na porção basal ou intercalado no registro

litológico, sendo constituído de 71 % de quartzito e 29 % de quartzo, ágata e geodos, com diâmetro médio de 1,6 cm.

Os sedimentos da região de Três Lagoas distribuem-se em quatro níveis: o superior, denominado "sedimentos rudáceos", possui cerca de 60 m de espessura e tem seu topo situado cerca de 80 m acima do leito do rio; o médio, designado "sedimentos de terraço", com topo até 40 m acima do leito do rio; as "baixadas marginais", com até 8 m de espessura e topo a 20 m do leito; e os depósitos do leito do rio. Em trabalho posterior GUIDICINI (1973) denominou-os terraço alto, terraço baixo, depósitos de várzea e depósitos de leito do rio (Figura 4.1 a).

O artigo de GUIDICINI & FERNANDES da SILVA (op. cit.) dá ênfase à descrição da unidade superior, que apresenta, nos seus 40 m inferiores, cascalho e areia, e, nos 20 m superiores, areias, argilas, siltes e diatomitos; o cascalho é constituído por quartzito, quartzo, sílex, arenito e calcedônia e encontra-se disposto em horizontes intercalados com camadas de areia, de espessura de decímetros a metros; as camadas de seixos apresentam gradação normal, e as de areia estratificação cruzada. A idade desses depósitos é estimada pelos autores como terciária.

A região do pontal do rio Paranapanema, em especial o sítio da UHE Porto Primavera, foi bastante estudada em função do número de sondagens e cortes existentes. Neste local foram também definidos quatro níveis denominados terraço colúvio-aluvial, terraço aluvial, planície aluvial e depósitos de leito de rio (SUGUIO et al., op. cit.; NOGUEIRA Jr., op. cit.) (Figura 4.1 b).

Os terraços colúvio-aluviais situam-se entre 20 e 80 m acima do rio, afastados cerca de 10 km do canal e com espessura total maior que 15 m. Apresentam uma porção inferior com um nível de cascalho na base e outro no topo; o primeiro nível é composto por grandes seixos de quartzo, quartzito e sílex e o outro é constituído por seixos de quartzo e quartzito (cascalho da geração quartzíticas). A porção superior pode passar de 10 m de espessura e é constituído por areia fina, maciça, vermelha.

A- JUPIÁ

B- PORTO PRIMAVERA

FIGURA 4.1 SEÇÕES GEOLÓGICAS EM JUPIÁ E PORTO PRIMAVERA

(modelo de GUIDICINI e FERNANDES DA SILVA 1972,
e NOGUEIRA Jr 1988)

Os terraços aluviais situam-se entre 3 e 20 m acima do nível do rio, afastados cerca de 5 km do canal, com largura de até 3,5 km e espessura variando entre 5 e 10 m. São áreas planas com modelado marcado por áreas mais baixas (paleocanais) e mais elevadas (paleoilhas) (NOGUEIRA Jr., op. cit.). O seu conjunto sedimentar apresenta na base arenito fino a grosso, cinza, com lentes de cascalho, com espessura de até 2 m; na parte média é constituído por areia fina a média, cinza, com poucos seixos, com espessura máxima de 8 m; na parte superior ocorre areia fina, amarelo-acinzentada, com lentes de areia argilosa, argila arenosa e argila com restos vegetais, cuja espessura pode chegar a 6 m.

Os depósitos da planície aluvial possuem seu topo poucos metros acima do nível do rio, estendendo-se por até 5 km de largura e podendo chegar a 6 m de espessura. Compreende uma área de forma geral plana, com irregularidades marcadas por cordões arenosos, diques marginais, paleoilhas e paleocanais, onde se distinguem três conjuntos: planície do rio Baía, paleoilha e planície do rio Paraná. De uma forma geral o pacote sedimentar é constituído na base por 2 m de areia fina a média, cinza, com cascalho; por 4 m de arenito fino amarelo acinzentado, na parte média; e no topo por argila arenosa com restos vegetais (nos baixios), areia fina amarela a acinzentada (cordões e paleoilha), argila arenosa (várzea) e areia argilosa amarelo-acinzentada.

Os depósitos de leito de rio variam de 1 a 15 m de espessura e são constituídos por areia fina média e grossa, com níveis de cascalho. São mais espessos no lado direito do canal, onde ocorrem diversos níveis cimentados, formando conglomerados ferruginosos. A presença de cimento ferruginoso é frequente não só nos depósitos de leito do rio, mas em todas as ocorrências de cascalho e areia grossa dos terraços.

A região dos rios Baía e Ivinheima, na margem direita do rio Paraná em frente a Porto Rico, dispõe de textos que enfocam temas específicos como caracterização e morfogênese de barras (SANTOS et al., 1989 e SANTOS, 1991), processos de erosão

marginal e evolução de ilhas (FERNANDEZ, 1990; FERNANDEZ et al., 1990), caracterização faciológica de lagos na várzea (JABUR, em andamento), além de estudos de caracterização faciológica em detalhe a partir de sondagens a "vibro core" (STEVAUX, em andamento).

Com relação ao leito do rio, observa-se que há dois conjuntos de depósitos: as barras (submersas e emersas) e as ilhas. As ilhas constituem depósitos que permanecem descobertos em cheias de margens plenas e possuem seu topo ao nível da planície aluvial, enquanto que as barras representam depósitos que permanecem expostos em níveis inferiores aos de margens plenas (emersas) ou aparecem apenas nos níveis mais baixos do ano (submersas).

As barras ocorrem em três formas básicas, de acordo com SANTOS et al. (1989): centrais, laterais e de soldamento. As barras centrais apresentam "foresets" bem desenvolvidos e superfície plana, sendo constituídas por areia grossa com estratificação cruzada tabular na base e acanalada na parte superior. As barras laterais são planas e constituem-se de areia fina com estratificação cruzada planar na base e areia fina maciça ou com laminação ondulada e plano paralela no topo. As barras de soldamento são semelhantes às laterais, só que ocorrem de forma a fazer a ligação entre duas ilhas, ou de uma ilha com a margem.

CAPÍTULO 5

GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Os aspectos geológicos da área de estudo agrupam-se em dois temas fundamentais: uma síntese da geologia do substrato dos depósitos fluviais, sua estratigrafia, conteúdo litológico e tectônica; e a geologia dos depósitos fluviais propriamente ditos, sua estratigrafia e litologia. Os aspectos relacionados, a análise faciológica e de sequências estão apresentados a seguir, no capítulo 6.

5.1 GEOLOGIA DO SUBSTRATO

O substrato da calha do rio Paraná e de seus depósitos é constituído principalmente pela Formação Caiuá e pela Formação Serra Geral. A área de afloramento de ambas as unidades, o contorno do topo da Formação Serra Geral, as isópacas da Formação Caiuá e as principais estruturas regionais estão apresentados nas Figuras 5.1, 5.2 e 5.3.

O conhecimento do substrato sobre o qual o rio está instalado decorre da importância que suas características litológicas e tectônicas possuem quanto ao condicionamento do rio. É inegável que a declividade atual e pretérita do rio Paraná sofreu influência do ritmo e taxa de soerguimento de seu substrato, assim como da ocorrência de níveis de base locais, como era observado no salto de Sete Quedas e no salto de Urubupungá antes dos barramentos. Por outro lado, a resistência à erosão e a característica textural dos solos originados na bacia de drenagem, influenciam sobremaneira o tipo de carga sedimentar, o que também torna importante o conhecimento dos depósitos coluviais disponíveis no entorno da calha.

5.1.1 FORMAÇÃO SERRA GERAL (JK)

A Formação Serra Geral (Jurássico-Cretáceo) representa a unidade superior do Grupo São Bento, tendo sido definida originalmente por WHITE (1906), que aplicou a denominação aos basaltos e diabásios expostos na estrada Lauro Muller-São Joaquim (SC).

A unidade é formada por sucessivos derrames aos quais se associam diques e "sills" de rochas básicas, intercalações de arenitos e ocorrências de rochas ácidas.

As rochas básicas são toleíticas e ocorrem principalmente como basaltos, secundariamente como diabásios e em alguns casos podem apresentar-se como gabros. Os derrames apresentam espessuras métricas a decimétricas, podendo chegar a 100 m (LEINZ, 1949), os "sills" podem chegar a 200 m e os diques podem atingir extensão superior a 100 km e espessura maior que 300 m, havendo registro de um corpo com cerca de 950 m (FULFARO & SUGUIO, 1967). As intercalações de arenitos ocorrem em corpos de 1 a 2 m, mas às vezes podem chegar a 10 m; são considerados por diversos autores como a continuidade dos depósitos da Formação Botucatu (MAACK, 1947; GORDON Jr., 1947).

As rochas ácidas são encontradas principalmente no Rio Grande do Sul, e em menor extensão em Santa Catarina, embora ocorram também no Paraná e em São Paulo (SZUBERT, 1979); são representados por andesitos e subordinadamente por riolitos e riodacitos (MELFI et al., 1988).

As maiores espessuras da Formação Serra Geral estão registradas na região de Presidente Epitácio (SP), onde a sondagem 2-PE-1-SP, da Petrobrás, cortou 1.529 metros da unidade. As idades obtidas para a formação variam entre 147 e 119 Ma. (AMARAL et al., 1966; MELFI, 1967) com frequência maior entre 120 e 130 Ma (CORDANI & VANDOROS, 1967).

Na região, a principal área aflorante situa-se ao sul da foz do rio Piquiri, próximo a Guaira (PR), embora haja também área considerável no rio Laranjais (MS) (Figura 5.1). Na área de Porto Primavera há ocorrências no leito do rio, expostas graças à ensecadeira da margem esquerda, nas obras do aproveitamento

hidroelétrico. As profundidades da ocorrência do topo da formação no estado do Paraná estão esboçadas na Figura 5.2.

Na região de Guaira MAACK (1968) descreve a ocorrência de 6 derrames com espessura entre 12 e 25 metros, intercalados por uma camada de 4 metros de arenito intertrapeano, exposta então nos paredões do cânion formado pelo rio Paraná após o salto de Sete Quedas. Os afloramentos junto ao rio ocorrem a partir da porção jusante da Ilha Grande, sob forma de paredões recobertos pela Formação Caiuá, ou como o substrato de algumas ilhas (pedreiras na linguagem local), que podem ou não estar recobertos por depósitos fluviais.

No rio Laranjais os afloramentos não são abundantes, limitando-se ao leito do rio e a ocasionais blocos em meio do solo de alteração. O referido rio ocupa um vale assimétrico, com planície aluvial bem desenvolvida próxima à vertente sul, e canal próximo à vertente norte, que é mais acidentada, e com espigão cerca de 50 metros acima do topo da vertente sul.

Na região de Porto Primavera os derrames expostos ou atravessados por sondagens apresentam espessura entre 15 e 30 metros (macro derrames, conforme NOGUEIRA Jr, 1988), ou podem apresentar espessuras entre 2 e 4 metros (micro derrames). Constituem-se de basaltos maciços na base e vesiculares e amigdaloidais no topo, encontrando-se ligeiramente alterados na parte média e podendo estar intemperizados nos contatos. Essas exposições ocorrem graças à diminuição da profundidade do topo do basalto que ocorre ao longo da parte do rio Paraná a norte do rio Paranapanema (Figura 5.2).

5.1.2. FORMAÇÃO CAIUÁ

A Formação Caiuá constitui a unidade inferior do Grupo Bauru, no conceito de SOARES et al. (1979) e ALMEIDA et al. (1980), está assentada em discordância erosiva sobre a Formação Serra Geral e em contato transicional com a Formação Santo Anastácio (SOARES et al. 1980).

Sua definição original foi feita por WASHBURNE (1930),

que a descreveu como arenitos vermelhos escuros na sua parte inferior (próximo a Guaira, PR) e rosa na sua parte superior (próximo a Presidente Epitácio, SP), com distribuição granulométrica bimodal, sem seixos ou camadas de argila, e com estratificação cruzada de grande porte com inclinação que pode superar 30°. Nesse artigo, o autor considerou que a unidade consiste de depósitos de dunas eólicas e contestou veementemente a possibilidade de origem fluvial ou flúvio-lacustre. Um segundo conjunto litológico, constituído por arenitos finos, vermelhos, com laminação plano-paralela, ocorre na região de Mamborê (PR), à qual foi atribuído o nome de Fácies Mamborê (JABUR & SANTOS, 1984); nesse artigo, os autores designaram os arenitos com estratificação cruzada por Fácies Porto Rico.

As observações de campo realizadas em Mamborê e Umuarama mostraram que as ocorrências da Fácies Mamborê consistem de depósitos de até 8 m de espessura com cerca de 6 m de arenitos finos, argilosos, cor cinza a avermelhada, calcífero com laminação plano paralela, superposto por camadas de até 2 m de espessura de arenitos fino a médio com estratificação cruzada acanalada no topo e sigmoidal no contato inferior (Fotografia 5.1). Essas ocorrências situam-se intercaladas entre arenitos com estratificação cruzada de grande porte e alto ângulo. A interpretação para esse conjunto é a de depósitos lacustres ("playa lake"), que recebem fluxos de areia de canais endorreicos formados em períodos de precipitação pluvial.

Os afloramentos da Fácies Porto Rico encontram-se muito bem expostos em extensos paredões de mais de 10 m de altura. Tais exposições ocorrem ao longo da margem esquerda do rio Paraná, desde a montante da foz do rio Paranapanema até uma dezena de quilômetros a jusante do rio Ivaí. Na margem direita há uma faixa com pouco mais de cinco quilômetros de extensão em Porto Caiuá (MS), entre a foz do rio Ivinheima e a foz do rio Amambai, e a longa série de exposições entre os rios Maracai e Iguatemi. Os afloramentos são relativamente constantes quanto ao conteúdo litológico, pois mostram arenitos bimodais (fino e médio) com estratificações cruzadas de grande e médio porte (fotografia 5.2), com mergulho para sudoeste e frequente cimento

FOTOGRAFIA 5.1. - Fácies Mamborê. Afloramento situado próximo a cidade de Mamborê (PR)

FOTOGRAFIA 5.2. - Afloramento da Fácies Porto Rico. Margem esquerda do rio Paraná próximo a Porto Camargo (PR).

ferruginoso ou carbonático. As variações observadas ocorrem em relação à espessura das estratificações, que tendem a ser bem definidas e milimétricas quando os estratos são horizontais ou com inclinação baixa; e quando os estratos mostram ângulos de mergulhos mais fortes (superior a 30°) as estratificações são centimétricas e a distribuição bimodal dos grãos não é nítida. As feições observadas em campo levam a interpretar tais depósitos como resultantes de deposição eólica, em dunas com áreas com domínio de queda de grãos ("grain fall"), que originam as estratificações milimétricas, e área com domínio de fluxo de grãos ("grain flow"), que seria o processo responsável pela origem das estratificações de espessura centimétricas.

Os arenitos da Formação Caiuá distribuem-se amplamente no entorno da calha fluvial (Figura 5.1), ocupando as áreas mais elevadas. Os afloramentos fora das margens do rio são raros em função da frequência de coberturas inconsolidadas e de alteração profunda e coluvionamento. A área de ocorrência estende-se desde as proximidades de Guaíra (PR) até próximo a Jupiá, ao longo do rio, e de próximo de Rolândia (PR) a Campo Grande (MS). Seu depocentro principal ocorre próximo a Xambrê (PR) (mais de 250 metros de espessura), mas depocentros secundários ocorrem em Planaltina (PR) (231 metros) e a sul de Ivinheima. As isópacas da unidade estão apresentadas na Figura 5.3.

5.1.3. COBERTURAS DE ESPIGÃO

Os depósitos inconsolidados que ocorrem nos espigões dos divisores de drenagem dos afluentes do rio Paraná representam o registro das atividades dos processos morfodinâmicos que originaram as superfícies de aplainamento embutidas na superfície de cimeira (Pd3 ou Superfície Sul-Americana). O conjunto mais expressivo em área é atribuído à superfície Pd1 (ou dos médios interflúvios) por JUSTUS (1985) (Figura 5.4). Ocorre nas proximidades da calha a uma altitude próxima a 300 metros e à medida que se distancia do rio alcança sucessivamente valores entre 340 e 360 metros, e 380 e 410 metros, formando um

conjunto de níveis escalonados. Segundo JUSTUS (1985), as maiores altitudes alcançadas pela superfície Pd1 encontram-se em torno de 620 e 630 metros nas proximidades de Londrina e Maringá.

Os sedimentos encontrados nesses níveis compreendem areias inconsolidadas nas áreas de ocorrência da Formação Caiuá e argilas em áreas de domínio da Formação Serra Geral. Os sedimentos arenosos são maciços, avermelhados, de granulação fina a média, frequentemente com paleopavimentos rudáceos compostos por fragmentos de couraças e carapaças ferruginosas. Os depósitos deste tipo que estão sobrepostos à Formação Caiuá foram designados por POPP & BIGARELLA (1975) como Formação Paranavaí, na qual foram incluídas as carapaças e couraças ferruginosas de origem pedogenética (JUSTUS op. cit.).

De maneira geral, as coberturas de espigão encontram-se melhor preservadas da erosão na margem direita do rio Paraná, entre os rios Ivinheima e Amambai (MS) e, na margem esquerda, entre os rios Ivaí e Piquiri. Embora ocorram entre os rios Ivaí e Paranapanema e os rios Amambai e Iguatemi, sua expressão em área encontra-se diminuída em função da maior densidade de drenagem encontrada nestes locais.

5.1.4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

As estruturas tectônicas de caráter regional que se encontram na área de trabalho correspondem aos alinhamentos do rio Piquiri, rio Alonzo e rio Paranapanema (Figura 1.3.). O comportamento tectônico dos blocos definidos por estas estruturas, durante o desenvolvimento da bacia sedimentar do Paraná, até o final do Mesozóico, encontra-se bem discutido por FERREIRA (1982) e FULFARO et al. (1982). A evolução da sedimentação da Formação Caiuá deve ter ocorrido sob o controle tectônico desses alinhamentos, pois sua distribuição é limitada a sul pelo alinhamento do Piquiri, e a norte suas ocorrências continuam até ao alinhamento da Guapiara; além disso, o alinhamento do rio Alonzo coincide com a divisão de dois

depocentros da unidade (Figura 5.2 e 5.3), e os alinhamentos dos rios Paranapanema e São Jerônimo-Curiúva coincidem com um adelgaçamento considerável da unidade no oeste do Estado de São Paulo. FULFARO et al. (1982) já haviam se manifestado a respeito da influência dos alinhamentos dos rios Tietê e Paranapanema sobre o controle da área de ocorrência da Formação Marília, unidade superior do Grupo Bauru.

Há poucas referências com relação às estruturas que afetam sedimentos cenozóicos. Em uma delas (RADAMBRASIL, 1982), a ocorrência de margens retilíneas em terraços da margem esquerda do rio Paraná é atribuída a uma provável falha paralela ao curso do rio. NOGUEIRA Jr. (1988), por sua vez, delimitou alinhamentos subparalelos e transversais ao rio Paraná, situados sobre área de ocorrência de terraços e da planície. Entretanto, a referência mais consistente é mais antiga, e advém do trabalho de MAACK (1968); em seu livro, o autor refere-se a uma falha na qual o rio Paraná teria instalado seu cânion entre Guaira e Foz de Iguaçu. Conforme observa-se na Figura 5.5., há um deslocamento de 32 metros entre um nível de arenitos intertrapeano na margem esquerda (bloco baixo) em relação à direita (bloco alto), e de 12 metros entre ocorrências de terraços fluviais.

As observações de campo mostram a presença de um sistema de fraturas (com deslocamentos milimétricos a centimétricos) cortando depósitos do canal do rio Paraná em Porto Primavera. Estas fraturas dispõem-se de N 170° a N 180° e N 70° a N 80°, verticais com espaçamento de 0,40 a 0,60 metros, são visíveis em camadas de areia grossa e de seixos cimentadas, formando couraças ferruginosas. Em outra ocorrência, na estrada entre Ivinheima e Nova Andradinha, próximo à ponte sobre o rio Ivinheima, pode ser observada a exposição de um conjunto de pequenas falhas verticais, orientadas a N 160° com espaçamento de 0,80 a 1,20 metros, com rejeitos de 0,30 a 1,20 metros; estas feições formam um padrão de blocos altos e baixos, alguns basculados, que afetam a Formação Caiuá e cascalhos da geração quartzítica que estão superpostos a ela.

A análise da área por meio de perfis topográficos

**FIGURA 5.5 SEÇÕES GEOLÓGICAS TRANSVERSAIS AO RIO PARANÁ
A JUSANTE DO SALTO DE SETE QUEDAS**

(modificado de MAACK 1968)

demonstra a existência de desníveis entre depósitos colúviais das duas vertentes dos principais rios da área. O levantamento sistemático de perfis topográficos transversais ao rio Paraná e aos seus principais afluentes demonstra a existência de uma complexa sucessão de blocos altos e baixos (Figura 5.6).

O rio Paraná e os seus afluentes, os rios Iguatemi, Amambai, Laranjai, Ivinheima, Piquiri, Ivaí e Paranapanema, estariam controlados por falhas de pequeno rejeito, que teriam afetado os depósitos inconsolidados (Figura 5.7). Tais estruturas definem sete blocos principais cuja atitude foi avaliada por meio de superfície de tendência de 1º Grau aplicada a valores de cotas de áreas planas situadas nos subníveis 320-330 metros e 350-370 metros da superfície Pd1. A indicação dos blocos e de suas possíveis altitudes encontra-se na Figura 5.7.

Essas prováveis estruturas não demonstram atividade atual, pelo menos no período em que se faz acompanhamento do sismos na região. De acordo com IPT (1989), no período de 1789 a 1989 apenas foram registrados dois sismos em toda a área, com epicentro localizado em Diamante do Norte (PR), mas sua ocorrência é atribuída à exploração de água subterrânea.

5.2. GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS DO RIO PARANÁ

Os depósitos associados à calha do rio Paraná ocorrem na sua margem direita desde Três Lagoas (MS) até pouco a jusante do rio Amambai, e a partir desse ponto estão melhor representados na margem esquerda do canal principal.

No segmento a montante do rio Amambai os depósitos ocorrem no leito do rio, na planície e nas ilhas, dispostos em três níveis de terraços (Figura 5.8). A maior parte do registro sedimentar neste segmento encontra-se sobre os blocos Nova Andradina, Ivinheima e Navirai, embora ocorrências menores existam nos blocos Pontal do Paranapanema e Loanda, associada aos afluentes (rio Paranapanema e Ivaí).

No segmento a jusante os sedimentos encontram-se sobre o bloco Umuarama e formam depósitos no leito do rio, na Ilha

Grande, na planície, e em pequenas ilhas, com apenas um nível de terraço alto (Figura 5.9). No bloco Eldorado os depósitos restringem-se a pequenas planícies, ao terraço alto e a uma área com pequena faixa de terraço baixo na região da foz do rio Iguatemi.

De forma geral, pode-se considerar para efeito de mapeamento a existência de quatro grandes conjuntos de depósitos: os de terraço alto, os de terraço médio, os de terraço baixo e os da planície aluvial. Os depósitos relacionados com os afluentes, sejam os de pequeno porte, sejam os de grandes proporções (rios Paranapanema e Ivai, por exemplo), apesar de estarem cartografados, não são objeto deste trabalho. Os depósitos do leito do rio, por sua vez, apesar de não apresentarem extensão aflorante suficiente para a cartografia na escala apresentada, constituem um conjunto consideravelmente importante. A distribuição de todos os depósitos referidos pode ser observada no mapa geológico regional (Anexo 1) e no mapa geológico do segmento superior (Anexos 2 e 3).

5.2.1. DEPÓSITOS DE TERRAÇO ALTO

Os depósitos de terraço alto correspondem aos sedimentos descritos por SUGUIO et al. (1984) e NOGUEIRA Jr. (1988) como pertencentes ao terraço colúvio-aluvial. Ocorrem nos níveis mais elevados, acima de 250 m, e abaixo dos 300 m de altitude, área designada por JUSTUS (1985) como de zona de acumulação torrencial e por FERNANDEZ (1990) e SANTOS (1991) por zona de colúvio.

A expressão morfológica desses depósitos é caracterizada em fotointerpretação por textura homogênea, vegetação arbórea, densidade de drenagem baixa, rios com várzeas amplas (entre 500 e 1000 m) (Fotografias 5.3 e 5.4.). O conjunto encontra-se melhor preservado nos blocos Nova Andradina, Ivinheima e Navirai (margem direita) e Umuarama (margem esquerda), onde a rede de drenagem é mais espaçada (entre 5 e 10 km). Nos demais blocos,

FOTOGRAFIA 5.3. - Vista aérea do terraço alto. Observar cobertura vegetal fechada nas áreas secas e vegetação baixa próxima aos rios. Fotografia obtida próximo a Taquaraçu (MS).

FOTOGRAFIA 5.4. - Características morfológicas do terraço alto (cinza) e dos depósitos de fundo de vale (cinza claro). Fotografia aérea 1:60.000, próximo ao rio Ivinheima (MS).

onde o espaçamento entre os cursos fluviais diminui para 2 a 5 km, às vezes 0,5 a 1 km, sua ocorrência é rara e pode ser reconhecida por feições de topo plano no alto dos divisores da drenagem.

Os depósitos possuem espessura superior a 15 m e encontram-se assentados sobre a Formação Caiuá, em contato marcado por discordância erosiva. São constituídos por duas associações faciológicas: a inferior (Ta 1), onde ocorrem níveis seixosos e areia, e a superior (Ta 2), com areia maciça (Figura 5.10).

A associação faciológica inferior (Ta 1) é constituída por camadas e lentes de seixos que variam de poucos decímetros a cerca de 1,2 m de espessura, com estrutura maciça, seixos imbricados (fácies Gm), ou estratificação cruzada tabular com gradação normal (Fácies Gp). Em geral os seixos são centimétricos, com 1 a 2 cm em algumas camadas e 2 a 4 cm em outras; na porção superior das camadas os grãos podem chegar a dimensões de grânulos, e em outras podem ocorrer calhaus de até 20 cm em sua base. Entre as camadas de seixos pode ocorrer lentes e camadas de areia média a grossa, localmente média a fina, com estratificação cruzada acanalada (fácies St). A composição dos seixos é dominada por quartzito e quartzo, com sílex, arenito silicificado e gnaiss subordinados, e é frequente a presença de cimento ferruginoso. Suas características permitem considerá-la como pertencente à chamada geração quartzítica (GUIDICINI, 1973; FULFARO, 1974).

A associação superior (Ta 2) é constituída por areia fina a média, às vezes fina, maciça, de cor vermelha, com espessura que pode ultrapassar 10 m. Ambas as associações encontram-se representadas na Figura 5.10, e aspectos de afloramentos podem ser vistos na Fotografia 5.5.

5.2.2 DEPÓSITOS DE TERRAÇO MÉDIO

Os depósitos de terraço médio correspondem aos sedimentos encontrados no chamado nível rebaixado da zona de

FOTOGRAFIA 5.5. - Aspectos da associação Tal (cascalho da geração quartzítica). Afloramento próximo ao ribeirão Samambaia, a cerca de 20 km de Porto Primavera (MS).

A VALE DO RIO IVINHEIMA

B NAVIRAI (MT)

C PORTO PRIMAVERA

D GENERALIZAÇÃO

FIGURA 5.10 PERFIS GEOLÓGICOS DOS DEPÓSITOS DO TERRAÇO SUPERIOR
(A e B - mod - FULFARO, 1974, C. mod. NOGUEIRA Jr., 1988)

acumulação torrencial (JUSTUS, 1985), ou à subzona C2 da zona de colúvio (FERNANDEZ, 1990; SANTOS, 1991). Ocorrem em níveis situados entre 240 e 260 m nas proximidades do rio Ivinheima (blocos Nova Andradina e Ivinheima) e entre 230 e 240 m na região dos rios Ivaí (bloco Loanda) e Amambai (blocos Eldorado e Naviraí) (Figuras 5.8 e 5.9).

As áreas em que ocorrem podem ser distinguidas na fotointerpretação por elevada densidade de lagoas circulares em vários estágios de colmatção (dales) e por linhas de drenagem intermitentes ou inativas (veredas) (Fotografias 5.6 e 5.7). Estas características texturais, junto com a diferença de nível em relação ao terraço alto, são os únicos elementos morfológicos que permitem a separação entre ambas as formas. O contato entre ambos os terraços é marcado em parte por quebra negativa nítida, e em parte por limite progressivo, onde a diferença topográfica é atenuada por superfície suavemente inclinada.

O conjunto litológico encontra-se assentado sobre a Formação Caiuá, em discordância erosiva, possui uma espessura máxima próxima a 15 m (em campo a maior espessura observada foi 10,5 m), e pode ser dividido em três associações faciológicas (Figura 5.11).

A associação faciológica inferior (Tm 1) é formada por lentes de cascalho interdigitadas a camadas de areia, localmente com argila no topo conforme descrito por FULFARO (1974). Embora sua espessura possa ultrapassar 4 m, mostra variações laterais em distâncias superiores a uma centena de metros, chegando a desaparecer. As lentes de seixos podem dominar no perfil ou ser subordinadas a camadas de areia. Os seixos são centimétricos e ocorrem em lentes maciças (Gm), ou com estratificação cruzada planar (Gp) e granodecrescência ascendente, com até 0,5 m de espessura; a fração mais grossa pode superar 10 cm e via de regra os calhaus encontram-se imbricados; os termos mais finos são constituídos por areia média a grossa, seixosa, com estratificação cruzada planar (Sp) com "sets" de até 20 cm. As camadas de areia possuem grãos grossos, com estratificação cruzada planar de até 40 cm no "set" e areia média com estratificação cruzada com 20 a 30 cm de espessura. A composição

FOTOGRAFIA 5.6. - Vista aérea do terraço médio. Observar as áreas com vegetação (mais altas) e as áreas de charco (veredas). Margem esquerda do rio Ivinheima.

FOTOGRAFIA 5.7. - Aspecto morfológico do terraço médio, com dales e veredas. Fotografia aérea 1:60.000, margem direita do rio Ivinheima (MS).

FIGURA 5.11 PERFIS GEOLÓGICOS REPRESENTATIVOS DOS DEPÓSITOS DO TERRAÇO MÉDIO

dos seixos é dominada por calcedônia, ágata e quartzitos com menor frequência de quartzo, sílex e estromatólitos silicificados. Esta associação faciológica representa um dos níveis da geração calcedônia (GUIDICINI, 1973; FULFARO, 1974) ou ágata (BOGGIANI et al., 1985) e seu aspecto geral encontra-se ilustrado nas Fotografias 5.8.

A associação faciológica média (Tm 2) é a mais representativa dentre as três, porque ocorre em toda a área de exposição, e porque apresenta as maiores espessuras (ultrapassa 10 m). É representada por areia fina a média, maciça, cor amarela, creme ou esbranquiçada, quase sem matriz.

A associação faciológica superior (Tm 3) ocorre em depressões circulares com ou sem água (dales), com raio de pouco mais que uma dezena de metros até a algumas centenas de metros. Os sedimentos chegam a cerca de 2 m de espessura e estão situados até a 5 m abaixo do topo dos depósitos da associação Tm2. Os perfis observados em sondagens, ou em valas para drenagem, mostram a ocorrência de argila arenosa, maciça, cor cinza-claro, intercalada por lentes de até 20 cm de argila orgânica maciça, cinza-escuro, e por níveis centimétricos de turfa. Algumas lagoas podem mostrar uma espessura desprezível de sedimentos e os únicos registros de sondagens são constituídos por litologias das associações inferiores.

5.2.3. DEPÓSITOS DE TERRAÇO BAIXO

Os terraços baixos correspondem à feição designada por terraço aluvial (SUGUIO et al. 1984; NOGUEIRA Jr., 1988) ou por terraço fluvial (JUSTUS, 1985). Seus depósitos ocorrem principalmente nos blocos Nova Andradina e Ivinheima com altitudes que variam entre 240 e 245 m, e 230 e 235 m, respectivamente (Figura 5.8).

As feições morfológicas dos terraços baixos apresentam elementos texturais que permitem a distinção de três zonas fotolitológicas em sua área de ocorrência, as quais foram designadas por zona de leque, zona retrabalhada e zona

FOTOGRAFIAS 5.8. Afloramentos da associação Tml=Tbl (geração calcedônea), Porto Caiuã (acima) e próximo e ilha Longa (abaixo).

reliquiar. O limite com o terraço médio é identificado por quebra negativa bem definida e contínua.

A zona de leques desenvolve-se junto de patamares mais elevados e encontra-se presente também em parte do terraço médio, junto ao limite deste com o terraço superior e ocorre também na planície fluvial. Constitui uma superfície plana com declive de 1 m/km no sentido do canal ao qual o terraço está associado. Em fotografias aéreas apresenta textura homogênea, sem microfeições de relevo, vegetação baixa e pode mostrar formas em leques individualizadas ou coalescidas (Fotografia 5.9). Em imagens MSS mostra tom cinza-médio nos canais 4, 5 e 7 ou tom cinza-escuro no canal 7 em suas partes alagadiças. A densidade de drenagem é muito baixa e os cursos presentes são mal definidos, sem um canal fixo e marcado. Esta zona foi separada da zona retrabalhada por meio de limite progressivo, cujo traçado exclui a ocorrência de feições típicas das demais zonas.

A zona retrabalhada constitui a feição característica de terraço inferior. Sua morfologia é marcada por formas de canal (inativos) e áreas elevadas (Fotografia 5.10, Figura 5.12). Os canais têm proporções diversas e dispõem-se em geral com forte tropia na direção paralela à do rio Paraná. As áreas elevadas sobressaem-se entre 2 e 5 m acima dos canais e são marcadas por vegetação arbórea alta e densa. O limite progressivo com a zona de leques é balizado pela ocorrência dessas feições, que se destacam em meio à vegetação baixa daquela zona. Sua área de ocorrência estende-se além dos blocos Nova Andradina e Ivinheima, fazendo-se presente nos blocos Pontal do Paranapanema, Loanda e Eldorado, associados aos principais cursos contribuintes (Figuras 5.8 e 5.9).

A zona reliquiar abrange diversas áreas de ocorrência das feições mais elevadas da zona retrabalhada que possuem extensão contínua suficiente para permitir seu mapeamento. Ocorre de forma expressiva nas proximidades do limite do terraço baixo com a planície fluvial, onde constitui uma faixa descontínua paralela ao rio Paraná. É caracterizada por textura homogênea em imagem, mas em fotografia aérea mostra relevo

FOTOGRAFIAS 5.9. - Vista área da zona de leque (acima). Característica morfológica da zona de leque desenvolvida sobre terraço baixo. Fotografia aérea 1:60.000, margem direita do rio Paraná, baixo rio Ivinheima (MS).

FOTOGRAFIA 5.10. - Aspecto morfológico da zona retrabalhada (terraço baixo). Fotografia aérea 1:60.000, baixo rio Ivinheima (MS).

FIGURA: 5.12 FORMA E DISTRIBUIÇÃO DOS CANAIS DA ZONA RELIQUIAR, TERRAÇO BAIXO, EM PORTO PRIMAVERA (MS)

irregular no topo; seus limites são bem marcados por quebras negativas e realçados pelo contraste entre a vegetação arbórea densa que a cobre e a vegetação baixa e aberta dos canais da zona retrabalhada (Fotografia 5.11).

Os depósitos sedimentares do terraço baixo são constituídos por quatro associações faciológicas (Figura 5.13). As duas associações inferiores denominadas Tb1 e Tb2 correspondem às associações Tm1 (cascalho da geração calcedônia) e Tm2 (areias maciças amarelas) do terraço médio que foram parcialmente erodidas. A zona reliquiar representa a área de melhor preservação de tais depósitos, e portanto é constituída apenas pelas duas associações mencionadas. Na porção a montante do segmento superior (bloco Nova Andradina) a preservação dos depósitos foi mais efetiva, e portanto a sua espessura é maior, enquanto que no bloco Navirai grande parte dos sedimentos foi removida.

Na zona retrabalhada ocorre a associação faciológica Tb3, assentada sobre a associação Tb2 (ou Tm2), ou sobre a associação Tb1 (ou Tm1) ou mesmo sobre a Formação Caiuá, de acordo com a preservação dos depósitos referidos. Ocorrem como corpos acanalados individualizados ou amalgamados (Figura 5.12), com espessura que pode chegar excepcionalmente a 4 m; a litologia mais comum é a areia fina com estratificação cruzada tabular (Sp), à qual se encontram intercaladas lentes de areia grossa a média com estratificação cruzada acanalada (St) e corpos acanalados de argila arenosa maciça com cores cinza, amarelo e vermelha (Fm).

A associação faciológica Tb4 ocorre exclusivamente na zona de leques, seja no terraço baixo, seja no terraço médio e planície fluvial. No terraço baixo encontra-se assentada sobre a zona retrabalhada, conforme pode ser observado em Porto Primavera (terraço de meia encosta, NOGUEIRA Jr., 1988). Sua ocorrência é generalizada junto à ruptura de declive entre os terraços baixo e médio, principalmente nos locais em que há cursos d'água (ver Anexo 2).

Esta associação apresenta forma lobada, frequentemente coalescida em planta, forma de cunha em corte transversal ao

FOTOGRAFIA 5.11. - Aspecto morfológico da zona reliquiar (terraço baixo). Fotografia aérea 1:60.000 rio Baía (MS) (acima) e fotografia aérea 1:25.000, Porto Caiuã (MS) (abaixo).

terraço e uma sucessão de superfícies ligeiramente convexas em corte longitudinal. É constituída por até 4 m de areia fina a média, maciça, branca ou amarelada, com níveis de seixos com distribuição caótica, nas partes próximas ao declive que dá início ao terraço médio; na parte média apresenta até 2 m de areia fina a média ou fina, maciça, branca, e na parte final, próxima à zona retrabalhada, possui até 1 m de areia fina, argilosa, maciça, cor cinza-claro, com intercalações de níveis centimétricos de argila arenosa maciça, cinza-claro. Há indicações em fotografia aérea de que exista a superposição de pelo menos três conjuntos de corpos; o inferior corresponde a uma faixa de lobos coalescidos, o médio corresponde a lobos mal definidos e o superior corresponde a formas lobadas bem marcadas; entretanto, não há dados de campo suficientes para comprovar essa interpretação, devido à dificuldade de diferenciar corpos de areia com textura semelhante.

As relações laterais entre as quatro associações faciológicas encontram-se ilustradas na Figura 5.13, onde pode ser vista também a relação das associações Tb1 e Tb2 com o terraço médio. Além disso, a referida figura expõe um perfil geológico hipotético, que ilustra a sequência completa dos depósitos do terraço baixo.

5.2.4. DEPÓSITOS DA PLANÍCIE FLUVIAL

A planície fluvial é a continuidade da feição descrita por SUGUIO et al. (1984) e NOGUEIRA Jr. (1988) como "planície aluvial" em Porto Primavera. Compreende uma faixa de vários quilômetros de largura, que se estende à margem do rio Paraná, ou como ilhas de diversos tamanhos que dividem o seu canal. Sua altitude situa-se em torno de 238 m na parte a montante, e acima de 220 m a jusante, em Guaíra. No segmento superior (blocos Nova Andradina, Ivinheima e Naviraí), sua principal expressão situa-se à margem direita do rio, enquanto que no segmento inferior (bloco Umuarama), sua principal feição é a Ilha Grande (Figuras 5.8 e 5.9).

FIGURA 5.13 REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS DEPÓSITOS DO TERRAÇO BAIXO

A identificação da planície em imagens e fotografias aéreas é inequívoca, porque representa a superfície mais baixa dentre os depósitos (com exceção das formas do canal); possui limites bem claros, marcados por quebras negativas nítidas com os demais terraços, e apresenta textura peculiar. Os elementos texturais que a caracterizam permitem a identificação de três zonas fotolitológicas em sua área de ocorrência, denominadas por zona de paleobarras, zona de bacia de inundação e zona de diques e canais (Figura 5.14).

A zona de paleobarras é caracterizada por feições fusiformes com até 10 km de extensão por 2 ou 3 km de largura, com bom realce em imagem de radar graças ao destaque no relevo da planície. No segmento superior ocorre com maior expressão e apresenta-se com tom claro graças à vegetação arbustiva aberta; no segmento inferior sua área de ocorrência é menor e apresenta-se com tom cinza-escuro graças à vegetação arbustiva densa. Em fotografias aéreas mostra-se como forma complexa, constituída por feições fusiformes menores e sua delimitação é feita por meio de quebras negativas nítidas (Fotografia 5.12). Em Porto Primavera, NOGUEIRA Jr. (1988) designou essa zona como "paleoilha", tendo ilustrado sua forma em planta e descrito sua composição litológica, com o objetivo de caracterização geotécnica.

A zona da bacia de inundação ocupa a maior área dentre as três e o nível mais baixo. Constitui uma superfície plana, de textura homogênea, com lagoas alongadas que marcam antigos canais (Fotografias 5.13). Encontra-se cortada por formas fluviais ativas, como o baixo curso de Ivinheima, o rio Baía e o canal do Curutuba, além de uma rede de canais inativos. A vegetação é baixa, com campo nas áreas secas e formas higrófilas em áreas alagadiças.

A zona de diques e canais ocorre em todo o trecho estudado, mas encontra-se melhor representada nas ilhas do segmento superior, estando restrita a pequenas ilhas e trechos das margens do rio no segmento inferior. É caracterizada por intrincada rede de canais inativos e diques marginais orientados de forma geral na direção do rio Paraná. Os canais são

FOTOGRAFIA 5.12. - Característica morfológica da zona de paleobarras.
Fotografia aérea 1:25.000, região do rio Baía (MS)

FOTOGRAFIAS 5.13. - Aspectos morfológicos da zona da bacia de inundação. Fotografia aérea 1:25.000 (acima) e foto de superfície - Ilha dos Bandeirantes (PR).

evidenciados por corpos lacustres ou áreas rebaixadas com vegetação rala, com forma linear, e os diques são marcados por linhas de vegetação arbórea alta (Fotografia 5.14). Ambas as feições são facilmente indentificadas em imagem de radar ou em fotografias aéreas, mas em imagens MSS aparecem como um conjunto homogêneo com vegetação alta.

Os depósitos existentes na planície fluvial são constituídos por cinco associações faciológicas distintas, enumeradas de P1 a P5. A associação faciológica P1 é constituída por areia seixosa com intercalações de camadas e lentes de seixos, lentes de areia fina a média e níveis argilosos configurando sucessivos ciclos de granodecrescência ascendente, principalmente nas áreas de maior espessura (Fotografia 5.15). A areia seixosa dispõe-se em bancos de até 0,5 m de espessura, com estratificação cruzada tabular e gradação normal no estrato cruzado (Sp). As camadas e lentes de seixos podem ultrapassar 0,7 m de espessura mas frequentemente possuem apenas 0,2 m; apresentam ora estrutura maciça (Gm), ora estratificação cruzada tabular (Gp), e podem mostrar-se com cimento silicoso e ferruginoso. As lentes de areia fina a média às vezes superam 2 m de espessura, apresentam estratificação cruzada acanalada (St), cor amarela ou cinza-claro. Os níveis de argila são maciços (Fm), de cor cinza-escuro quando orgânicos e cinza claro quando silto-arenosos, possuem espessura centimétrica a decimétrica e não apresentam persistência lateral. Os aspectos das relações entre as fácies podem ser observados na Figura 5.15.

Os seixos encontrados na associação P1 são em geral silicosos (ágata, calcedônia, sílex) e de quartzito e quartzo, apresentam dimensões centimétricas e algumas camadas podem ter como média seixos de 5 ou 7 cm e possuir calhaus com mais de 10 cm. Esta associação representa um segundo nível da geração calcedônia, embora tenha sido considerada por NOGUEIRA Jr. (1988) como continuidade dos depósitos de cascalho que ocorrem na base do "terraço aluvial", já que eles ocupam o mesmo nível; no entanto, verifica-se que os dois depósitos não possuem continuidade física em Porto Primavera e que para jusante ambos

FOTOGRAFIAS 5.14 - Aspectos morfológicos da zona de diques e canais. Fotografia aérea 1:25.000 (acima) e foto de superfície (abaixo). Margem esquerda do Rio Paraná a jusante da ilha Floresta.

FOTOGRAFIA 5.15 - Sedimentos da associação P1. Ensecadeira da UHE Porto Primavera, margem esquerda (SP).

FOTOGRAFIA 5.16. - Sedimentos argilosos da associação P3. Margem esquerda do rio Paran, foz do rio Iva.

ocupam níveis progressivamente diferentes, estando separados por uma diferença próxima a 20 m em Porto Camargo. Seus depósitos encontram-se assentados sobre a Formação Caiuá e em parte sobre basaltos da Formação Serra Geral em Porto Primavera; nesta localidade atinge cerca de 12 m de espessura na área do canal do rio Paraná e cerca de 2,2 m na planície; em Porto Camargo sua espessura chega a 11,6 m sob o canal e passa para 4,6 m na planície (Figura 5.15).

A associação facirológica P2 é constituída por areias finas e médias que ocorrem em lentes com base plana e topo convexo. Próximo à base dos depósitos os sedimentos ocorrem em camadas de areia média, às vezes grossa, com estratificação cruzada tabular (Sp) com distribuição quase que contínua ao longo da planície. Na parte média e superior os sedimentos ocorrem na forma das referidas lentes e compreendem areia fina com estratificação cruzada acanalada (St), com cor cinza-claro na porção abaixo do lençol freático e cor amarela na parte acima dele. Em Porto Camargo ocorrem intercalações de lentes de areia grossa com estratificação cruzada tabular e lentes de argila orgânica (Figura 5.16).

A expressão morfológica das formas com topo convexo constitui a zona de paleobarras. Na porção a montante esta zona está melhor representada porque os corpos encontram-se em grande parte descobertos, sobressaindo até 3 m acima do nível médio da planície. Para sul, em sentido a jusante, a exposição é menor porque os corpos encontram-se progressivamente mais cobertos pela associação facirológica P3.

Os depósitos da associação P2 encontram-se assentados quase totalmente sobre a associação P1, embora haja locais em que estejam em contato com a Formação Caiuá. Sua espessura na região a montante está situada entre 0,4 a 1,6 m nas camadas de areia média, e pode chegar a 5,2 m onde ocorrem as lentes de areia fina; nas proximidades de Porto Camargo as porções menos espessas variam de 4 a 8 m, e as mais espessas situam-se próximas a 12 m, podendo chegar a 15 m (Figura 5.16).

A associação facirológica P3 compreende um conjunto essencialmente argiloso. A fácies mais comum aflorante nas

barrancas do rio é a de silte argiloso, maciço, cor ocre, às vezes castanha, manchada de vermelho, marcado por perfurações preenchidas por argila vermelha; essa fácies encontra-se intercalada por bancos e lentes decimétricas de argila arenosa maciça, cor cinza-claro e por camadas de até 20 cm de argila orgânica maciça (Fotografia 5.16). Em sondagens observa-se que a argila ocre apresenta ocorrência restrita a áreas secas e que o domínio do conjunto é feito por argilas orgânicas maciças, cor preta ou cinza-escuro, e subsidiariamente ocorrem argilas arenosas de cor cinza (Figura 5.17).

A área de exposição superficial da associação faciológica P3 compreende a zona da bacia de inundação e sua área de ocorrência mais expressiva é a Ilha Grande, embora ocupe extensões consideráveis na área cortada pelo baixo curso do rio Ivinheima e pelo complexo do rio Baía-canal de Curutuba. Em Porto Primavera, a sua principal área de ocorrência foi designada por NOGUEIRA Jr. (1988) como planície do rio Baía.

Os depósitos da associação faciológica P3 encontram-se assentados principalmente sobre a associação faciológica P2. Sua espessura varia entre 1 e 3 m na parte a montante e de 3 a 6 m na região de Porto Camargo (Figura 5.17).

A associação faciológica P4 compreende um conjunto essencialmente arenoso disposto em corpos alongados, de forma lenticular ou acanalada. Frequentemente esses corpos apresentam, na base, areia média, às vezes grossa, com seixos de argila, com estratificação cruzada acanalada, a qual é recoberta por areia fina ou fina a média com estratificação cruzada acanalada (St).

Os depósitos desta associação encontram-se nos canais da zona de dique e canais, parcialmente recobertos pela associação P3 ou pela P5, mas podem ocorrer totalmente recobertos pela associação P3, não demonstrando assim expressão superficial (Fotografia 5.17). As formas maiores atingem dimensões de vários quilômetros de comprimento com larguras de mais de 200 m e espessura próxima a 0,5 m, podendo chegar a 2 m.

Em geral esses depósitos arenosos estão assentados sobre a associação P3, como frequentemente observado nos afloramentos ao longo do rio; entretanto, em algumas situações eles

FOTOGRAFIA 5.17. - Corpo lenticular de areia da associação P4, coberto por areia argilosa da associação P5. Canal esquerdo do rio Paraná, Ilha Grande, próximo de Guaira(PR)

FOTOGRAFIA 5.18. - Corpo lenticular de areia com estratificação cruzada sigmoidal da associação P5. Ilha Longa (PR).

encontram-se sobre as associações P2 ou P1, ou mesmo sobre a Formação Caiuá, dependendo da espessura dos depósitos inferiores e do grau de entalhamento a que ele está associado. A Figura 5.18 ilustra uma secção obtida a partir de furos de sondagem em Porto Primavera, e outras duas obtidas a partir de painéis de fotografias.

A associação P5 compreende depósitos arenosos e argilo-arenosos dispostos em corpos lineares com pronunciada feição positiva no relevo da planície fluvial. Seus depósitos estão muito bem representados nas barrancas do rio Paraná, pois em geral constituem a maior parte das exposições, principalmente nas porções situadas a jusante do segmento estudado.

As fácies comuns no conjunto são bancos de até 0,6 m de areia fina maciça argilosa de cor marrom, às vezes castanha, e de areia fina maciça, pouco argilosa, amarelo-acastanhado, com forma tabular em corte longitudinal e lenticular ou em cunha em corte transversal (Figura 5.19 e 5.20). Outra fácies comum é a de areia fina com estratificação sigmoidal disposta em corpos contínuos em corte longitudinal, e com acunhamento em corte transversal; sua base é plana mas seu topo mostra ondulações de comprimento de onda de até 1,5 m e amplitude de 0,5 m (Fotografia 5.18), que diminuem no sentido do acunhamento. Outras duas fácies que são observadas mais raramente são lentes de 10 a 30 cm de areia muito fina, micácea, com marcas onduladas cavalgantes e argila arenosa, maciça, micácea, de cor cinza-claro.

Os depósitos podem ser agrupados em dois conjuntos: o dos diques associados a canais inativos, dipostos em posição paralela ou transversal ao curso atual do rio; e o dos diques paralelos à margem dos diversos canais ativos do rio Paraná.

O primeiro conjunto é constituído por depósitos com centenas de metros a alguns quilômetros de comprimento, uma dezena ou até três centenas de metros de largura e dois a quatro metros de espessura. Sua forma pode ser assimétrica (Figura 5.19 B) ou simétrica (Figura 5.19 C) (Fotografia 5.19) e frequentemente é resultado de erosão posterior à deposição (Figura 5.19 A).

A PORTO PRIMAVERA

B ILHA FLORESTA

C PORTO FELÍCIO

FIGURA 5.18 SECÇÕES GEOLÓGICAS EM DEPÓSITOS DA ASSOCIAÇÃO P4

FIGURA 5.19 SEÇÕES TRANSVERSAIS EM DEPÓSITOS DA ASSOCIAÇÃO P₅

FOTOGRAFIA 5.19. - Dique marginal disposto de forma transversal à margem atual. Próximo a foz do rio Ivaí (PR).

FOTOGRAFIA 5.20. - Corte em dique marginal paralelo a atual margem do Rio Paraná. Foz do rio Ivaí (PR).

O segundo conjunto compreende elementos em geral individualizados, com quilômetros ou dezenas de quilômetros de comprimento, e dezenas a centenas de metros de largura, existindo depósitos com cerca de 600 m de extensão lateral; sua espessura varia de 2 a 6 m, e sua forma é assimétrica com a face abrupta voltada para o canal e a inclinada no sentido oposto. A face abrupta compreende uma feição erosiva com cortes verticais (Figura 5.20); e a face inclinada, em sua maior parte, é uma forma deposicional. A inclinação desta é maior na proximidade do rio, e menor conforme a distância do canal aumenta; o relevo de seu topo é ondulado por antigas formas de leito. Localmente a face voltada para a planície mostra-se fortemente inclinada (Fotografia 5.20), possivelmente em função de processos erosivos em cheias.

Os depósitos mostram base erosiva, e estão entalhados sobre as associações P3 e P2, mas podem encontrar-se sobre depósitos do próprio canal. A feição mais característica do entalhe na associação P3 pode ser vista na fotografia 5.21.

5.2.5. DEPÓSITOS DO LEITO DO RIO

Os depósitos que ocorrem no leito atual do rio Paraná foram descritos em Porto Primavera por NOGUEIRA Jr. (1988) e constituíram-se do objeto de trabalho de SANTOS (1991) na região de Porto Rico. O primeiro autor descreveu as formas submersas estudadas por sondagens ou em ensecadeira, tendo incluído sob a mesma designação os depósitos ativos e aqueles que se encontram com cimento ferruginoso. O segundo autor estudou a faciologia e dois tipos de barras, limitando-se à parte emersa e a uma pequena profundidade (2 m) abaixo da linha d'água.

Os sedimentos que ocorrem com cimento ferruginoso ao longo do rio foram considerados como parte dos depósitos da associação P1, da planície fluvial, tendo em vista a continuidade lateral observada entre as ocorrências do leito e fora dele. Os depósitos denominados aqui como do leito do rio são portanto aqueles que constituem as formas de leito ativas,

FOTOGRAFIA 5.21. - Contato erosivo entre depósito de dique marginal (a direita) e sedimentos da bacia de inundação. Ilha Longa (PR).

FOTOGRAFIA 5.22. - Morfologia de uma barra central ao canal. Fotografia aérea 1:25.000, próximo a ilha Longa.

mesmo que se modifiquem apenas em períodos de débito muito elevado.

Os depósitos de leito do rio podem ser distinguidos em dois conjuntos principais: o de barras, que são as formas emersas durante os períodos de vazão baixa, e os depósitos de fundo, que se encontram permanentemente submersos. As barras foram estudadas a partir de fotografias aéreas e imagens MSS e por meio de trincheiras e sondagens de "vibrocore". Já os depósitos de fundo foram analisados a partir de mapas batimétricos elaborados pela Marinha Brasileira, por perfis levantados por meio de ecobatímetro, pela utilização de corda graduada com peso, ou de régua graduada; as características dos sedimentos foram obtidas por meio da utilização de amostrador tipo "Van Veen" e por dados de sondagem elaborados pela CESP, ou pela DACON.

O canal do rio Paraná exhibe duas situações de ocorrência de depósitos de fundo, como pode ser observado na Figura 5.21: nas áreas rasas, com profundidades máximas entre 4 e 6 m e nas áreas profundas, com profundidades máximas entre 10 e 20 m.

As áreas rasas ocorrem onde as camadas ferruginosas da associação faciológica P1 constituem o substrato dos depósitos ativos (Figura 5.15). Estes locais ocorrem na margem direita nos blocos Nova Andradina, Ivinheima e Naviraí e na margem esquerda no bloco Umuarama (ver os perfis Porto Primavera, Ilha do Oleo Cru, Porto Rico, Ilha Floresta e Porto Camargo e Guaíra, respectivamente, na Figura 5.21).

Na região de Porto Primavera e Porto Rico, os depósitos de fundo dessas áreas mais rasas não são muito espessos, em geral possuem pouco mais de 1 m de espessura, às vezes 2 m, e em muitos locais o substrato encontra-se exposto. As formas de leito são representadas por dunas com até 0,5 m de amplitude, superpostas a formas maiores, que superam 1.200 m de comprimento, 600 m de largura e com pouco mais de 1,5 m de altura, como ilustrado na figura 5.22. Os depósitos que ocorrem em Porto Rico apresentam areias de granulometria fina a média, às vezes média com seleção moderada.

Os depósitos de fundo das áreas mais rasas em Porto

FIGURA 5.21 PERFIS TRANSVERSAIS AO RIO PARANÁ

**FIGURA 5.22 TOPOGRAFIA DO LEITO DO RIO PARANÁ
N.A PARTE DIREITA DO CANAL EM
PORTO PRIMAVERA**

Camargo apresentam espessuras maiores que as observadas a montante. Os sedimentos que ocorrem no canal direito (Figura 5.23) variam de 1,6 m a mais de 6 m de espessura. Encontram-se dispostos em formas de leito de 1,5 m de amplitude com mais de 150 m de largura, constituídas de areia fina a média; e formas com 2,5 m de espessura por 200 m de largura (preservada) constituídas por areia média. Podem ocorrer ainda em lentes com 1,5 m de espessura por 100 m de largura, de areia média a grossa (Figura 5.23).

As áreas profundas mostram um claro incremento na profundidade do canal de montante para jusante, a partir de 11 m, em Porto Primavera, para 23 m, em Guaira (Figura 5.21). Os depósitos associados a essa região apresentam espessura máxima entre 10 e 15 m em Porto Primavera, onde os sedimentos mais superficiais são constituídos por areia fina a média, e podem ocorrer formas de leito como a da Figura 5.23 (Porto Primavera) que possui 5 m de espessura e 350 m de largura. Em Porto Camargo os depósitos possuem espessura máxima entre 11 e 15 m, onde ocorrem corpos de 3 m de espessura e até 200 m de largura de areia média a grossa, e pelo menos um corpo de 6 m de espessura por 200 m de largura de areia média em meio a areia fina a média (Figura 5.23, seção inferior); é possível identificar uma forma de leito complexa em perfil transversal cuja altura chega a 3,20 m e a largura se aproxima a 600 m. As amostras coletadas nas partes profundas em Porto Rico indicaram que a areia possui granulometria fina e alto grau de seleção.

As barras existentes no rio Paraná são essencialmente arenosas, com pequenas porções argilosas. São facilmente identificadas em imagens e em fotografia aérea graças à cor branca exibida nos canais 4 e 5 e ao destaque de sua morfologia em relação à superfície plana formada pelo nível das águas do rio. O trabalho de SANTOS (1991) distinguiu duas categorias dessas formas: as barras centrais e as barras laterais, tendo incluído as barras de soldamento de SANTOS et al. (1989) na categoria de laterais. Entretanto, o estudo de todo o segmento a jusante de Porto Primavera até Guaira demonstrou a existência de outras duas categorias denominadas barras frontais às ilhas e

FIGURA 5.23 SECÇÕES TRANSVERSAIS AOS DEPÓSITOS DE SEDIMENTOS DO CANAL

barras de coalescência. Os quatro tipos discutidos estão representados na Figura 5.24, sua distinção é realizada em função da posição relativa às margens do canal e das ilhas e suas características estão sumarizadas na Tabela 5.1.

As barras centrais ao canal são corpos isolados dentro deste, com eixo maior paralelo ao fluxo do rio. Em planta, sua forma mais frequente é a de uma tricúspide (Fotografia 5.22), e em três dimensões assemelha-se a uma duna barcana com o flanco jusante ("foreset") bastante inclinado (mais de 20° , localmente 27°), e as partes laterais e a montante com declive suave. Sua forma pode ser modificada por meio de processos erosivos e deposicionais, levando à remoção de uma de suas prolongações a jusante e ao desenvolvimento da outra, ou pode sofrer erosão lateral, tornando-se alongada, ou ainda ser cortada por canais que a dividem em barras diversas (Figura 5.24). A figura 5.25 ilustra dois estágios sucessivos de uma barra central após uma cheia. A relação comprimento/largura pode ser próxima a 1:1 nas formas iniciais, e tornar-se bastante grande (mais que 1:8) nas formas mais modificadas; as dimensões são variadas, mas as formas simples podem ultrapassar 200.000 m^2 (20 hectares) de área emersa, com comprimento máximo pouco superior a 1.200 m, e largura máxima de 400 m, nas formas mais alongadas e mais largas. Sua parte emersa mais alta situa-se em geral a cerca de 1 m acima do nível médio das águas, mas pode eventualmente chegar a 1,5 m. Levantamento de perfis ecobatimétricos mostrou que as construções dessas barras superam 18 m de espessura em Porto Rico, mas é bastante provável que valores acima de 20 m ocorram para jusante.

Os sedimentos constituintes das barras centrais são francamente arenosos, com granulometrias diferentes nas diversas fácies identificadas. Na parte basal desses depósitos ocorre areia com estratificação cruzada tabular (Fotografia 5.23) que compreende a fácies Sp; nas porções mais profundas da barra a estratificação tem porte métrico, com camadas de até 1 cm de espessura onde ocorre areia grossa a grânulos com gradação normal até areia média; nas partes superiores as estratificações possuem entre 10 e 20 cm de espessura, com areia média a fina.

TABELA 5.1. RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS DAS BARRAS DO RIO PARANÁ

tipos de barras		centrais ao canal	pontais às ilhas	laterais às margens e ilhas	de coalescências
Características					
Posição espacial		no canal	parte montante das ilhas	junto às margens (do rio ou de ilhas)	entre ilhas ou entre ilhas e a margem
geometria (planta)		trincúspide	tricúspide	alongada	alongada
(seção longitudinal) área máxima		face ingreme a jusante - 20 hectares	face ingreme a jusante dique marginal 45 hectares	faces suaves dique marginal 30 hectares	faces suaves dique marginal 60 hectares
topo		Sr	Sr So Fl Fm	So Fl Fm	So Fl Fm
Facies		St	Sh	Sr	Sr
base		Sp	St	St	St
			Sp	Sp	Sp
Topo		areia fina a média	areia fina, argila	areia muito fina-argila	areia muito fina argila
granulometria			areia fina a média	areia fina a média	areia fina a média
base		areia média a grossa	areia média a grossa	areia média a grossa	areia média a grossa
comportamento erosivo		forte erosão nas margens de prolongamento a jusante	pode ter erosão nas margens remoção de prolongamento a jusante	rara erosão na margens canais de corte	pouca erosão canais de corte
Comportamento deposicional		acresção para jusante	acresção para jusante e montante acresção vertical	acresção lateral para montante e jusante acresção vertical	acresção lateral e para montante (areia) acresção vertical e para jusante (argila)

BARRA CENTRAL DE CANAL

BARRA LATERAL AS MARGENS E AS ILHAS

FIGURA 5.25 PLANTA DE BARRAS CENTRAIS E LATERAIS LEVANTADAS EM CAMPO (mod. de SANTOS 1991)

FOTOGRAFIA 5.23. - "Sets" de estratificação cruzada tabular (fácies Sp) encobertos por camada com laminação cruzada e marcas onduladas cavalgantes (fácies Sr). Barra central próxima a Porto Rico (PR).

FOTOGRAFIA 5.24. - "Sets" de estratificação cruzada acanalada (facies St). Barra central próxima a Porto Rico.

A separação entre os diversos corpos é marcada por superfície erosiva onde ocorre concentração de minerais pesados ou delgados níveis de folhas.

Na parte superior da barra, próximo à linha d'água, ocorre areia com estratificação cruzada acanalada (fácies St, Fotografia 5.24). Esta fácies ocorre em corpos de até 40 cm de espessura e apresenta areia média a grossa e grânulos. Superposta e às vezes interdigitada a essa fácies ocorre areia fina com marcas onduladas, microestratificações cruzadas e "flaser" (Fácies Sr).

Além das referidas fácies, ocorrem também níveis argilosos, maciços, com até 10 cm de espessura e com larga distribuição na superfície das barras (Figura 5.25); e depósitos de dunas eólicas ativas, caracterizados por cerca de 0,5 a 1 m de areia com estratificação cruzada de alto ângulo.

As barras laterais às margens e a ilhas situam-se nas bordas do canal, seja na margem do rio, seja junto à borda de uma ilha. Em planta, apresenta-se como forma alongada disposta em um ângulo de 20 a 30° em relação à margem (Fotografia 5.25) e em três dimensões mostra-se como uma forma convexa, com declive suave em todas as suas faces voltadas para o canal. As modificações de sua forma devem-se principalmente a processos deposicionais que atuam no sentido de propiciar crescimento lateral e para jusante, e acresção vertical nas porções submersas que se encontram entre a barra e a margem; os processos erosivos, quando atuantes, tendem a criar canais sobre a barra e remover seus prolongamentos, preservando apenas uma forma alongada paralela à margem. Algumas das diversas formas observadas no segmento de estudo estão ilustradas na figura 5.24 e dois estágios de uma barra submetida a processos erosivos podem ser observados na figura 5.25.

As dimensões das barras laterais podem chegar a 1.500 m de comprimento em barras mais alongadas e a 400 m de largura nas formas com maior desenvolvimento lateral, e as barras com maior área superam 300.000 m² (30 hectares); a relação comprimento/largura varia de 2:1 a 7:1. As formas modificadas por processos erosivos são menores, com comprimento de até 600 m

FOTOGRAFIA 5.25. - Morfologia de uma barra lateral desenvolvida junto e uma ilha. Fotografia aérea 1:25.000 de área próxima e Porto Caiuã (MS).

FOTOGRAFIA 5.26. - Camada de argila siltosa maciça (facies Fm) sobreposta a sedimentos da facies St. Barra lateral próxima a Porto Rico (PR).

e largura de até 250 m, cujas relações variam entre 1,5:1 e 4:1. Sua parte emersa pode estar a mais de 2 m acima do nível da água, mas em geral sua superfície situa-se a menos de 0,5 m dele, com a parte mais deprimida no interior (Figura 5.25).

A constituição faciológica das barras laterais é semelhante à das barras centrais em sua porção inferior e média, onde ocorrem as fácies Sp (areia com estratificação tabular) e St (areia com estratificação acanalada). A parte superior, no entanto, mostra um bom desenvolvimento da fácies Sr (areia com marcas onduladas) e de fácies com matéria orgânica (So, Fl, Fm). O prolongamento para jusante é constituído de fácies St.

A fácies So é constituída por areia fina a muito fina com silte e argila, cor cinza ou preta, de acordo com a quantidade de matéria orgânica, com estrutura maciça e marcas de bioturbação; ocorre em camadas de 30 cm de espessura em média, podendo chegar a 60 cm.

A fácies Fl (Fotografia 5.26) ocorre como camadas ou cunhas com espessura centimétrica ou decimétrica (40 cm), constituídas por intercalações de argila laminada, silte maciço e areia muito fina com laminações cruzadas, ricas em restos vegetais, que chegam a formar níveis específicos. A fácies Fm é representada por camadas centiméticas de silte argiloso, maciço, cor marron-escuro a preto, com lentes de folhas que chegam a 40 cm.

As barras frontais às ilhas são aquelas que ocorrem anexadas ou separadas por canais rasos da parte montante das ilhas (Fotografia 5.27). Sua forma é bastante semelhante à das barras centrais, quer em planta, quer em três dimensões. As modificações impostas por processos sedimentares distinguem-nas das centrais, pelo desenvolvimento a montante e pela presença de diques marginais (Figura 5.24). As modificações impostas por processos erosivos são marcados pelo desaparecimento das prolongações a jusante e pela manutenção da área onde ocorre o dique marginal na porção frontal das ilhas. As dimensões destas formas são maiores que aquelas das barras centrais; seu comprimento supera 1.500 m, e a largura pode ultrapassar 500 m, com relações entre eles que variam de 0,7:1 até 5:1, e área

FOTOGRAFIA 5.27. - Barra frontal a ilha. Fotografia aérea 1:25.000 de área a jusante da ilha Floresta (PR).

FOTOGRAFIA 5.28. - Barras de coalescência. Fotografia aérea 1:25.000 da região da ilha Longa (PR).

máxima que pode chegar a 450.000 m² (45 hectares).

A sequência faciológica das barras frontais não está inteiramente estudada, porém as informações de superfície e de perfurações rasas indicam uma associação semelhante àquela das barras centrais em seus corpos arenosos (Facies Sp na base, e St mais para o topo). A parte superior na sua área frontal é caracterizada por corpos lineares de até 0,6 m de espessura, que circundam sua borda, e constituem-se de areia argilosa com estratificação sigmoidal e plano-paralela (Facies Ss); na área circunscrita pelos corpos lineares ocorrem depósitos argilosos das fácies Fm e Fl, intercalados por cunhas da fácies So. A parte superior dos depósitos situados entre os prolongamentos a jusante e margem das ilhas caracteriza-se por depósitos de areia fina (Sr e So) e de silte e argila (Fl e Fm), semelhantes aos das barras laterais.

As barras de coalescência são assim denominadas porque fazem a união entre ilhas ou entre estas e a margem do rio (Fotografia 5.28). Representam uma forma de evolução das barras laterais, que leva ao fechamento do canal em que está estabelecida. Sua forma depende do local em que está instalada (Figura 5.24), porém suas dimensões podem ser maiores que a das barras laterais, ultrapassando 2.000 m de comprimento e 500 m de largura, chegando a cobrir áreas de 600.000 m² (60 hectares). A sequência faciológica destes corpos é semelhante à das barras laterais, mas mostra depósitos de finos melhor desenvolvidos.

Todos os quatro tipos de barras ocorrem como formas simples no trecho entre Porto Primavera e Porto Camargo; a jusante deste ponto, entretanto, podem ocorrer algumas formas complexas, seja no canal, por meio da associação de diversas barras centrais (Fotografia 5.29), seja junto a ilhas, onde as barras frontais, laterais e de coalescência podem estar associadas (Fotografia 5.30).

5.2.6- DEPÓSITOS DOS AFLUENTES

Os depósitos associados aos afluentes do rio Paraná

FOTOGRAFIA 5.29. - Forma complexa de barras centrais. Fotografia aérea 1:25.000, canal esquerdo do rio Paraná Ilha Grande (MS).

FOTOGRAFIA 5.30. - Forma complexa com vários tipos de barras e ilhas. Fotografia aérea 1:25.000, canal direito do rio Paraná-Ilha Grande (MS).

ocorrem em geral sob forma de planícies aluviais associadas aos seus cursos. Entretanto, os rios de maior porte apresentam características específicas, como uma planície que se confunde com a do rio Paraná e depósitos em terraços.

O rio Paranapanema apresenta uma área significativa de depósitos, desenvolvidos principalmente na margem direita. Esses depósitos ocorrem como terraço baixo e planície fluvial. O terraço baixo é constituído pelas zonas retrabalhada e reliquiar, enquanto a planície é formada principalmente por depósitos da zona da bacia de inundação.

O rio Ivaí possui também área expressiva de depósitos distribuídos como terraço médio, baixo e planície. O terraço médio é bem marcado pela presença de dales. O terraço baixo é pouco expressivo. A planície é bastante ampla, com a zona da bacia de inundação bem desenvolvida, a zona de paleobarras pouco expressiva e a zona de leques assentada tanto sobre o terraço baixo como sobre a planície.

O rio Ivinheima corta uma área com amplo desenvolvimento do terraço médio, porém as formas desenvolvidas por ele próprio são pouco expressivas. Tanto em seu curso médio, como no baixo, apresenta apenas barras em pontal pouco desenvolvidas. O único local em que tais formas apresentam maior expressão é no ponto em que o rio faz uma inflexão de 90 graus e passa a correr em curso paralelo ao do rio Paraná. Todo seu baixo curso, assim como os cursos do rio Baía e canal de Curutuba que estão interligados, apresentam-se com forte tendência ao aprofundamento de leito; todos esses canais possuem dique marginal inexpressivo e não apresentam barras em seu curso.

Os pequenos afluentes exibem ampla planície fluvial disposta em dois níveis. O nível superior ocorre até 2 m acima do inferior e é o mais expressivo em área. Em geral essas formas são bem definidas nas áreas do terraço alto e médio, mas alguns rios possuem seus depósitos bem evidenciados em meio ao terraço baixo e planície o rio Paraná, como é o caso do rio Amambai, que exhibe dois níveis bem marcados de depósitos de barras em pontal (Fotografia 5.31).

FOTOGRAFIA 5.31 - Feições morfológicas dos depósitos do rio Amabaí (MS). com barras em pontal e meandros abandonados. Fotografia aérea 1:25.000 - a jusante de Porto Caiuá (MS).

5.2.7. VARIAÇÕES LONGITUDINAIS DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS

Os depósitos fluviais do rio Paraná apresentam variação longitudinal ao longo do segmento estudado com relação a sua distribuição, altitude, largura da área de deposição, espessura, aprofundamento da calha à época da deposição, e faciologia.

As variações com respeito à distribuição em área podem ser observadas nos mapas geológicos dos Anexos 1 a 3, enquanto os demais parâmetros serão discutidos no texto a seguir. Os dados de altitude utilizados são oriundos de perfis topográficos e mapas planialtimétricos elaborados pela ELETROSUL e CESP; em todos os casos de citação de valores da cota dos depósitos foi utilizado o topo deles como referência e em alguns casos utilizou-se também dos valores de sua base. Os valores de espessura máxima foram obtidos a partir de dados disponíveis nas proximidades dos perfis; apenas em Porto Primavera e Porto Camargo eles são oriundos de dados coletados em toda a seção dos depósitos. O aprofundamento máximo da calha foi calculado pela diferença de altitude entre a base de um determinado depósito e o topo da vertente à qual ele está confinado; no caso de valores diferentes para as duas margens, foi utilizada a diferença menor. As informações a respeito da largura de barras emersas foram obtidas a partir de fotografias aéreas na escala 1:25.000, obtidas em julho de 1970, quando o rio estava com débito baixo. A seguir serão apresentados os dados a respeito dos depósitos, com exceção daqueles situados no terraço alto, visto que as informações a seu respeito são insuficientes. Os valores em quilômetros indicados nas figuras 5.26 a 5.31 e no texto referem-se à distância de Porto Primavera.

Os terraços médio e baixo possuem a associação faciológica Tm1 ou Tb1 como depósito comum. Considerando os valores de altitude de seu topo ou de sua base (Figura 5.26), observa-se que, de Porto Primavera até a região do médio rio Ivinheima (bloco Nova Andradina), o cascalho está disposto com mergulho aparente para montante, com razão de 1 m/km, passando a mergulhar para jusante nos blocos Ivinheima e Naviraí

(respectivamente 12,5 e 15,8 cm/km).

Os valores de espessura não apresentam tendência de variação para qualquer dos dois sentidos, visto que os valores regionais, compreendidos entre 1,5 e 4,5 m, são equivalentes aos observados em afloramento ou em seções transversais.

Os valores de largura preservada mostram uma relação direta com o aumento de altitude, enquanto que os de aprofundamento da calha mostram uma clara relação inversa, provavelmente em função dos processos erosivos posteriores à sua sedimentação. A relação entre largura e aprofundamento preservados tem seu menor valor em Porto Primavera, onde situa-se próximo a 87:1, embora a 59 km a jusante esteja situado a 931:1, que é o maior valor obtido. As observações a respeito de variações da fácies ainda que insuficientes mostram uma tendência a aumento da espessura das camadas de seixos para jusante, assim como de um predomínio destes sobre as lentes de areia.

O topo do terraço médio apresenta um comportamento similar ao apresentado pela associação Tm1=Tb1, mostrando um declive para jusante de cerca de 9,5 cm/km no bloco Ivinheima, um desnível de 6 m nos limites dos blocos Ivinheima e Nova Andradina (243 para 25 m respectivamente) e de 3 m entre o primeiro e o bloco Loanda (230 e 242 m respectivamente).

As partes mais altas do terraço baixo (topo da zona reliquiar) mostram inclinação para jusante com valores de 4,5 cm/km no bloco Nova Andradina, e 11,5 cm/km no bloco Ivinheima, enquanto as suas partes mais baixas (topo dos canais da zona retrabalhada, associação Tb3), apesar de estarem inclinadas a jusante, apresentam declives mais fortes, com valores de 9,1 cm/km no bloco Nova Andradina e 13,1 cm/km nos blocos Ivinheima e Naviraí (Figura 5.27).

A associação faciológica Tb3 apresenta expressão bem menor que a dos cascalhos da associação Tm1, como pode ser observado na Figura 5.27. A análise das informações mostradas na referida figura mostra um aumento da largura de canais individuais para jusante dentro dos blocos tectônicos, uma

diminuição da largura preservada no bloco Nova Andradina e um aumento no bloco Ivinheima, enquanto o aprofundamento mostra um decréscimo sistemático. A relação entre a largura e o aprofundamento é no mínimo de 1.000:1 em Guaíra e 383:1 em Porto Primavera, se considerarmos a largura total preservada, e de 175:1 (Guaíra), 75:1 (rio Ivinheima) e de 50:1 (Porto Primavera), se considerarmos o maior canal preservado.

Os depósitos de seixos da base da planície fluvial (associação faciológica P1) mostram declividade quase linear para jusante a uma razão de 14,5 cm/km para a base e 12,3 cm/km para o topo, acompanhando a variação da espessura máxima de 2,2 m em Porto Primavera e 4.6 m em Porto Camargo (ilha dos Bandeirantes), embora a espessura máxima dos depósitos situados sob o canal apresentem ligeira redução para jusante (Figura 5.28).

Os valores de aprofundamento da calha aparentemente aumentam para jusante, mas a pequena precisão das informações não permite uma afirmação segura; enquanto que os valores de largura preservada não mostram padrão claro, a não ser pelos maiores valores apresentados nos perfis no km 29 (foz do rio Paranapanema), km 66 (provável foz do rio Ivinheima à época da sedimentação da cascalheira) e no km 138 (foz do rio Ivaí). A relação entre largura e aprofundamento tem seus valores mais confiáveis em Porto Primavera (471:1) e em Porto Camargo (283:1). No primeiro local os sedimentos são arenosos, com lentes de seixos de até 0,8 m, enquanto na segunda localidade a proporção entre seixos e areia é igual, e as camadas seixosas chegam a 4 m de espessura (Figura 5.15).

Os depósitos da associação P2 possuem sua base disposta em uma curva suavemente convexa entre Porto Primavera e a ilha dos Bandeirantes; na parte montante a declividade é menor, cerca de 5,9 cm/km e a jusante torna-se progressivamente maior, chegando a 22,2 cm/km entre o médio curso do rio Ivinheima (km 66) e Porto Camargo (km 138) (Figura 5.29). A superfície que passa pelo topo das formas mostra disposição diferente, já que

ALTITUDES MÍNIMAS DE TOPO E BASE

FIGURA 5.28 VARIAÇÕES LONGITUDINAIS DE PARÂMETROS DA ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA P1

ALTITUDE DO TOPO E BASE

FIGURA 5.29 VARIAÇÕES LONGITUDINAIS DE PARÂMETROS DA ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA P₂

se dispõe em um plano com declividade de 6,1 cm/km, com valores locais ligeiramente mais elevados do que essa média (bloco Nova Andradina) e valores ligeiramente inferiores (bloco Ivinheima).

Os valores de espessura mostram uma tendência a tornarem-se maiores para jusante, apresentando pequena variação na parte mais a montante e forte incremento no bloco Naviraí. As dimensões das paleobarras aflorantes tendem a diminuir para jusante, apresentando-se encobertas entre os quilômetros 89 (a jusante do médio Ivinheima) e 109 (a montante da foz do rio Laranjái) que compreende grande parte do bloco Ivinheima; ocorrem na superfície novamente a partir da ilha dos Bandeirantes e em parte da ilha Grande (km 164), intervalo no qual as formas também são menores para jusante. As dimensões da zona de paleobarras acompanham perfeitamente o padrão descrito para as barras individuais.

O aprofundamento da calha acompanha o comportamento da espessura, mostrando valores próximos ao dobro desta, com exceção para Porto Primavera. A relação entre largura e aprofundamento em geral diminui para jusante, passando de 555:1 em Porto Primavera para 107:1 no km 59 e de 350:1 no km 66 (rio Ivinheima) para 71:1 na ilha dos Bandeirantes. Os sedimentos que ocorrem em Porto Primavera são constituídos por areia média a areia fina em proporções semelhantes, enquanto em Porto Camargo a areia média domina sobre a areia fina, podendo inclusive ocorrer depósitos de areia grossa (Figura 5.16).

Os depósitos das associações faciológicas P4 e P5, que constituem a zona de diques e canais, apresentam três regiões com diferentes declividades (Figura 5.30). Na porção a montante, entre Porto Primavera e o km 77 (bloco Nova Andradina e limite norte do bloco Ivinheima, a declividade varia de 6,5 cm/km (diques) para 5,2 cm/km (canais); entre os quilômetros 89 e 138 (blocos Ivinheima e Naviraí) a declividade é baixa, com o topo dos diques próximos a horizontal e o topo dos canais com 2 cm/km; por fim, entre os quilômetros 164 e 225 (bloco Umuarama) a declividade é a mais alta, com valores entre 11,5 cm/km (diques) e 9,8 cm/km (canais).

ALTITUDE DO TOPO DOS DIQUES E CANAIS

FIG. 5.30 VARIAÇÕES LONGITUDINAIS DE PARÂMETROS DAS ASSOCIAÇÕES FACIÓLOGICAS P₄ e P₅

As variações de espessura dos depósitos de diques ao longo do trecho estudado não são significativas para estabelecimento de um padrão, em parte pela falta de dados em grande parte dos pontos, e em parte porque as variações apresentadas podem ocorrer em margens diferentes de uma mesma secção transversal, como apresentado na figura 5.20. A largura da faixa de ocorrência dos depósitos apresenta uma boa relação com os locais em que o canal está ramificado, ocorrendo com pequena extensão onde o rio tem canal único ou apenas pequenas ilhas (entre Porto Primavera e Porto São José) e alargando-se onde há grandes conjuntos de ilhas.

O aprofundamento da calha mostra clara tendência de aumento para jusante. As variações faciológicas não são significativas no sentido longitudinal, mas são bem marcadas no sentido transversal; a granulação dos sedimentos e a espessura das camadas é maior nas proximidades da margem, e diminui conforme aumenta a distância em relação ao canal, à medida que o número de camadas aumenta, passando de 3 a 5 para conjuntos de mais de 10.

Alguns parâmetros do canal do rio Paraná e de suas barras estão apresentados na figura 5.31. De acordo com as altitudes apresentadas, o fundo do canal está disposto em uma curva convexa com declividade de 5,9 cm/km a montante, e 20,1 cm/km a jusante, enquanto a profundidade máxima apresenta três trechos onde ocorre aumento. O segmento a montante (entre Porto Primavera e o km 77) mostra variação de 14 para 15 m; o trecho médio (entre o km 89 e a ilha dos Bandeirantes) apresenta profundidade próxima a 11 m na sua parte alta, e 17 m na parte mais baixa, enquanto que no segmento a jusante a profundidade chega a 23 m em Guaira. A largura do rio apresenta ligeira tendência de aumento para montante, mas seu maior valor ocorre no km 89 (3,4 km), onde a profundidade é a menor de todo o segmento estudado. As relações entre largura e profundidade apresentam seu menor valor na ilha dos Bandeirantes, onde situa-se próxima a 94:1, enquanto o maior valor ocorre no km 89, onde a razão é de 309:1.

As barras apresentam aumento de espessura para jusante e variações significativas da largura da área emersa, com máximos no km 109 e em Guaira, locais em que a frequência de barras é também maior. Em todo o segmento a montante da ilha dos Bandeirantes as barras ocorrem principalmente como formas simples; no entanto, na porção a jusante as formas complexas tornam-se mais comuns e melhor desenvolvidas.

CAPÍTULO 6

ESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS DA CALHA DO RIO PARANÁ

As relações estratigráficas entre os diversos depósitos da calha do rio Paraná serão apresentadas de forma informal dentro dos critérios de classificação litoestratigráfica, morfoestratigráfica e genética. As informações que podem vir a possibilitar um zoneamento bioestratigráfico e um adequado ordenamento cronoestratigráfico ainda estão em pesquisa, sendo objeto de estudo de Jabur (em andamento) e Stevaux (em andamento).

6.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A abordagem efetuada no capítulo anterior, ao longo do Item 5.2, apresenta uma sucessão estratigráfica que permite estabelecer uma idéia da ordenação dos depósitos. O propósito da abordagem litoestratigráfica é propor a utilização de unidades de mapeamento geológico que podem ser utilizadas para a cartografia, não só no trecho estudado, mas de outros segmentos do rio Paraná.

A descrição geológica anteriormente apresentada permite definir cinco unidades de mapeamento para os depósitos, que foram designadas por Unidade Taquaraçu, Unidade Porto Peroba, Unidade rio Ivinheima, Unidade Córrego Baile e Unidade dos Depósitos de Fundo do Vale. Todas elas estão relacionadas aos terraços médio e baixo e à planície fluvial; os depósitos associados ao terraço alto não estão incluídos nessa classificação porque eles não foram mapeados. A distribuição das unidades encontra-se nos Anexos 1, 2 e 3 e sua estratigrafia está resumida na coluna da Figura 6.1.

A unidade Taquaraçu compreende os depósitos que ocorrem no terraço médio (as associações faciologicas Tm1, Tm2, Tm3) e

FIGURA 6.1 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS DA CALHA DO RIO PARANÁ

parte dos depósitos do terraço baixo (as associações Tb1 e Tb2). As relações entre a associação Tm1 e Tm2 são de discordância erosiva e entre Tm2 e Tm3 são parcialmente concordantes.

A unidade Porto Peroba é constituída pelos depósitos da associação faciológica Tb3, da zona retrabalhada do terraço baixo. A área cartografada representa uma região de domínio de seus depósitos na superfície onde existem frequentes núcleos de afloramentos da unidade anterior, conforme discutidos no item 5.2.3, ilustrado pela Fotografia 5.10 e Figura 5.12.

A unidade rio Ivinheima compreende todos os depósitos da planície fluvial, ou seja, as associações faciológicas P1 a P5. As relações de contato entre as diversas associações encontram-se discutidas no item 5.2.4; os contatos erosivos são frequentes em quase todas as combinações, mas há interdigitação entre as associação P3 e P4, e passagens abruptas entre P1 e P2 e P2 e P3, aparentemente em concordância.

A Unidade Córrego Baile é constituída pelos depósitos associados à zona de leques, ou seja, aqueles da associação faciológica Tm4. Aparentemente, seus depósitos possuem diferentes idades; os mais recentes desenvolvem-se sobre as três unidades já descritas, e os mais antigos ocorrem apenas sobre as duas primeiras, porém a relação de idade entre eles ainda não é clara.

A unidade dos depósitos de fundo de vale compreende os depósitos da planície fluvial dos afluentes do rio Paraná. Esse conjunto é nitidamente discordante em relação às unidades Taquaruçu e Porto Peroba; seus depósitos mais antigos estão cortados pela unidade rio Ivinheima e os mais novos estão superimpostos a ela; apresenta continuidade lateral com a Unidade Córrego Baile, às vezes interrompida por contatos erosivos.

6.2. CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DA MORFOESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS DO RIO PARANÁ

A abordagem efetuada para a descrição dos depósitos

sedimentares, onde foram descritos três níveis de terraços e a planície, constitui uma classificação morfoestratigráfica, já que estas formas representam um corpo de rochas reconhecido primeiramente pela forma com que se apresenta no terreno. A Figura 6.2 apresenta as unidades morfoestratigráficas reconhecidas ao nível de abordagem efetuado, e sua relação com as unidades propostas por BIGARELLA et al. (1965) e BIGARELLA & MAZUCHOVSKI (1985).

Dentre as unidades apresentadas o terraço alto e o terraço médio compreendem um conjunto de depósitos fluviais (cascalheiras da geração quartzítica e calcedônia respectivamente) cobertos por espessos depósitos coluviais (associação faciológica Ta2 e Tm2). Aparentemente, tais depósitos coluvionares correspondem aos pedimentos desenvolvidos durante a evolução da superfície Beira-Rio (ou Pd0=P2) e do pedimento P1, correspondendo a terraços de ambos (terraço alto=TPd0 e terraço médio=Tp1).

O terraço baixo corresponde a uma forma em parte erosiva, entalhada sobre o terraço médio, e em parte com registro sedimentar (associação faciológica Tb3). É possível que os depósitos arenosos dessa associação sejam correlatos ao terraço de cascalho Tc2. Por sua vez, os depósitos seixosos da associação faciológica P1 (2º nível da geração calcedônia) podem corresponder ao terraço de cascalho Tc1.

Os depósitos da planície fluvial devem corresponder ao terraço de várzea; esta unidade morfoestratigráfica pode ser subdividida em três subunidades, a das paleobarras, a da bacia de inundação e a dos diques e canais, já descritas no item 5.2.4.

A zona dos leques (associação faciológica Tb3) é uma forma deposicional constituída por sedimentos coluviais e aluviais superposta aos demais níveis, como ocorre com a unidade Rc (rampa colúvio-aluvionar) e por isso é bastante factível a utilização desta designação para seus depósitos.

Os depósitos ativos do rio Paraná (as barras) constituem a planície de inundação atual (To), visto que são as únicas formas encobertas anualmente e sobre as quais desenvolvem-se os

depósitos de acreção vertical, típicos da planície de inundação.

6.3. SEQUÊNCIAS E MODELOS DEPOSICIONAIS DOS DEPÓSITOS DA CALHA DO RIO PARANÁ.

As associações faciológicas descritas representam sequências de fácies que podem ser interpretadas como fluviais e coluviais. Nestes termos, as associações podem ser distinguidas em quatro sequências fluviais e três sequências colúvio-aluviais. O fato de que tais sequências encontram-se separadas por discordâncias, poderia levar à consideração de que pudessem representar "sequências de quarta ordem", no conceito de VAIL et al. (1977); entretanto, não é possível uma relação segura entre elas e as variações do nível do mar, o que torna temerária tal classificação.

6.3.1 SEQUÊNCIA FLUVIAL A (SFa)

A sequência fluvial A (SFa) compreende os depósitos seixosos do terraço alto, associação faciológica Ta1, descritos no item 5.2.1. A associação faciológica referida é constituída por fácies Gm (seixos com estrutura maciça), Gp (seixos com estratificação cruzada planar) e fácies St (areia com estratificação cruzada acanalada).

As referências bibliográficas a respeito destes depósitos atribuem sua origem a deposição em rios entrelaçados (FULFARO, 1974), ou em uma calha sujeita a fluxos torrenciais (NOGUEIRA Jr., 1988). Os modelos faciológicos existentes para depósitos seixosos estão relacionados a depósitos de leques proximais e distais; de rios e planícies entrelaçados até mesmo em rios meandantes (RUST, 1978; MIAL, 1985). Entretanto, a não ocorrência de cascalho com seixos suportados pela matriz (fácies Gms) não permite sua caracterização dentro do modelo Trollheim, de leques proximais (MIAL, 1978b), que é dominado por fluxo de detritos. Por outro lado, os rios meandantes seixosos como o

Endrick na Escócia, o Amite e o Colorado nos Estados Unidos apresentam ciclos de granodecrescência ascendente até silte e argila, e os depósitos finos representam um a dois terços dos sedimentos preservados, de acordo com RUST (1978); além disso, o modelo 4 de MIALl (1985) para esse tipo de rio prevê a ocorrência frequente de depósitos de acresção lateral.

A associação faciológica (Gm, Gp, St) é característica de barras longitudinais (Gm), barras transversais seixosas (Gp) e de depósitos de períodos de água baixa (St). O domínio de fácies Gm indica que as principais formas à época da deposição eram barras longitudinais, o que torna possível a comparação desses depósitos como os do tipo SCOTT de MIALl (1977). Este modelo descreve depósitos de leques e de rios entrelaçados, e segundo RUST (op. cit.) a diferença entre ambos é feita pela forma e pela rápida troca de fácies encontrada nos leques. Neste caso os depósitos devem ser de rios entrelaçados, uma vez que não há variação forte nem no intervalo estudado, tampouco no trecho estudado por FULFARO (1974).

O evento responsável por essa sequência foi considerado por NOGUEIRA Jr. (1988) como o episódio em que a calha do rio Paraná foi escavada. Essa idéia tem apoio anterior nos modelos de sedimentação das cascalheiras propostos por FULFARO (1974) e na evolução da superfície PdO de JUSTUS (1985) e BIGARELLA & MAZUCHOWSKI (1985) que teria se desenvolvido ao longo dos rios Paraná e Ivaí, principalmente.

6.3.2. SEQUÊNCIA FLUVIAL B (SFb)

A sequência fluvial B (SFb), à semelhança da anterior, é constituída basicamente por termos seixosos, embora com maior participação de fácies arenosas. Neste caso, os depósitos resultantes são aqueles designados por associação faciológica Tm1=Tb1, onde é possível reconhecer as fácies Gp, Sp, St e Gm como as principais, conforme descrito no item 5.2.2 e ilustrado na Figura 5.11.

A distribuição da associação Tm1 está ilustrada na

Figura 6.3, onde é possível observar uma clara relação deles com o traçado da rede de drenagem principal, e uma limitação da principal área de afloramento à metade montante do segmento estudado, embora sua ocorrência próximo a Guaira indique que houve sedimentação em todo o trecho.

As informações a respeito das características da antiga calha indica um forte aprofundamento na antiga superfície deposicional, com valores entre 29 e 40 m (Figura 5.26). Sua largura também era considerável, já que os depósitos ocorrem hoje com extensão lateral de 3,5 a 27 km (mesma figura); se considerarmos apenas o trecho a montante do rio Ivaí, verificamos que a largura total, incluído o trecho hoje cortado pelo rio Paraná, chega a 20 km (Figura 6.3). A espessura dos depósitos pode informar a respeito da profundidade da calha, cujas águas não deveriam ultrapassar 4 m (espessura máxima dos depósitos, Figura 5.26) quando em vazante. Infelizmente não há dados suficientes para a determinação da profundidade a margens plenas, porém certamente ela seria inferior aos 29 m do aprofundamento do vale. Considerando então os 20 km de largura no trecho mencionado e o aprofundamento de 30 m no mesmo local, estabelecemos uma razão largura/profundidade certamente superior a 660.

A paleodeclividade da calha responsável por estes depósitos não pode ser estabelecida precisamente uma vez que eles se encontram tectonicamente deslocados. Porém, a diferença entre a cota de sua base para a cota da base dos depósitos da associação Tal (sequência fluvial A) entre Porto Primavera (248-230) e na região a montante do rio Ivaí, km 109 da Figura 26 (293-232), compatível para rios entrelaçados seixosos. Tal consideração ainda é prematura, uma vez que não são conhecidos os movimentos tectônicos entre ambos os eventos deposicionais.

As fácies que ocorrem nos depósitos podem ser enquadradas dentro do modelo Donjek para rios entrelaçados, de acordo com os parâmetros apresentados nas Tabelas 3.7 e 3.8. A distribuição dos corpos seixosos em lentes convexas interdigitadas com areia seixosa e áreas de domínio de camadas de areia, quase sem níveis seixosos, permite que se admita a

FIGURA 6.3 ÁREA DE OCORRÊNCIA DA SEQUÊNCIA FLUVIAL B

existência de barras transversais seixosas (fácies Gp) e barras longitudinais (fácies Sp) e dunas (fácies St) em outras partes, caracterizando diferenças de nível dentro do antigo curso, típica do referido modelo. Além disso, a ocorrência de ciclos de granodecrescência ascendente encerrados por depósitos argilosos (FULFARO, 1974) também é típica do padrão. Se considerarmos sob o ponto de vista de MIALl (1985), os elementos GB (barras de seixos), SB (barras arenosas) e OF (depósitos de transbordamento) característico de seu modelo 3 (Figura 3.5), correspondem respectivamente às barras longitudinais e transversais seixosas, às barras transversais e aos depósitos argilosos.

Os depósitos relacionados a este ciclo ocorrem em um paleocanal (quinta ordem no conceito de MIALl (op. cit.) cuja relação com o curso do rio Paraná é inegável. Apesar de os depósitos da sequência SFa estarem relacionados a uma bacia de drenagem semelhante à atual, o episódio da sequência SFb deve ser o responsável pela configuração da calha atual, pois todos os demais eventos que se seguem desenvolveram-se nos limites impostos pelo evento aqui discutido.

6.3.2. SEQUÊNCIA FLUVIAL C (SFc)

A sequência fluvial C (SFc) é representada pelos depósitos da associação faciológica Tb3, ou pela unidade Porto Peroba, e tem registro sedimentar pouco expressivo em área (Figura 6.4) e espessura de sedimentos. Os sedimentos observados a montante, na área de Porto Primavera, permitem identificar as fácies Sp (areia com estratificação cruzada tabular) e St (areia com estratificação cruzada acanalada), além de Sm (areia maciça) e Fm (argila arenosa maciça). A observação dos depósitos em fotografias aéreas (Fotografia 5.10, Figura 5.12) indica que, ao menos na parte hoje preservada, a faixa ocupada pela calha era consideravelmente larga, onde o rio estava disposto em inúmeros canais separados por ilhas constituídas por depósitos mais antigos.

A calha fluvial à época da deposição deveria exceder 13 km de largura, com canais de até 800 m, se considerarmos a largura máxima da faixa preservada e a maior largura de canal preservado (Figura 5.27). A profundidade dos canais não deveria exceder os 4 m que os depósitos chegam a apresentar; a profundidade em débito de margens plenas certamente era inferior a 6 m, se considerarmos o maior aprofundamento (Figura 5.27).

A relação largura/profundidade para os canais individuais certamente era maior que 50:1, se considerarmos o limite de 6 m para a profundidade máxima e o menor valor de canal principal preservado (300 m); entretanto, se considerarmos as diversas seções da figura 5.27, os valores podem superar 400:1. Por outro lado, se considerarmos que em profundidade de margens plenas as ilhas estariam encobertas, podemos considerar valores significativamente mais altos para a relação largura/profundidade de toda a calha, com valores mínimos de 383:1 em Porto Primavera e 3.000:1 a montante do rio Ivinheima (km 45 da figura 5.27).

O declividade apresentada hoje pelos depósitos possui valores próximos a 20,9 cm/km em média (Figura 5.27). Se for considerada a diferença entre esse valor e aquele apresentado pelo topo dos canais reliquiais da planície (associação P4), obtém-se um valor de 5,4 cm/km. É provável que o valor da declividade da calha à época de sedimentação da sequência SFC esteja situado entre ambos os valores mencionados. A associação faciológica observada (fácies Sp, St, Sm e Fm no topo), embora careça de maior detalhamento, uma vez que os registros obtidos em Porto Primavera, no rio Ivinheima e no rio Amambai deixam uma ampla área sem estudo, permite, a priori, comparar esse conjunto com as fácies observadas no rio Brahmaputra (Tabela 3.7). Da mesma forma, a largura e profundidade a margens plenas e o gradiente são comparáveis ao rio mencionado (Tabelas 3.6 e 3.7). Desta forma, os depósitos da sequência SFC podem ser comparados àqueles do modelo Platte de MIALL (1977) (Tabela 3.8, Figura 3.3), seja por suas características morfológicas (rios largos e rasos, com baixo gradiente), seja pela associação faciológica.

O evento responsável pela sedimentação desse conjunto

aparentemente não teve pleno desenvolvimento, visto que os depósitos do terraço médio não foram totalmente removidos no processo, tendo sido preservadas inúmeras áreas insulares compostas por colúvio (áreas altas da Figura 5.12), e principalmente a pequena espessura desses depósitos. Provavelmente o evento encontrava-se ainda em processo de escavação quando foi interrompido, seja pelo abandono dos canais, já que pode ter havido continuidade no que hoje é a planície de inundação e o canal ativo, seja por força de um evento tectônico ou climático. De qualquer forma os registros preservados mostram que a essa época houve considerável rebaixamento do terraço médio e a formação de uma calha que pode ser considerada como de quarta ordem no conjunto sedimentar do rio Paraná, no conceito de elemento de canal de MIALL (1985).

Os eventos erosivos e deposicionais atuantes durante o desenvolvimento da sequência fluvial C são atribuídos por NOGUEIRA Jr. (1988) ao "estágio 3". Nesse estágio, o referido autor atribui padrão entrelaçado ao canal, e considera que em seus canais depositam-se areias com cascalho esparsos, e em suas barras sedimentam-se areias com argila no topo.

6.3.4. SEQUÊNCIA FLUVIAL D (SFd)

A sequência fluvial D (SFd) compreende os depósitos das associações P1 a P5, da planície fluvial (unidade rio Ivinheima) e os depósitos do leito do rio, cujas descrições encontram-se no item 5.2.4. e cuja distribuição está na Figura 6.5. As diversas associações faciológicas que a compõem podem ser consideradas como tratos deposicionais distintos, separados por discórdancias locais, mas com continuidade em parte do registro. Nesse conjunto podem ser distinguidos quatro tratos deposicionais, cada qual com características sedimentares diversas. A sequência completa registra as diversas trocas de padrão efetuadas pelo canal, em função de ajustes realizados como resposta a modificações de parâmetros tectônicos e climáticos.

6.3.4.1. TRATO DEPOSICIONAL DA ASSOCIAÇÃO P1

A descrição da associação P1 permite a identificação de fácies Sp (areia seixosa com estratificação cruzada), Gm (seixos com estrutura maciça), Gp (seixos com estratificação cruzada tabular) e St (areia com estratificação cruzada acanalada), além de fácies Fm (níveis argilosos maciços) de ocorrência mais rara, em ciclos de granodecrescência ascendente.

As fácies seixosas aumentam em relação às arenosas no sentido de jusante (Figura 5.15), assim como a espessura dos depósitos situados abaixo do que hoje é a planície fluvial; a espessura mostra também variação lateral, aumentando na área em que hoje está instalado o canal. Os dados de declividade indicam um valor médio próximo a 14 cm/km para a base dos depósitos e de 12 cm/km para o topo (Figura 5.28). As relações entre largura e profundidade não puderam ser calculadas com precisão, mas seguramente seus valores são superiores a 280:1, podendo mesmo terem sido superiores a 470:1, considerando-se os valores obtidos em Porto Camargo em Porto Primavera (Item 5.2.7).

A associação faciológica e a configuração de dois níveis deposicionais distintos permite comparar esses depósitos aos de rios entrelaçados do tipo Donjek, embora os valores de declividade sejam bastante inferiores àqueles apresentados pelos rios deste padrão. Se considerarmos os elementos de arquitetura, pode-se admitir que as fácies Gm e Gt compunham barras longitudinais (elementos GB) e as fácies Sp e St formavam barras transversais (elementos SB), enquanto a fácies Fm compunha depósitos de acresção vertical sobre as barras (elementos OF); tais elementos e a dominância das fácies arenosas no nível mais alto (na atual área da planície) configuram o modelo 3 de MIALL (1985) (Figura 3.4).

Duas questões podem ser levantadas a respeito da comparação, como o modelo Donjek (ou modelo 3), em primeiro lugar, a baixa declividade dos depósitos da associação P1 com relação ao referido modelo, e o aumento da espessura e quantidade de níveis seixosos para jusante.

Com relação à declividade, que deve refletir o gradiente

do antigo curso, verifica-se que os demais modelos seixosos para rios entrelaçados possuem também altos gradientes. A alternativa de comparar com o modelo de rios meandantes seixosos é limitada pela pequena ocorrência de fácies Fm (de depósitos de inundação). É possível que, em função de uma profundidade de canal em margens plenas, maior que as apresentadas pelos rios Donjek e Durance (3 m e 6 m respectivamente, Tabela 3.6) como indicado pelos valores de aprofundamento da calha (Figura 5.28), o rio pudesse transportar seixos nas cheias. Se essa consideração for verdadeira, os ciclos de afinamento de seixos e areia poderiam ser explicados como deposição em períodos de inundação; dessa forma os seixos seriam depositados no início de abaixamento das águas e os termos arenosos mais finos, no seu final.

O problema de ocorrer maior quantidade de fácies grosseiras a jusante não está relacionado ao modelo aqui adotado, mais a quaisquer modelos fluviais, uma vez que o tamanho dos sedimentos diminui de montante para jusante, a não ser que haja mudança de área fonte. É bem provável que a contribuição dos antigos rios Paranapanema, Ivinheima e Ivaí seja responsável pela maior quantidade de seixos encontrada na região da Ilha dos Bandeirantes.

6.3.4.2. TRATO DEPOSICIONAL DA ASSOCIAÇÃO P2

Os depósitos da associação P2 ocorrem como formas lenticulares de topo convexo e base plana composta por fácies St (areia fina com estratificação cruzada acanalada) superpostas a uma camada contínua constituída por fácies Sp (areia média a grossa com estratificação cruzada tabular); junto a essas formas ocorrem lentes de fácies Fm (argila orgânica maciça), conforme ilustrado na figura 5.16.

A espessura dos depósitos apresenta tendência de aumento para jusante (Figura 5.29), passando de 7 m em Porto Primavera para cerca de 15 m na ilha dos Bandeirantes. É provável que isso ocorra como forma de ajuste no canal de uma situação inicial de

gradiente mais alto (cerca de 14 cm/km na base) para um valor mais baixo (cerca de 6 cm/km no topo). O ajuste do gradiente do leito móvel do canal pode ser resposta a uma diminuição da profundidade, já que, se fosse devido à modificação de fornecimento de carga, as condições anteriores (Associação P1) manteriam a deposição de cascalho. Outra possibilidade seria a redução do gradiente por evento tectônico; essa situação explicaria o baixo gradiente da associação P1, mas certamente teria afetado também a associação Tb3.

As relações entre a largura preservada da faixa de ocorrência e o aprofundamento dão idéia da relação largura/profundidade à época da deposição. Aparentemente, a diminuição da referida relação de 550:1 em Porto Primavera para 71:1 na ilha dos Bandeirantes não é devida à redução da área preservada por posterior erosão, visto que o aprofundamento da calha aumenta à medida que a largura diminui. É bastante provável que em Porto Primavera a calha era mais larga e mais rasa, enquanto na ilha dos Bandeirantes era mais estreita e profunda; ainda assim os valores de largura/profundidade deveriam ser muito maiores que os apresentados se considerarmos a largura hoje ocupada pelo rio Paraná.

As formas apresentadas pela zona de paleobarras (Figuras 5.14 e 5.16, Fotografia 5.12) mostram a geometria de corpos de areia compostos por fácies St, dispostos em unidades menores (formas com centenas de metros de largura e até 1 km de extensão) amalgamadas em formas maiores (com mais de 1 km de largura, por vários quilômetros de extensão). Todos esses corpos estão assentados sobre uma camada com topo com amplas ondulações, compostas por fácies Sp, além de apresentarem intercalações de corpos argilosos (Facies Fm). Situação similar a essa foi descrita por RUST (1981) para os depósitos entrelaçados reliquiais do Cooper's creek no que diz respeito à geometria dos corpos arenosos, e a frequente sequência Sp --> St --> Fm é similar àquela do modelo Platte (MIALL, 1978). As formas descritas podem ser consideradas como barras longóides isoladas e amalgamadas em cujo topo desenvolveram-se dunas e depósitos de inundação restritos, configurando assim as

macroformas do tipo Platte (MIALL, 1985), que representam elementos SB característicos do modelo 9 do referido autor.

Na época da deposição é bem provável que o rio apresentasse grande similaridade com o rio Brahmaputra, que é considerado um rio do tipo "Platte" com águas relativamente profundas. A montante, deveria ter maior quantidade de barras expostas, já que a profundidade era menor, e para jusante é provável que o padrão entrelaçado só se tornasse visível em águas baixas.

6.3.4.3. TRATO DEPOSICIONAL DAS ASSOCIAÇÕES P3, P4 e P5

As associações faciologicas P3, P4 e P5 representam respectivamente os depósitos de planície de inundação, canal e dique marginal. Os depósitos de canal são constituídos por fácies St (areia média e areia fina com estratificação cruzada acanalada), dispostos em corpos com sinuosidade entre 1,1, e 1,8, com relação largura/profundidade entre 5:1 e 10:1, podendo excepcionalmente chegar a 30:1; sua declividade média é de 8,4 cm/km, mas em diferentes segmentos está compreendida entre 2 e 12 cm/km.

Os diques são compostos pelas fácies Sb (areia fina maciça com marcas de bioturbação), Ss (areia fina com estratificação sigmoidal), Sr (areia com marcas onduladas cavalgantes) e Fm (argila maciça). Com frequência são mais espessos que os depósitos do canal aos quais estão associados, pelo menos duas vezes mais largos e apresentam declividade semelhante.

A planície de inundação é constituída principalmente por fácies finas: Fm (argila maciça), Fo (argila orgânica) e Fl (argila ou silte laminados), com declividade do topo similar àquela apresentada pelas outras duas fácies, porém ligeiramente mais acentuada na porção a montante, assim como sua espessura é mais reduzida em Porto Primavera. As relações de sua largura com a do complexo de diques e canais variam entre 1:1 e 15:1.

As relações espaciais entre os corpos demonstram

considerável estabilidade do canal, já que os depósitos são lenticulares e os diques marginais encontram-se preservados; e indicam uma sedimentação por acresção vertical, já que os canais chegam apenas a 3 m de espessura máxima, enquanto os diques chegam a 7 m e a planície acumula mais de 6 m de sedimentos finos.

As associações faciológicas, a presença de elementos de arquitetura SB (no canal) e OF (diques e planície de inundação), as relações de largura/profundidade, a baixa declividade e a rede interligada de canais que se observa em fotografias aéreas permitem considerar esses depósitos como fruto de um sistema fluvial anastomosado, possivelmente do tipo rico em argila (GALLOWAY, 1983), conforme descrito no item 3.2.2 e ilustrado na Figura 3.5.

A comparação com os rios Alexandra (SMITH, 1976; SMITH & SMITH, 1980) e Cooper's Creek (RUST, 1981) pode ser feita por meio de uma sucinta descrição destes cursos.

O rio Alexandra constitui um curso anastomosado com margens e ilhas vegetadas e estáveis, lagoas de inundação e áreas alagadiças, que se desenvolve em clima temperado e com muita vegetação. Os canais ocupam cerca de 20 % da planície, apresentam sinuosidade entre 1 e 2,5, com média em 1,51, suas larguras variam entre 4, 6 e 30 m e a relação profundidade/largura é de 8:1. Em suas planícies encontram-se acumulados pouco mais de 7 m de sedimentos, resultado de uma agridação de 30 m por 100 anos.

O Cooper's Creek, por sua vez, é um rio anastomosado de região semi-árida e pouco vegetada. Os canais ocupam cerca de 3 % da planície, possuem declividade de 1,75 cm/km e sinuosidade entre 1,61 e 1,75, embora apresente trechos retilíneos. Os diques marginais são descontínuos e a planície acumulada menos de 5 m de argila maciça com fendas de dissecação de até 2,4 m, e com crostas cimentadas (silcretes e ferricretes).

A comparação dos depósitos desse trato deposicional com relação aos parâmetros de gradiente, relação largura/profundidade e sinuosidade não permite uma clara distinção entre os dois tipos referidos. No entanto, as relações

entre o conjunto de diques e canais e a planície, que variam de 1:1 a montante para 15:1 a jusante, indicam que a relação entre canais e planície a montante é menor, e para jusante a área de canais possivelmente era inferior a 6 %.

Apesar de haver dominância por parte do conjunto argiloso e haver níveis com cimentação de hidróxido de ferro, estes depósitos são ricos em matéria orgânica, não apresentam gretas de contração profunda e o complexo de diques marginais é bem desenvolvido, o que não ocorre no Cooper's creek. Por outro lado, apesar de a relação canal/planície diferenciá-lo do rio Alexandra, a grande quantidade de raízes nas margens é comum a ambos os depósitos, assim como os diques marginais.

Os depósitos das associações P3, P4 e P5 apresentam algumas características semelhantes a ambos os rios citados, porém mostram outras que ocorrem apenas em um e em outro. Se considerarmos a diferença de porte entre este sistema fluvial e os outros dois, além de uma situação climática distinta, nem semi-árido a árido, nem temperado sob influência glacial, devemos concluir que o rio Paraná apresentava-se a essa época como um sistema anastomosado com características próprias.

6.3.4.4. TRATO DEPOSICIONAL DOS DEPÓSITOS ATIVOS

A designação de trato deposicional dos depósitos ativos é aplicada aos sedimentos imobilizados ou em processo de transporte sob as condições atuais. Neste conjunto são incluídos os depósitos do canal e aqueles encontrados nos sítios em que há sedimentação na planície.

O canal ativo do rio Paraná pode ser descrito como um rio multicanal ramificado, com pequenos trechos de canal único, com sinuosidade de 1,14, com declividade média de 13,8 cm/km e relação largura/profundidade superior a 100:1.

Com relação à multiplicidade de canais do rio, verifica-se que a montante da ilha dos Bandeirantes ele encontra-se dividido por ilhas, conjuntos de ilhas e barras, enquanto que a jusante há uma clara definição de dois canais múltiplos

principais, divididos por sua vez por ilhas, barras e complexos de barras.

As características de sinuosidade mostram que a calha apresenta um valor ainda menor do que o do canal, com cerca de 1,09, e se analisarmos os canais que ocorrem separando ilhas verificamos que estes apresentam valores maiores que aquelas do talvegue, como o índice de 1,36 para a sinuosidade do trecho que separa a ilha Japonesa da ilha Floresta. Verifica-se portanto uma redução do índice de sinuosidade para os elementos de maior ordem do canal.

A declividade do rio mostra acentuação para jusante, a partir de valores como 6,1 cm/km no trecho superior, entre Porto Primavera e a ilha Japonesa (entre os quilômetros 0 a 66 na figura 5.31), o rio passa a ter 12,5 cm/km entre esta ilha e a dos Bandeirantes e cerca de 20,1 cm/km entre esta última localidade e as proximidades de Guaira.

Em termos de relação de largura por profundidade máxima verificamos uma variação de 94:1 a 309:1, enquanto que nos trechos em que há dois canais definidos o mais profundo apresenta variação de 35:1 (Guaira) para 86:1 (ilha Japonesa) e o mais raso varia de 206:1 (Guaira) para 54:1 (ilha dos Bandeirantes) e 79:1 (ilha Japonesa). Se considerarmos os valores de profundidade média, as relações tornam-se pelo menos duas vezes maiores, já que seu valor nunca é maior que metade da profundidade máxima.

Com relação às características hidrológicas, os dados de vazão das estações fluviométricas de Porto São José e de Guaira estão apresentados nas Tabelas 6.1 e 6.2. De acordo com o apresentado, verifica-se que o débito máximo efetuado pelas águas confinadas no canal tem recorrência de 3,3 anos em Porto São José e de 4,6 anos em Guaira, enquanto a vazão de margens plenas, calculada pela recorrência de 1,58 ano, apresenta valores significativamente mais baixos; isto indica que estas vazões correspondem a um nível com 1,20 e 1,10 m inferior ao do nível de máximo perímetro úmido nas duas estações fluviométricas. Por outro lado, os valores de descarga média anual indicam que a superfície do rio em geral está a 3,80 m

6.1. RESUMO DOS VALORES DE DÉBITO FLUVIAL DA ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA DE PORTO SÃO JOSÉ (PR)

SÉRIE ANUAL DAS CHEIAS

ano	débito (m ³ /s)	ano	débito (m ³ /s)	ano	débito (m ³ /s)
		1971	10500	1981	20583
		1972	17300	1982	21300
		1973	18400	1983	33740
1964	17900	1974	21700	1984	19270
1965	21800	1975	15900	1985	18260
1966	22600	1976	16000	1986	9650
1967	18000	1977	24100	1987	11700
1968	15400	1978	20204	1988	16600
1969	10000	1979	15979	1984	15340
1970	16200	1980	23115	1990	27025

maior vazão máxima	(1983)	33740 m ³ /s
cheia deca anual	≈	24.100 m ³ /s
cheia penta anual	≈	22.200 m ³ /s
cheia com perímetro		21.000 m ³ /s (recorrência de 3,3 anos)
úmido máximo		(régua com 7,00 m)
média das cheias máximas anuais		17.860 (recorrência de 1,97 anos)
vazão de margens plenas		16.400 m ³ /s (recorrência de 1,58 anos)
		(régua com 5,80 m)
descarga média anual		8.845 m ³ /s
		(régua com 3,13 m)

6.2. RESUMO DOS VALORES DE DÉBITO FLUVIAL DA ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA DE GUAÍRA (PR).

SÉRIE ANUAL DAS CHEIAS - GUAÍRA

ano	débito (m ³ /s)	ano	débito (m ³ /s)	ano	débito (m ³ /s)	ano	débito(m ³ /s)
1921	14234	1941	15650	1961	23750	1981	21250
1922	18632	1942	19088	1902	17185	1982	23125
1923	18632	1943	20000	1963	19772	1983	39870
				1964	19088		
1924	18062	1944	15053				
1925	10956	1945	16971	1965	24250		
				1966	25875		
1926	23000	1946	24750	1967	18746		
1927	20000	1947	25375				
1928	14655	1948	16650	1968	17078		
1929	33184	1949	16450	1969	13171		
1930	20250	1950	19202	1970	16050		
1931	31304	1951	21625	1971	15850		
1932	19202	1952	20125	1972	20000		
1933	18404	1953	10372	1973	22125		
1934	13171	1954	16757	1974	22875		
1935	18176	1955	12442	1975	16250		
1936	16050	1956	17292	1976	19772		
1937	23875	1957	17613	1977	28245		
1938	14655	1958	16864	1978	19886		
1939	18632	1959	18860	1979	17399		
1940	19886	1960	16864	1980	26383		
maior vazão máxima				39870 m ³ /s	(1983)		
cheia deca anual				24250 m ³ /s			
cheia penta anual				23000 m ³ /s			
cheia com perímetro úmido máximo				22.875 m ³ /s	(recorrência 457 anos)		
				(régua com 3 metros)			
média das cheias máximas anuais				19.540 m ³ /s	(recorrência 2,44 anos)		
vazão de margens plenas				17.292 m ³ /s	(recorrência 1,58 anos)		
				(régua com 1,90 metros)			
descarga média anual				9.380 m ³ /s			
				(régua com 0,80 metros)			

abaixo do topo dos diques marginais em Porto Primavera e a 2,20 m abaixo deles em Guaira.

Os quatro tipos de barras descritos no rio Paraná apresentam sequências faciológicas dispostas da seguinte forma: Sp (porte métrico) --> Sp (porte decimétrico) --> Sr nas barras centrais, Sp --> Sp --> St --> Ss --> Fm/F1/So nas barras frontais e Sp --> St --> Sr --> So/F1/Fm nas barras laterais e de coalescência. Aparentemente, essas barras possuem evolução inicial similar e a fase de deposição da fácies Sp com porte métrico deve representar formas do tipo de barras transversais ativas apenas em períodos de águas muito altas. A ocorrência de fácies Sp com porte decimétrico nas barras centrais e frontais deve estar relacionada à ocorrência de ondas de crista reta ("sandwaves") em função de menor profundidade da lâmina d'água, enquanto a fácies Sp deve estar relacionada a dunas de areia ativas em cheias normais. Os depósitos Ss estão relacionados a pequenos diques marginais e os depósitos F1, Fm e So à decantação e baixa velocidade de corrente em cheias de pequena expressão.

Nas barras laterais e de coalescência, após a deposição de fácies Sp por barras transversais, as formas de leito devem ter se modificado para dunas de forma a permitir a deposição de fácies St, e a seguir para ondulas quando a barra já estava emersa. As fácies So, F1 e Fm representam depósitos de inundação em áreas protegidas das barras e a fácies St final representa a continuidade de dunas nos prolongamentos a jusante.

As barras centrais e frontais assemelham-se em muito às barras descritas no rio South Saskatchewan (CANT & WALKER, 1978) como barras cruzadas ao canal ("cross-channel bars") com um núcleo e dois prolongamentos a jusante ("horns") fazendo 30° de ângulo com o fluxo principal, e faces abruptas em sua terminação. As ilustrações que se encontram nas páginas 632 e 634 do referido artigo mostram feições similares às barras laterais e de soldamento, mas sua descrição não é objeto daquele texto, e portanto a sequência faciológica não pode ser comparada.

Nas áreas mais rasas do rio, feições similares às barras

centrais ocorrem com menor porte e submersas possivelmente representem os estágios iniciais de barras transversais, porém sua evolução ainda não foi estudada. De qualquer forma, podemos admitir que o preenchimento do canal vem sendo feito de duas formas: por meio de barras cruzadas ao canal e possíveis barras compostas (formas amalgamadas que ocorrem a jusante) nos locais com profundidade superior a 10 m, e por meio de barras cruzadas em estágio inicial, cobertas por dunas nas áreas com água com profundidade de até 5 m.

Fora do canal principal, na planície, há dois conjuntos principais de atividade fluvial: a rede de canais paralelos ao rio Paraná, constituída pelo rio Baía, canal de Curutuba e baixo rio Ivinheima, e as formas lacustres e de baixios.

O conjunto formado pelos referidos rios comporta-se em parte como um sistema contribuinte, nos períodos em que estão mais cheios que o rio Paraná, e em parte distribuinte quando recebem águas desse rio por estarem com nível abaixo dele. O padrão de canal desse conjunto é ramificado, embora em geral apenas um canal esteja ativo em níveis de água baixa; sua sinuosidade varia entre 1,2 e 2,1, sua declividade no segmento rio Baía-Curutuba é de 8,6 cm/km e no segmento do rio Ivinheima é de 10,8 cm/km, enquanto a razão largura/profundidade é respectivamente menor que 18:1 e 22:1.

Todo esse conjunto não apresenta exposição de barras fluviais nem mesmo em níveis de água abaixo do normal, e nos locais observados os depósitos de fundo são pouco expressivos ou ausentes; nos lagos existentes ao longo desses cursos pode ocorrer sedimentação de argila nas bordas e de areia na parte central, mas mesmo nestes locais a porção mais profunda está instalada sobre sedimentos mais antigos (JABUR, em preparação).

O segundo conjunto com atividade fluvial compreende os lagos, lagoas e baixios existentes na planície, quer às margens do rio, quer sobre as ilhas. Na maior parte dos casos a água destes corpos é mantida pelo nível freático, e elas podem receber carga suspensa do rio quando este atinge níveis muito altos. A sedimentação nos períodos em que o rio não transborda é feita por meio do carreamento de partículas da própria planície

durante as chuvas prolongadas.

As características apresentadas para o rio Paraná permitem sua comparação com aquelas apresentadas pelos rios entrelaçados do modelo South Saskatchewan (CANT & WALKER, 1978) ou tipo 10 (MIALL, 1985), canais profundos, considerável variação de nível, dois níveis definidos de sedimentação e domínio de barras transversais e compostas, que correspondem a elementos FM e SB (Figura 3.4, Tabelas 3.3 e 3.5). Deve-se ressaltar, entretanto, que o referido rio apresenta um porte muito menor que o do rio Paraná, já que seu débito médio é de 275 m³/s, podendo chegar a 3.800 m³/s em grandes cheias, e os canais principais possuem no máximo 200 m de largura e 5 m de profundidade, com gradiente de 3 cm/km (CANT & WALKER, 1978). O complexo do rio Baía-Ivinheima, por sua vez, tem características que podem ser comparadas às dos rios anastomosados ou modelo 8 (Figura 2.5); deve-se ressaltar, entretanto, que talvez o padrão hoje apresentado por este complexo seja uma forma relictica de canais do trato deposicional das associações P3, P4 e P5, ainda mantida graças à tendência de erosão vertical (escavação do próprio leito) demonstrada pelos cursos do complexo.

A esse respeito pode-se considerar que o próprio canal principal ocupa atualmente a posição dos canais principais do sistema anastomosado anterior, visto que a construção recente de seus diques marginais é insignificante em relação ao registro total deles, e é frequente a sua remoção ou abandono, sem que se tenha desenvolvido outro na nova posição de margem assumida pelo rio. Deve-se considerar também que o canal atual efetuou a incisão mais profunda dentre todos os sistemas atuantes da sequência fluvial, tendo removido totalmente os depósitos da associação P1, nas suas posições mais profundas.

6.2.4.5. EVOLUÇÃO DA SEQUÊNCIA FLUVIAL d

De acordo com a disposição dos depósitos da sequência fluvial, verifica-se uma agração em toda a planície durante o

desenvolvimento dos três sistemas fluviais primeiramente abordados. Durante a deposição do trato inferior, a declividade era maior (10 a 14 cm/km) e os sedimentos mais grossos; a seguir, com a declividade entre 6 e 14 cm/km, houve domínio de sedimentos arenosos, para chegar a um estágio com declividade entre 2 e 12 cm/km, onde a sedimentação de finos foi dominante. Os depósitos atuais representam uma reativação de condições erosivas, com incremento da declividade do canal, para 13,8 cm/km em média, aprofundamento do leito e retomada de deposição arenosa.

A passagem de um sistema tipo Donjek para um sistema tipo Platte pode ser comparada às transições apresentadas nos rios Platte (SMITH, 1970) e Slins (RUST, 1978) de seixoso a montante para arenoso a jusante, com a consequente diminuição do gradiente. Da mesma forma, pode-se comparar a troca de padrão do tipo Platte para meandrante argiloso, com a apresentada pelo Cooper's creek, que exibe um padrão entrelaçado relictico superposto por um sistema anastomosado ativo (RUST, 1981); ou ainda como o rio Alexandra (SMITH, 1976, SMITH & SMITH, 1980), que consiste de um sistema anastomosado desenvolvido a partir de um sistema entrelaçado em função da estabilidade das margens e ilhas.

As causas atribuídas para a troca de padrão para jusante são a diminuição do gradiente e do tamanho dos sedimentos transportados (MIALL, 1977; RUST, 1978), no entanto as trocas de padrão descritas ao longo de rios ativos ocorrem mantendo o padrão entrelaçado ou dentro do "continuum" postulado por LEOPOLD & WOLMAN (1957). Passagens verticais entre depósitos do tipo entrelaçado para anastomosado são demonstradas apenas nos rios já citados e são discutidas hipoteticamente por MIALL (1985). No caso do rio Alexandra, os referidos autores atribuem a troca de padrão à elevação do nível de base a ao aumento de coesão das margens por crescimento intenso de raízes e plantas. Já no caso do Cooper's Creek a troca é atribuída à modificação do clima de úmido para semi-árido, enquanto que MIALL (1985) atribui as trocas verticais progressivas a causas tectônicas.

No caso do rio Paraná, podemos considerar uma diminuição

de água na bacia, uma diminuição da declividade em função de movimentos tectônicos ou ainda modificações do nível de base, ou seja a região do cânion e a antiga posição de Sete Quedas.

Se analisarmos a evolução da porção a jusante de Sete Quedas, verificamos que o cânion evoluiu por erosão remontante, o que não causaria elevação do nível de base. Por outro lado, os terraços ali encontrados são mais baixos que aqueles que ocorrem a montante de Guaira (Figura 5.5), e portanto, se tivesse havido influência do nível de base, seria no sentido do aumento do gradiente.

A modificação do gradiente da calha por razões tectônicas poderia explicar muito bem essa troca de padrão, entretanto não explica o gradiente mais elevado da base do trato deposicional P2 em relação ao topo do trato deposicional P1.

Dessa forma, a diminuição de disponibilidade de água na bacia aparentemente representa a melhor hipótese para as trocas existentes, principalmente se considerarmos a implantação de leques após o trato deposicional P3, P4, P5 e antes do padrão atual.

A retomada de condições erosivas e o incremento da declividade do canal podem ser respostas de retomada de clima mais úmido, ou do abaixamento do nível de base por erosão, ou ainda por ação tectônica. É bem possível que as três variáveis tenham atuado conjuntamente, mas no momento não é possível identificar a importância relativa entre elas.

6.3.5 SEQUÊNCIAS COLÚVIO-ALUVIAIS

As descrições das associações faciológicas permitem a identificação de três sequências colúvio-aluvial, designadas SCa, SCb e SCc.

A sequência colúvio-aluvionar A (SCa) compreende os depósitos da associação faciológica Ta2, composta por areias maciças avermelhadas. Sua distribuição atual deve corresponder à da superfície Pd0 (Figura 5.4), estando restrita nas porções mais próximas do canal aos limites do terraço alto (Figuras 5.8

e 5.9). Seu desenvolvimento ocorreu depois do evento da sequência SFa, quando as atividades fluviais deveriam estar reduzidas; a essa época deveria cobrir grande parte do vale, visto que as espessuras preservadas em seus limites de ocorrência são expressivas.

A sequência colúvio-aluvial B (SCb) é formada pelos depósitos da associação faciológica Tm2=Tb2 (areias maciças amarelas) e pode ser encontrada seguramente em toda a área de ocorrência do terraço médio (Figura 5.8) e parcialmente preservada no terraço baixo. Seus depósitos evoluíram entre as sequências fluviais SFc e SFd, e os depósitos existentes junto à foz do rio Ivaí e em Porto Caiuá dão uma idéia do espaço que ocupava dentro da calha.

A sequência colúvio-aluvial C (SCc) é representada pelos depósitos da associação Tb4, ou Unidade Córrego Baile. É constituída por depósitos de areia de rampas de colúvio e de leques arenosos, que estão dispostos sobre os terraços médio e baixo e na planície fluvial. Parte do seu desenvolvimento certamente ocorreu após a deposição do trato deposicional das associações P3, P4 e P5, mas não há dados para se saber com segurança o início de sua deposição. Seus depósitos apresentam considerável extensão e expressão morfológica, mas não possuem espessura significativa. Por outro lado, a variação de espessuras apresentada pelos depósitos do leque existente nos córregos Baile e Esperança, que passa de 4 m para 1 m no intervalo de 7 km, permite a inferência da extensão das outras sequências colúvio-aluviais quando em seu auge de desenvolvimento.

CAPÍTULO 7

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução geológica dos depósitos associados à calha do rio Paraná pode ser discutida sob dois pontos de vista diferentes, um dos quais considera a morfogênese do modelado, e outro em que são consideradas as características sedimentares. Ambas as formas de abordagem são complementares no presente caso, porque há uma forte associação entre a forma e o conteúdo sedimentar em boa parte das unidades estudadas.

A evolução do modelado do oeste do Paraná, de acordo com os preceitos de BIGARELLA & MAZUCHOWSKI (1985), deve-se a uma alternância de processos morfogenéticos relacionados a diferentes sistemas morfoclimáticos que atuaram sobre a área. Sob clima seco, deve ter havido erosão extensiva das vertentes e degradação lateral do terreno (atividade morfoclimática ou resistasia) e, sob clima úmido, deve ter ocorrido aprofundamento da drenagem, intemperismo químico e formação de solos profundos (estabilidade morfodinâmica ou biostasia). A alternância de períodos prolongados de condições de clima seco e de intervalos de clima úmido permitiu o desenvolvimento de sucessivas superfícies de aplainamento; as superfícies teriam se desenvolvido em níveis progressivamente mais baixos em função do soerguimento epirogenético a que a área estava submetida.

Segundo os referidos autores, a longa duração dos períodos secos que teriam ocorrido durante o Terciário seria responsável pelo amplo desenvolvimento das superfícies Pd3, Pd2 e Pd1, enquanto que durante o Quaternário a duração desses períodos não teria sido longa o suficiente para o pleno desenvolvimento da superfície Pd0, do pedimento P1 e dos terraços Tc2 e Tc1.

A instalação da rede de drenagem teria se efetuado durante um período úmido que seguiu ao desenvolvimento da superfície Pd3 (KING, 1956; BRAUN, 1971; BIGARELLA et al., 1975;

JUSTUS, 1985) e sua implantação teria sido controlada pela maior tendência à ascensão por parte da Serra do Mar, Arco de Ponta Grossa e Arco de Assunção (SOARES & LANDIM, 1976). Os principais cursos devem ter-se instalado sobre estruturas regionais da bacia sedimentar e seu aprofundamento deve ter sido proporcional à taxa de soerguimento local (KING, 1956; BRAUN, 1971; SOARES & LANDIM, 1976.)

As observações efetuadas durante este trabalho apenas permitem discussão a respeito da evolução do modelado a partir da superfície Pd0, pois as formas que ocorrem na área aparentemente são testemunhos desta feição e de outras mais recentes, conforme apresentado no item 6.2, Figura 6.2.

A evolução do modelado da área, comparada àquela proposta por BIGARELLA & MAZUCHOWSKI (1985), está sintetizada na Figura 7.1. Sob este ponto de vista, os depósitos da associação Ta1 corresponderiam aos sedimentos preservados do sistema fluvial da sequência SFa desenvolvida sob clima úmido vigente à época Umbaraense I, responsável pelo entalhamento da superfície Pd1. Os depósitos arenosos maciços da associação Ta2 corresponderiam aos pedimentos desenvolvidos pela sequência SCa, em condições de clima seco da época Catarinense, cuja evolução teria dado origem à superfície Pd0.

A instalação de um clima úmido na época Umbaraense II, teria sido responsável por outra dissecação do relevo, com a implantação do sistema fluvial da sequência SFb, que teria depositado as camadas de seixos da associação Tm1=Tb1. Essa fase úmida teria sido sucedida por uma outra fase seca, na época Guaruvense, quando haveria condições para o desenvolvimento de extensos colúvios, e para a implantação da sequência SCb; seus depósitos constituem a associação Tm2=Tb2 e seriam correlatos aos pedimentos P1.

A repetição de outra fase úmida, na época Iguaçuense I mais uma vez promoveu o entalhamento fluvial, que seria responsável pela erosão parcial dos depósitos do terraço médio e constituição do terraço baixo. Os depósitos da associação Tb3 são o resultado da sedimentação da sequência SFC implantada a essa época e podem ser correlacionados aos terraços Tc2. O

período seco seguinte, da época Itajaiense Mirim I, não teria sido longo o suficiente para que extensa pedimentação pudesse ser desenvolvida, entretanto é provável que a parte inferior dos depósitos Tb4 (sequência SCc) tenha-se desenvolvido a essa época sobre os terraços médio e baixo.

A sequência SFd pode ter-se iniciado com a instalação de clima úmido na época Itaguaçuense, quando, após promover o aprofundamento da calha, depositou os seixos e areias da associação P1. É provável que a associação P2 e parte das associações P3, P4 e P5 tenham-se depositado no transcorrer dessa época. O último período seco, da época Itajaiense Mirim II, teria sido responsável por grande parte dos depósitos de leques da associação Tb4, e por parte dos depósitos fluviais representados pelas associações P3, P4 e P5.

A fase úmida atual (Piraquarense) teria fornecido as condições para que o padrão fluvial que está ativo se implantasse, promovendo de início um novo aprofundamento da calha e posterior preenchimento parcial.

A comparação com os dez estágios evolutivos de BIGARELLA & MAZUCHOWSKI (1985) mostra uma diferença básica entre as duas proposições: os referidos autores consideram que os depósitos fluviais são concomitantes como os pedimentos, e teriam ambos sido desenvolvidos sob climas secos, enquanto que durante os períodos úmidos a rede fluvial era submetida apenas à remoção de sedimentos. Pelo nosso ponto de vista, os depósitos fluviais descritos correspondem a períodos de clima úmido, visto que são depósitos de base de calhas implantados por períodos de aprofundamento da drenagem (clima úmido portanto). Por outro lado, não foi verificada interdigitação entre depósitos fluviais e depósitos coluvionares e sim uma relação de discordância erosiva entre ambos, o que demonstra ter havido um período de tempo entre a deposição dos dois tipos de depósitos. É muito provável que os depósitos fluviais que se desenvolveram durante os períodos secos tenham tido pequena expressão lateral e vertical e por isso tenham sido removidos nos eventos de aprofundamento da calha.

Sob o ponto de vista das características sedimentares, encontram-se disponíveis informações estratigráficas a partir dos depósitos da associação Tal (sequência SFa). Embora seja provável que a história da rede fluvial tenha-se iniciado no Terciário, com a instalação de um sistema fluvial que convergia para a região da calha do rio Paraná, não há muita informação a respeito dos depósitos mais antigos que aqueles que ocorrem na área de trabalho.

Nos afluentes do rio Paraná ocorrem diversos depósitos distribuídos em vários níveis de terraço, cuja estratigrafia tem sido discutida por diversos autores, como por exemplo BJORNBERG (1969), LANDIM et al., 1974; FULFARO & SUGUIO, 1974; FULFARO, 1979; SOARES & LANDIM, 1976. Entretanto, é possível que apenas a Formação Rio Grande (ARID & BARCHA, 1972) corresponda a registro de sequência fluvial mais antiga que as descritas neste trabalho, e que esteja ligada diretamente à calha principal do rio Paraná. Infelizmente, a posição estratigráfica dessas ocorrências é discutível e não há descrições faciológicas apuradas o suficiente para interpretações paleogeográficas seguras. Por essas razões, as inferências sobre a evolução dos depósitos sedimentares da calha do rio Paraná ficarão restritas aos dados fornecidos pelos depósitos estudados.

A parte dos depósitos que ocorre em Porto Primavera teve sua evolução discutida por SUGUIO et al. (1984) e por NOGUEIRA Jr. (1988). Esses autores distinguíram seis estágios distintos para a sedimentação dos depósitos da área do Pontal do Paranapanema (Figura 7.2).

O estágio 1 compreende a escavação do paleovale do rio Paraná e a deposição dos cascalhos da base do terraço colúvio-aluvial e parte do terraço e planície aluvial. Tais eventos teriam ocorrido em condições semi-áridas durante o Pleistoceno ou no final do Terciário.

Durante o estágio 2 teria havido a formação de espesso regolito e coluvionamento. Tais colúvios teriam se formado sob condições de paleoclima quente e úmido durante o Pleistoceno e podem ter coberto boa parte da calha atual.

O estágio 3 é marcado pela implantação de um padrão

**FIGURA 7.2 ESTÁGIOS EVOLUTIVOS DA SEDIMENTAÇÃO DOS
DEPÓSITOS DE PORTO PRIMAVERA**

(MODIFICADO DE NOGUEIRA Jr. 1988)

entrelaçado, que após erosão parcial dos colúvios teria ocupado grande parte do vale e depositado os sedimentos do terraço aluvial. Esse sistema teria se desenvolvido sob condições secas durante o Pleistoceno.

O estágio 4 é caracterizado por nova fase de retrabalhamento fluvial, que teria terraceado os sedimentos depositados no estágio anterior. Durante esta fase teria sido formada a planície aluvial, com incisões mais profundas na área do rio Baía e do atual canal do rio Paraná. Os eventos erosivos teriam afetado o vale de forma assimétrica em função de um basculamento para S-SE, com eixo paralelo ao rio.

Durante o estágio 5, teria ocorrido uma nova implantação de um sistema fluvial entrelaçado. Este sistema teria se instalado sobre a planície e depositado grande parte dos depósitos arenosos e argilosos nela presentes, sob condições de clima árido vigentes ainda no Pleistoceno.

O estágio 6 seria o responsável pela situação pré-atual e teria evoluído durante o Holoceno, mantendo-se até os dias de hoje. Durante este estágio, o rio teria assumido um padrão misto entre entrelaçado e meandrante, quando se formaram os diques marginais e as águas foram confinadas ao canal atual e à rede de canais paralelos existentes na planície.

Os dados observados entre Porto Primavera e Guaira indicam que evolução dos depósitos ocorreu de forma diferente daquela proposta por SUGUIO et al. (1984) e por NOGUEIRA Jr. (1988). As evidências sedimentares, cuja interpretação encontra-se no item 6.3, indicam que houve uma alternância de sequências fluviais e sequências colúvio-aluvionares que ocupavam calhas cada vez mais estreitas e mais profundas, sob condições climáticas alternadas, e sob influência de basculamentos tectônicos. Tal alternância encontra-se sumarizada na Figura 7.3 e sua discussão é a seguinte:

FIGURA 7.3 SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS DO RIO PARANÁ SITUADOS A MONTANTE DA ILHA DOS BANDEIRANTES

- PRIMEIRA FASE: Implantação do sistema entrelaçado tipo Scott
(Sequência SFa).

Os depósitos dessa fase devem ter-se instalado após a formação de uma vasta calha com dezenas de quilômetros de largura, para onde deveriam convergir os principais contribuintes do atual rio Paraná. As dimensões da calha ainda são desconhecidas, mas certamente estaria confinada à área hoje ocupada pela superfície PdO (Figura 5.4), e seu aprofundamento deveria ser em torno de 30 a 40 m.

A declividade do rio a essa época deveria ser maior que qualquer uma das outras sequências subsequentes, em função do franco domínio de fácies seixosas. Por outro lado, se for correta a interpretação de que o padrão fluvial é do tipo Scott, verificamos que os rios deste tipo são aqueles com maior declividade entre todos os exemplos de canais entrelaçados (ver rios Kicking Horse e Slims, Tabela 3.7).

Os sedimentos da sequência SFa não mostram evidências conclusivas quanto ao clima, da mesma forma que a maior parte dos modelos para rios entrelaçados. A esse respeito, RUST (1978) alega que a maior parte dos rios entrelaçados ocorrem hoje em climas semi-áridos ou periglaciais, e MIALl (1977), ao associar o padrão entrelaçado à marcada variação de débito, restringe sua ocorrência a climas glaciais, áridos e sujeitos a monções. Os próprios cursos que propiciam a elaboração do modelo Scott são rios de áreas periglaciais (ver rios Skeidara e Yana, Tabela 3.6), e não há exemplo de rios de outras situações.

Se considerarmos como requisitos básicos para o modelo Scott uma declividade alta, débito com grande variação sazonal, e ausência de vegetação, a condição climática de semi-aridez poderia se encaixar. Entretanto, se considerarmos o entalhe da calha e a hipótese de que esse trecho já deveria ser o principal coletor da bacia hidrográfica, as condições de semi-aridez dificilmente supririam água suficiente para a remoção do substrato; e as chuvas torrenciais localizadas não afetariam a calha principal, como acontece em pequenos rios de regiões

áridas.

Outra possibilidade é que durante a instalação de condições úmidas a água levada a esse trecho pelos contribuintes teria capacidade de transporte suficiente para transportar grandes quantidades de sedimentos. Por outro lado, a alta declividade possibilitaria competência suficiente para a remoção de areia e deposição de cascalho. A variação sazonal necessária para as grandes cheias pode ser resultado de clima regional com marcadas estações secas e chuvosas, aliás como acontece hoje no rio Paraná. A ausência de cobertura vegetal pode ser explicada pelo tempo necessário para que uma formação florestal ocupasse a região, principalmente levando-se em conta a extensão que os colúvios com areias quartzosas ocupavam na época.

Por essas razões, é mais provável que o aprofundamento de leito em condição de resistasia, em clima úmido, discutida por BIGARELLA & MAZUCHOWSKI (1985), tenha sido responsável pela sequência SFa.

A questão da idade de desenvolvimento dessa sequência ainda é uma questão aberta, pois não há referência conclusiva a esse respeito, embora diversos autores atribuam esses depósitos ao Pleistoceno (FULFARO, 1979; FULFARO et al., 1983; SUGUIO et al., 1984), ao Pleistoceno Médio (SOARES & LANDIM, 1976; BIGARELLA & MAZUCHOWSKI, 1985; JUSTUS, 1985), e ao Terciário (STEIN, 1979; NOGUEIRA Jr., 1988). Essa questão está retomada à frente na discussão da sequência SFb.

- SEGUNDA FASE: Implantação do sistema coluvial da sequência SCa

Esta fase compreende o desenvolvimento de extensas coberturas coluvionares, que viriam recobrir grande parte dos depósitos anteriores com espessura superior a 10 m. É possível que, além dos processos de rastejamento de solo, tenha havido a participação de leques arenosos no preenchimento da antiga calha, mas não há evidências de campo a esse respeito.

A sedimentação deve ter ocorrido de forma perpendicular

ao antigo canal, a partir de solos espessos da Formação Caiuá, ou de depósitos coluviais mais antigos. O clima vigente a essa época deveria ser seco porque, caso contrário, a vegetação coibiria a formação de colúvios e mesmo que isso não ocorresse, o sistema fluvial se incumbiria da remoção desses depósitos. Não há registros de depósitos fluviais dessa época, porque provavelmente situavam-se sobre a faixa removida pelo aprofundamento imposto pelas sequências posteriores.

A conclusão dessa fase deixou completo o conjunto do que viria a se tornar o terraço alto, que é constituído pela associação Ta1, originada na primeira fase (sequência SFa), e Ta2, originada nesta fase.

- TERCEIRA FASE: Implantação do sistema entrelaçado tipo Donjek (sequência SFb).

As atividades iniciais desta fase devem estar relacionadas com o aprofundamento da calha e sua definição nos limites observados na Figura 6.3. Essa nova calha, embora menor que a anterior, deveria superar uma dezena de quilômetros de largura, com aprofundamento superior a 30 m, medido entre seu fundo e o topo dos terraços altos que então se configuraram.

Os processos deposicionais devem ter ocorrido em declive elevado (40 cm/km) e sob clima novamente úmido, em função dos argumentos apresentados para a primeira fase, mas no caso do rio Donjek, a vegetação bem desenvolvida é parte integrante do modelo, uma vez que sua existência contribui para a preservação dos níveis 3 e 4 (WILLIAMS & RUST, 1969).

A questão da idade desses depósitos mais uma vez é dificultada pela ausência de datações conclusivas, embora haja disponível na literatura diversas proposições para idade desses depósitos, conforme discutido no Capítulo 3, a respeito da idade dos seixos de geração calcedônia. Entretanto, um argumento pode ser encontrado no trabalho de DAEMON et al. (1987), que atribui idade pliocênica para a camada inferior de turfa encontrada no rio Tibagi em Ponta Grossa.

Se aceitarmos como correta a evidência apresentada pelos referidos autores, deparamos com o problema de correlacionar esses depósitos com os do rio Paraná. Os sedimentos estudados na região de Ponta Grossa estão situados por volta de 780 m de altitude sobre folhelho da Formação Ponta Grossa; isso indica que a essa época o proto-rio Tibagi já deveria estar cortando a sequência de basaltos da Formação Serra Geral para chegar ao rio Paranapanema; sendo assim, os depósitos existentes no rio Paraná já deveriam ter calcedônia abundante em sua constituição. Por outro lado, neste mesmo trabalho DAEMON et al. (1987) atribuíram clima úmido para a formação das referidas turfeiras. Se considerarmos as duas interpretações podemos admitir que os depósitos iniciais da geração calcedônia no rio Paraná (sequência SFb) datem pelo menos do Plioceno.

- QUARTA FASE: Implantação do sistema coluvial da sequência SCb.

Esta fase representa um novo predomínio de processos coluviais sobre os fluviais, e o consequente preenchimento da calha fluvial por depósitos arenosos maciços com aporte lateral a ela. Mais uma vez, o canal ativo deve ter-se restringido e os colúvios devem ter ocupado quase toda a calha, conforme demonstrado pela ocorrência desses depósitos em Porto Caiuá a menos de 2 km do que deveria ser a outra margem do vale da época. A ocorrência extensiva de dales e veredas neste conjunto (associação Tm3) pode ser um elemento indicativo das condições então em vigor, visto que estas formas originam-se nos dias de hoje em condições de clima árido e semi-árido.

A deposição da sequência SCb tornou completo o conjunto sedimentar existente no terraço médio, que é formado na sua base pela associação Tm1, da sequência SFb, e pelas associações Tm2 (colúvios) e Tm3 (argilas de dales), desta sequência.

- QUINTA FASE: Implantação do sistema entrelaçado tipo Platte (sequência SFc).

A porção preservada da sequência SFc demonstra que ela se implantou após a erosão parcial dos depósitos das sequências SFb e SCb, sem que tenha ocorrido um pronunciado aprofundamento como aqueles das sequências fluviais anteriores, já que os valores desta fase estão limitados a poucos metros.

A comparação entre os valores de declividade atual apresentada pelos depósitos desta sequência (Figura 5.27) com o da sequência SFb (Figura 5.26) indica a ocorrência de um evento tectônico que teria causado o basculamento dos depósitos dessa última sequência, provavelmente no final da deposição dos colúvios da quarta fase (sequência SCb).

A declividade original dos depósitos deve estar associada à implantação do sistema entrelaçado tipo Platte e à declividade imposta pelo substrato. O aprofundamento da calha promovido durante esta fase mais uma vez justifica a interpretação de um clima úmido durante seu desenvolvimento com provável variação sazonal. A comparação com os rios Ganga e Brahmaputra, de clima sujeito a monções, mostra gradientes mais baixos que o Platte, de clima semi-árido.

Esta fase não teve pleno desenvolvimento, já que seus depósitos possuem espessura pouco expressiva e o aprofundamento do substrato não se realizou como nas fases 1 e 2. É possível que a evolução deste sistema tenha sido abreviada em função de troca climática relativamente rápida.

- SEXTA FASE: Implantação dos depósitos da base da sequência SCc.

A ocorrência da implantação de depósitos colúvio-aluviais entre as sequências SFc e SDd não está claramente estabelecida. Contudo, se de fato ocorreu, o evento deve ter tido pequena duração e extensão limitada, e estaria ligado a uma curta implantação de clima seco.

- SÉTIMA FASE: Implantação dos depósitos da planície aluvial
(sequência SFd).

O evento que culminou com o estabelecimento da planície fluvial iniciou-se pelo aprofundamento da calha fluvial, com a remoção parcial dos depósitos das sequências anteriores e de parte dos arenitos da Formação Caiuá, até estabelecer um novo vale, com cerca de 15 Km de largura e aprofundamento variado.

O sistema entrelaçado do tipo Donjek deve ter se instalado sob clima úmido e declividade mais elevada. Com o desenvolvimento da deposição, é possível que tenha havido diminuição da declividade por controle tectônico, ou mais provavelmente como resposta sedimentar à diminuição da umidade, ou variação do regime de cheias. Seja por uma dessas razões ou por combinações delas, o sistema fluvial passou por trocas de padrão que levaram à deposição da associação faciológica P2 (barras arenosas) em um sistema entrelaçado tipo Platte, e a seguir a sedimentação das associações P3, P4 e P5 (várzea, canais e diques marginais) em um sistema anastomosado, à semelhança da situação descrita para o Cooper's Creek (RUST, 1981).

Aparentemente, desde sua instalação esta fase foi marcada por maior aprofundamento na área ocupada pelo canal. Isto pode ser explicado pelo basculamento ao longo do eixo longitudinal do rio, conforme discutido por NOGUEIRA Jr. (1988).

- OITAVA FASE: Implantação dos depósitos colúvio-aluviais da
sequência SCc.

Após, ou concomitantemente à fase final do desenvolvimento do padrão anastomosado, houve a instalação de um sistema de leques e rampas de colúvio que se desenvolveram sobre parte dos terraços médio e superior, e sobre a planície fluvial. Possivelmente, esse evento ocorreu sob clima seco, quando a declividade fluvial estava reduzida e a vegetação deveria estar mais aberta, mantendo-se densa apenas nas áreas com grande

suprimento de umidade junto aos canais do rio Paraná. A duração desta fase deve ter sido curta, pois os depósitos não apresentam amplo desenvolvimento e deve ter ocorrido a um tempo relativamente próximo do atual, porque parte dos depósitos apresenta sua forma superficial ainda muito bem preservada.

- NONA FASE: Implantação do sistema fluvial atual.

O sistema fluvial atualmente ativo é marcado por novo aprofundamento do leito e retomada de uma declividade mais elevada. As causas para essas circunstâncias podem ser atribuídas a um incremento da declividade do substrato por razões tectônicas, ou a um aumento do débito, com o retorno das condições úmidas que vigoram atualmente, ou ainda a uma mudança do nível de base. Estas condições podem ter levado o rio a efetuar uma troca de padrão anastomosado para o atual, entrelaçado, promovendo tanto a erosão do leito em função do aumento da declividade, como aumento dela em função da erosão vertical, forçada por maior disponibilidade de água. É bastante provável que as três causas tenham influenciado, visto que as altitudes apresentadas pelos depósitos da planície apresentam quebras de declividade que sugerem ação tectônica, o clima deve ter-se tornado mais úmido após a sedimentação dos leques mais novos, e os terraços a jusante de Guaira encontram-se mais baixos.

Todas essas fases apresentam registro no segmento do rio situado a montante da ilha dos Bandeirantes. No entanto, no segmento a jusante, apenas parte do conjunto ocorre em superfície. Por enquanto, não há dados suficientes para saber se os depósitos das sequências SFb, SCb, SFc ocorrem encobertos pela planície, o que indicaria uma área de maior subsidência no local, ou se foram removidos quando na implantação da sequência SFD, o que indicaria a ausência de basculamento local, permitindo a remoção dos terraços de ambos os lados.

A existência de movimentação tectônica na área de estudo, já discutida no item 5.1.4., é indicada pela existência

do alinhamento de trechos do rio Paraná e de seus afluentes e pelas diferentes atitudes apresentadas pelos blocos definidos pelos referidos alinhamentos. Entretanto, essas indicações não permitem situar os deslocamentos com relação às diversas fases evolutivas. As falhas afetando a Formação Caiuá e os depósitos da associação Ta1 no rio Ivinheima demonstram atividades significativas em algum momento após a primeira fase. As fraturas com pequeno rejeito afetando a associação P1 em Porto Primavera indicam atividade tectônica, ainda que pouco significativa, após a sétima fase.

As melhores indicações de prováveis episódios de movimentação advêm da análise de declividade dos depósitos apresentados nas Figuras 5.26 a 5.31. A Figura 5.26 apresenta os depósitos da associação Tm1 com declividade para montante a partir do rio Ivinheima; como não há variação textural, ou de espessura daqueles depósitos, deve-se supor que episódio tectônico tenha sido posterior à evolução da terceira fase. O fato de que dos depósitos da associação Tb3 não mostram tal inversão (Figura 5.27) demonstra que o referido episódio foi anterior à fase 5. Dessa forma, uma importante movimentação tectônica teve lugar entre a terceira e a quinta fases ao longo do rio Ivinheima, e provavelmente foi responsável pelas falhas mencionadas anteriormente.

A análise da distribuição de altitude das associações Tb3 e P1 (Figuras 5.27 e 5.28) mostra que a declividade em ambas apresenta comportamento similar, ou seja, ambas as curvas mostram atenuação a montante do rio Ivinheima. O mesmo acontece com a linha que marca a base da associação P2 (Figura 5.29), no entanto afeta diferentemente a linha de topo dessa associação. No mesmo local, a montante do rio Ivinheima, o topo da associação P2 mostra incremento de espessura para jusante. Essas evidências indicam a provável existência de um outro episódio tectônico, de menor monta que o anterior; tal evento deve ter ocorrido na sétima fase, durante a evolução do trato deposicional do tipo Platte (associação P2).

Por fim, a análise da distribuição das associações faciológicas P4 e P5 (canais e diques), e dos parâmetros do

canal (Figuras 5.30 e 5.31) mostram um novo padrão. Nas referidas figuras pode-se observar uma acentuação de mergulho a jusante do rio Ivinheima, e outra a jusante da ilha dos Bandeirantes (coincidente com o alinhamento ao longo do rio Amambai). Esse padrão no entanto, não aparece na linha que marca o fundo do rio (Figura 5.31), o que indica a possível existência de um terceiro evento entre o término da sétima fase e implantação do canal atual (nona fase).

Para concluir, deve ser observado que as discrepâncias de referência cronológica entre as abordagens sob os pontos de vista geomorfológico e sedimentológico não podem ainda ser satisfatoriamente esclarecidas, pela falta de evidências radiométricas ou paleontológicas obtidas nos sedimentos da área. Sem dúvida são questões abertas de grande interesse para os trabalhos de JABUR (em andamento) e STEVAUX (em andamento).

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

Os depósitos associados à calha do rio Paraná ocorrem distribuídos em três níveis de terraços, na planície fluvial e no canal ativo. O substrato desses depósitos na maior parte da área de estudo é constituído pelos arenitos da Formação Caiuá, e apenas em alguns locais ocorrem basaltos da Formação Serra Geral.

O nível mais elevado dos depósitos foi denominado terraço alto e corresponde ao terraço colúvio-aluvial descrito por NOGUEIRA Jr. (1988). Esses depósitos são constituídos por duas associações faciológicas: a associação Ta1 e a Ta2.

A associação faciológica Ta1 é constituída por níveis seixosos da geração quartzítica (FULFARO, 1974) e representa a sequência fluvial SFa. Essa sequência teria se desenvolvido em condições de clima úmido e a sedimentação teria ocorrido em um sistema fluvial entrelaçado do tipo Scott.

A associação faciológica Ta2 é constituída por areias maciças avermelhadas e representa a sequência coluvial SCa. A sedimentação dessas areias teria ocorrido sob condições de clima seco, pelo avanço de colúvios sobre a antiga calha fluvial. Esse evento é considerado por JUSTUS (1985) como o responsável pela formação da superfície pediplanada Pd0.

O nível imediatamente abaixo do anterior representa o terraço médio e é constituído por três associações faciológicas denominadas Tm1, Tm2, Tm3, que formam a unidade de mapeamento Taquaruçu.

A associação faciológica Tm1, é constituída por níveis de seixos da geração calcedônia (FULFARO, 1974) e representa a sequência fluvial SFb. O desenvolvimento dessa sequência teria ocorrido sob clima úmido quando o sistema fluvial era entrelaçado do tipo Donjek.

A associação Tm2 é constituída por areias maciças,

amareladas e representa a sequência coluvial SCb. A deposição dessas areias teria corrido sob condições de clima seco, por meio de uma retomada do avanço de colúvios sobre o canal da sequência anterior. A associação Tm3 é representada por depósitos argilosos que ocorrem preenchendo dales e veredas. Ambas as associações podem estar correlacionadas ao nível de pedimento P1 (BIGARELLA & MAZUCHOWSKI, 1985).

O terceiro nível de depósitos, a contar do topo para a base da calha, constitui o terraço baixo e corresponde ao terraço aluvial de NOGUEIRA Jr. (1988). Estes depósitos são constituídos por quatro associações faciológicas denominadas Tb1, Tb2, Tb3 e Tb4.

As associações Tb1 e Tb2 correspondem às associações Tm1 e Tm2 respectivamente, tendo sido parcialmente preservadas da erosão imposta pelo evento que levou à deposição da associação Tb3.

A associação Tb3 é constituída por depósitos arenosos com forma de leque, desenvolvidos sob clima seco, possivelmente em duas fases: a fase inicial pode ter ocorrido logo após a deposição da sequência SFc e a fase final, após a formação da planície fluvial. Os sedimentos dessa associação foram denominados por Unidade de Mapeamento Córrego Baile e representam a sequência colúvio-aluvial SCC.

A planície fluvial corresponde à Unidade de Mapeamento Rio Ivinheima e é composta por cinco associações faciológicas designadas por P1 a P5. Estas associações e os depósitos ativos compreendem a última sequência fluvial registrada na área, denominada por SFd.

A associação faciológica P2 é constituída por corpos lenticulares e tabulares de areia depositados por um sistema fluvial de padrão entrelaçado do tipo Platte.

As associações faciológicas P3, P4 e P5 representam respectivamente depósitos argilosos de planície de inundação, depósitos arenosos de canais fluviais e depósitos areno-argilosos de diques marginais, formados pela sedimentação em um

sistema fluvial anastomosado.

Os depósitos ativos ocorrem principalmente na calha do rio Paraná e secundariamente em lagos e baixios da planície, e em remansos de corpos lacustres cortados pela drenagem secundária existente na planície, cujos principais cursos formam o complexo do rio Baía, canal de Curutuba e baixo rio Ivinheima.

A sedimentação do canal ocorre em dois níveis distintos. No nível mais profundo ocorrem barras transversais compostas por areia média e fina e no nível mais raso ocorrem corpos arenosos sob forma de barras em estágio inicial e dunas. As barras transversais podem estar situadas no centro do canal (barras centrais), em sua porção lateral, junto à margem ou à borda de ilhas (barras laterais ao canal), à frente de ilhas (barras frontais) ou ainda podem fazer a ligação entre ilhas ou entre estas e a margem do rio (barras de coalescência). O regime fluvial, as formas deposicionais, a declividade e a relação largura/profundidade permitem a comparação do canal atual com o padrão South Saskatchewan. Entretanto, deve ser observado que as ilhas hoje existentes representam formas herdadas do sistema fluvial anteriormente vigente, de padrão anastomosado.

A deposição nos lagos e baixios é feita normalmente por meio de carreamento do material da planície fluvial por águas pluviais; excepcionalmente, nas cheias que levam ao transbordamento da calha, há contribuição da carga fluvial nesses depósitos.

O sistema secundário que ocorre na planície consiste de rios que se encontram em fase de aprofundamento do leito e grande estabilidade de margem. Seus raros depósitos ocorrem em corpos lacustres encontrados em seu trajeto. O traçado desses cursos pode ter alta ou baixa sinuosidade e é frequente a ocorrência de canais anastomosados, ainda que não estejam ativos em águas baixas. É possível que esses cursos sejam relíquias do sistema anastomosado anterior.

Todos os depósitos decritos ocorrem na metade superior do segmento estudado, a montante da ilha dos Bandeirantes. Na

metade inferior, entre a referida ilha e a cidade de Guaíra, ocorrem apenas os depósitos do terraço alto, os de planície fluvial e os depósitos ativos, com exceção da área junto à foz do rio Iguatemi, onde há uma pequena faixa de ocorrência de depósitos do terraço baixo.

A área de estudo encontra-se compartimentada em pelo menos seis blocos tectônicos principais separados por estruturas que condicionam a calha do rio Paraná e os principais afluentes. As coberturas coluviais da superfície Pd1, superior aos depósitos do terraço alto, mostram declividade para sudeste no bloco Pontal, para sudoeste no bloco Loanda, para nordeste nos blocos Umuarama, Eldorado e Naviraí, e para noroeste no bloco Ivinheima. As evidências de movimentação apresentadas pelos depósitos indicam um episódio principal entre a terceira e a quinta fases (deposição da SFb, do terraço médio e da SFc, do terraço baixo). Outros dois episódios de menor expressão puderam ser aventados; o primeiro deles pode ter ocorrido durante a sétima fase, quando estava sendo depositada a associação P2, e o segundo pode ter ocorrido após a configuração da planície de inundação (sétima fase) e a instalação do canal atual.

A questão da idade dos depósitos encontra-se em aberto, já que as correlações de caráter geomorfológico são conflitantes com as de caráter estratigráfico. A atribuição de idade para as superfícies de pedimentação desenvolvidas em clima seco em função dos períodos glaciais do Pleistoceno limitam todo o conjunto sedimentar ao Pleistoceno e Holoceno, enquanto que a utilização de uma referência palinológica indica que pelo menos os depósitos dos terraços alto e médio teriam sido depositados no Plioceno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB³ SÁBER, A.N. -1954- A geomorfologia do Estado de São Paulo.
In: Aspectos geográficos da Terra Bandeirantes. Conselho Nacional de Geografia, Rio de Janeiro, p. 1-97.
- AB³ SÁBER, A.N. -1955- Bacia do Paraná-Uruguai. Estudos de Geomorfologia Aplicada. Condições Geográficas e Aspectos Econômicos. CIBPU, 1: 76-93.
- AB³ SÁBER, A.N. -1969- Os baixos chapadões do oeste paulista. USP. Instit. Geogr. Geomorfologia. São Paulo, 17: 1-8.
- AB³ SÁBER, A.N. -1970- Uma revisão do Quaternário Paulista do presente para o passado. Rev. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 31 (4):1-51.
- ACKERS, P. & CHARLTON, F.G. -1970- The geometry of small meandering streams. Proceeding of the Institute of Civil Engineers, paper 7328 s, 289-317. In CHORLEY, R.J.; SCHUMM, S.A.; SUGDEN, D.E. - 1984- Geomorphology, Un. Pres Cambridge, 605 p.
- ALLEN, J.R.L. -1964- Studies in fluvial sedimentation: six cyclothem from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. Sedimentology 3: 163-198.
- ALLEN, J.R.L. -1968- Current ripples, their relation to patterns of water and sediments motion. North Holland, Amsterdam, 433 p.
- ALLEN, J.R.L. -1983- Studies in fluvial sedimentation: bars, bars-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones L. Devonian Welsh Borders. Sedimentology Geology, 33: 237-293.

- ALMEIDA, F.F.M. de -1956- O planalto basáltico da bacia do Paraná. Bol. Paulista Geogr., São Paulo, 24: 3-34.
- ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P.; MELO, M.S. de ; BISTRICHI, C.A.; PONÇANO, W.L.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de -1980- Geologia do oeste paulista e áreas fronteiriças dos Estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: Congr. Bras. Geol., 31. Anais .. Florianópolis, SBG, v. 5, p. 2799-2812.
- AMARAL, G.; et al. -1966- Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brasil. Geochimica et Cosmochimica Acta, London, 30 (2): 159-189.
- AMARAL, M.K. do -1990- Paleontologia dos depósitos Aluvionares do baixo rio Ivinheima (MS). Relatório final de bolsa de aperfeiçoamento CNPq, Proc. 820143/89/8/GL, 21p.
- ARID, F.M. & BARÇA, S.F. -1971- Sedimentos neoceno-zóicos no vale do rio Grande, Formação Rio Grande. USP, Inst. Geog. Sedimentologia e Pedologia, São Paulo, 2: 1-37.
- ARID, F.M. & LANDIM, P.M.B. -1967- Contribuição da geologia da cachoeira do Marimbondo (Rio Grande). Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 16 (2): 39-59.
- BERNARD, H.A. & MAJOR, C.J. -1963- Recent meander belt deposits of the Brazos River: an aluvial "sand" models. Am Assoc. Petrol. Bull., 47: 350.
- BERSIER, A. -1959- Séquence détritiques et divagations fluviales. Ecolog. Geol. Helv., 51, 854-893. In Sedimentary Environments and Facies. H.G. Reading (Ed), Blackwell Scientific Publications, 1986. Oxford
- BIGARELLA, J.J. & AB SABER, A.N. -1964- Quadro provisório dos fatos sedimentológicos, morfoclimáticos e paleoclimáticos na

serra do Mar paranaense e catarinense. Bol. Paran. Geogr., Curitiba, 2/5: 91.

BIGARELLA, J.J. & MAZUCHOWSKI, J.Z. -1985- Visão integrada da problemática da erosão. 3º Simpósio Nac. de Controle de Erosão. ABGE, ADEA, Publ. Esp., Maringá, pp. 332.

BIGARELLA, J.J.; MOURINHO, M.R. & SILVA, J.X. -1965- Processes and environment of the Brazilian Quaternary. Univ. Fed. Paraná, Curitiba, p. 81.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE LIMA, D. & RIEHS, P.J. -1975- Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. An. Acad. Ciên., Suplemento 47: 150-160.

BJORNBERG, A.J.S. -1969- Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: Tectônica e Sedimentologia. Tese para Professor Titular. Es. Eng. São Carlos, USP.

BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M. & FAIRCHILD, T.R. -1985- Seixos silicosos das cascalheiras dos rios Paraná e Araguaia: nomenclatura e proveniência. In: Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, Bol. de Resumos ... São Paulo, SBG, p. 11.

BRAUN, O.P.G. -1971- Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. Rev. Bras. Geogr., 32 (3): 3-39.

BROOTHROYD, J.C. & ASHLEY, G.M. -1975- Processes, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. In: Jopling, A.A. and Mc Donald, B.C. (eds). Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23: 193-222.

CANT, D.J. & WALKER, R.G. -1978- Fluvial processes and facies

- sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25: 625-648.
- CHITALE, S.V. -1970- River channel patterns. *Journal Hydraulic Division, ASCE*, 96(1): 201-221.
- CODESUL - Companhia de Desenvolvimento da Indústria, Comércio e Mineração do Mato Grosso do Sul -1980- Mapa Geológico do Mato Grosso do Sul. Escala 1:100.00.
- COLEMAN, J.M. -1969- Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, 3, 129-239.
- COLLINSON, J.D. -1970- Bed forms of the Tana river, Norway. *Geogr. Ann.*, 52A, p. 31-55.
- COLLINSON, J.D. -1986- Alluvial sediments. *Sedimentary Environment and Facies*. Reading, H.G. (Ed), 2 ed.
- CORDANI, U.G. & VANDOROS, P. -1967- Basaltic rocks of the Parana Basin. In: J.J. Bigarella; R.D. Becker; I.D. Pinto (Eds) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba. CNPq, UFRG, UFP. Com. Cart. Geol. Par., p. 207-231.
- COTTAS, L.R.; FULFARO, V.J. -1978- Mapeamento geológico da área de Nuporanga-Batatais, SP e estratigrafia dos depósitos sedimentares mesozóicos e cenozóicos. *XXX Congr. Bras. Geol.*, Recife. *Anais*, v. 1, p. 98-107.
- DAEMON, R; JABUR, I.C. & THOMAZ, S.L. -1987- Paleopalinologia nos depósitos de transbordamento do rio Tibagi, na Folha de Ponta Grossa, Estado do Paraná. *Bol. de Geogr.*, UEM, Maringá 5(1): 71-78.
- DAVIS, W.M. -1898- *Physical Geography*: Ginn and Co., Boston, 432 p. Apud MIAL, A.D. -1978- *Fluvial Sedimentology*: An

historical review. Fluvial Sedimentology. A.D. MIALL (Ed.) Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1-47.

DNAEE, Departamento de Águas e Energia Elétrica. Divisão de Controle de Recursos Hídricos -1985-. Bacias dos rios Ivaí, Piquiri e Paraná, dados atualizados até 1984. Brasília, 503 p.

DNPM, Departamento Nacional de Produção Mineral -1978- Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Paranapanema, SF 22. Ministério das Minas e Energia, Brasília, 84 p.

DOEGLAS, D.J. -1962- The structure of sedimentary deposits of braided rivers. Sedimentology, 1: 167-190.

FERREIRA, F.J.F. -1982- Alinhamentos estruturais magnéticos da região Centro Oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. PAULIPETRO -Consórcio CESP - IPT, IPT, São Paulo, 1217: 143-166.

FERNANDEZ, O.V.Q. -1990- Mudanças no canal do rio Paraná e processos de erosão nas margens: região de Porto Rico (PR). UNESP, Dissertação de mestrado, 96 p. (Inédito).

FERNANDEZ, O.V.Q.; SANTOS, M.L. dos & STEVAUX, J.C. -1990- Evolução de conjuntos de ilhas no rio Paraná, região de Porto Rico, PR. SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, Bol. de Resumos, p. 82.

FINACIADORA DE ESTUDOS E PROJETOS (FINEP) -1989- Estudos geoambiental e ecotoxicológico da planície aluvial do rio Paraná em Porto Rico PR. Relatório Anual 1, 326 p.

FINACIADORA DE ESTUDOS E PROJETOS (FINEP) -1990- Estudos geoambiental e ecotoxicológico da planície aluvial do rio Paraná em Porto Rico PR. Relatório Anual 2, 435 pp.

- FISK, H.M. -1944- Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River. Mississippi Commission, 78 p. Apud MIAL, A. D. -1978- Fluvial Sedimentological: An Historical Review. Fluvial Sedimentology, A.D. MIAL (Ed.), Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1-47.
- FISK, H.M. -1947- Fine grained alluvial deposits and their effect on Mississippi River activity: Mississippi Commission, 78 p. Apud MIAL, A. D. -1978- Fluvial Sedimentological: An Historical Review. Fluvial Sedimentology, A.D. MIAL (Ed.), Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1-47.
- FRIEDKIN, J.F. -1945- A laboratory study of the meandering of alluvial rivers. Mississippi river Commission, Vicksburg. Apud MIAL, A.D. -1978- Fluvial Sedimentology: An historical review. Fluvial Sedimentology. A.D. MIAL (Ed.) Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1-47.
- FRIEDMAN, G.H & SANDERS, J.E. -1978- Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons (Ed).
- FÚLFARO, V.J. -1974- Depósitos de cascalhos da bacia hidrográfica do rio Paraná. IPT, 20 p. (Relatório Interno de viagens) (Inédito).
- FULFARO, V.J. -1979- O Cenozóico da bacia do Paraná. In: Simpósio Reg. Geol., 2, Rio Claro. Anais ...São Paulo, SBG, 1: 231-241.
- FULFARO, V.J. & SUGUIO, K. -1967- Campos de diques de diabásio na Bacia do Paraná. Bol. SBG, São Paulo, 16(2): 23-38.
- FULFARO, V.J. & SUGUIO, K. -1974- O Cenozóico Paulista: gênese e idade: XXVIII Congr. Geol., Bol. 1: 784-787 (abstract).
- FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V. & VIANNA, R.B. -1982-

- Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. Rev. Bras. Geol., São Paulo, 12 (4): 590-611.
- FULFARO, V.J.; ANGELI, N. & BARCELOS, J.H. -1983- Depósitos de cascalho da bacia hidrográfica do rio Paraná. In: Simp. Reg. Geol., 4, Bol. Res., São Paulo, SBG, p. 25.
- GALLOWAY, W.E. -1983- Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag, New York, 221 p.
- GORDON Jr., M. -1947- Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Div. Geol. Min., Notas Preliminares e Estudos, 38: 1-20. Rio de Janeiro.
- GUIDICINI, G. -1973- Estudos de ocorrências de materiais naturais granulares no interior da bacia do Alto Paraná, São Paulo. IPT, Rel. Int. (ined.) 7.242, 103 p.
- GUIDICINI, G. & FERNANDES da SILVA, R. -1972- Sobre a ocorrência de uma extensa bacia de acumulação de sedimentos rudáceos na região de Três Lagoas, sudeste de Mato Grosso. In: Congr. Bras. Geol., XXVI, Belém, Anais. Belém, SBG, 155-165.
- GUSTAVSON, T.C. -1974- Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina Glacier Foreland, Alaska. J. Sediment. Petrol., 44, 374-389.
- HILLS, E.S. -1960- The physiography of Victoria, Melbourne, Whitcombe e Tomba, 292 p. Apud LAVINA E.L. -1984- Considerações sobre o paleoambiente da Formação Sanga do Cabral. (Eotriciássico - Grupo Rosário do Sul) na região norte da Folha Caçatuba (RS). In: XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG, R.J., Anais, vol. II, pag. 792-804.
- HOOKE, R.L. -1967- Processes on arid region alluvial fans. Journal of Geology, 75, 438-460.

- IBGE -Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística -1990-
Geografia do Brasil. Vol. 2, Região Sul. Rio de Janeiro.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo
-1976- Estudos geológicos preliminares no Eixo II da Usina de
Porto Primavera I - Rio Paraná e eixo A da Usina de Porto
Primavera II- Rio Paranapanema. São Paulo, IPT (Relatório
Int. 9267, Inédito).
- IPT -Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-
1981- Mapa Geológico do Estado de São Paulo - Escala
1:500.000.
- IPT -Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-
1989- Compartimentação Estrutural e evolução tectônica do
Estado de São Paulo (Relatório Int. 27394, Inédito).
- JACKSON, J.C. -1834- Hints on the subject of geographical
arrangement and nomenclature. Roy. Geog. Soc. J. V. 4, p. 72-
88. Apud MIAL, A.D. -1978- Fluvial Sedimentology: An
historical review. Fluvial Sedimentology. A.D. MIAL (Ed.)
Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1-47.
- JACKSON, R.G. -1975- Hierarchical attributes and a unifying
model of bed forms composed of cohesionless material and
produced by shearing flow. Geol. Soc. Am. Bull. 86: 1523-
1533.
- JABUR, I.C. -em andamento- Análise paleoambiental do Quaternário
Superior na bacia hidrográfica do Alto Paraná. Tese de
Doutorado em andamento IGCE/ENESP, Rio Claro.
- JABUR, I.C. & SANTOS, M.L. dos - 1984- Revisão estratigráfica da
Formação Caiuá. Bol. Geog., UEM, 2 (2): 91-106.
- JUSTUS, I. de O. -1985- Subsídios para interpretação
morfogenética através da utilização de imagens de radar.

- Salvador. Univ. Fed., Inst. Geogr. (Dissertação de mestrado), 204 p (Inédito).
- KING, L.C. -1956- A geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr., 18(2): 147-265.
- LANDIM, P.M.B.; SOARES, P.C.; FULFARO, V.J. -1974- Cenozoic deposits in South-central Brazil and the engineering geology. 2nd. Intern. Congr. Int. Ass. Eng. Geol., v. 3, 11.1-11.7.
- LEINZ, V. -1949- Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. Bol. USP, F.F.C.L., 103, geol. 5, 61 p.
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G. -1957- River channel patterns: straight, meandering and braided. U.S. Geol. Sur., Prof. Paper 232B, p. 39-85.
- LOVE, D.W. -1979- Quaternary fluvial geomorphic adjustments in Chaco Canyon, New Mexico. In: Adjustments of the Fluvial System. D.D. Rhodes & G.P. Willimas (eds) Proc. Tenth An. Geom. Symp. Series. Birghmighan, New York, p. 277-308.
- MAACK, R. -1947- Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. Bibli. Técn., Curitiba, 2: 67-154.
- MAACK, R. -1968- Geografia física do Estado do Paraná. Banco Desenv. do Paraná, Univ. Fed. do Paraná e IBPT. Curitiba, 350 p.
- McKEE, E.D.; CROSBY, E.J. & BERRYHILL, H.L. -1967- Flood deposits, Bijou creeks, Colorado. Sedimentary Petrol., 27, p. 829-851.
- MELFI, A.J. 1967- Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from southern Brasil. Geochimica et Cosmochimica Acta. London, 31: 1079-1089.

- MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M. & NARDY, A.J.R. -1988- The mesozoic flood vulcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects. E.M. PICCIRILLO a and A.J. MELFI, Eds, IAG, São Paulo.
- MIALL, A.D. -1977- A review of the braided-river depositional environment. Earth Science Reviews, 13:1-62.
- MIALL, A.D. -1978a- Fluvial Sedimentology: an historical review. Fluvial Sedimentology. A.D. MIALL (Ed.). Canadian Soc. of Petrol Geol. Memoir, 5, 1-47.
- MIALL, A.D. -1978b- Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. Fluvial Sedimentology. A.D. MIALL (Ed.). Canadian Soc. of Petrol Geol. Memoir, 5, 597-604
- MIALL, A.D. - 1985- Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Reviews, 22: 261-308.
- MILLIMAN, J.D. & MEADE, R.H. -1983- World-wide delivery of river sediment to the oceans. J. of Geol., 91 (1): 1-21.
- MINEROPAR - 1986- Geologia do Estado do Paraná. Mapa geológico na escala 1:400.000. Sec. Ind., Comércio do Estado do Paraná.
- MINEROPAR -1990- Mapa geológico do Estado do Paraná, escala 1:650.000. Sec. Ind., Comércio do Estado do Paraná.
- MONTICELLI, J.J. & PEREIRA, M.A.M. -1976- Ocorrências de areia e cacalho entre Presidente Epitácio e Guaíra. In: Seminário Nacional de Grandes Barragens, 11, Fortaleza. Anais ... São Paulo CTH, DAEE, SOMA, v.1, trB 10.

- NOGUEIRA Jr., J. -1988- Possibilidades de colmatção química dos filtros e drenos da barragem de Porto Primavera (SP) por compostos de ferro. Dissertação de mestrado, USP, 2 V, 229 p (Inédito).
- NUSKE, M.J. & OLIVEIRA, J.A.N. -1972- Prospeção de cascalho e areia em leitos de rios - dois exemplos e uma sugestão de metodologia. In: Sem. Paul. de Geol. Aplic., 4, São Paulo, Anais ... APGA, p. 409-428.
- ORE, H.T. -1964- Some criteria for recognition of braided stream deposits. University of Wyoming. Contribution to Geology, 3: 1-14.
- PARKER, G. -1976- On the cause and characteristic scale of meandering and braiding in rivers. Journal of Fluid Mechanics, 76: 459-480.
- PEALE, A.C. -1879- Report on the geology of the Green river Distrit F.V. Hayden, U.S. Geol and Geog. Survey Terr., 9 th Rept, 720. Apud MIALl, A.D. -1978- Fluvial Sedimentology: An historical review. Fluvial Sedimentology. A.D. MIALl (Ed.) Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1-47.
- PONTE, F.C. -1969- Estudo morfo-estrutural da bacia Alagoas-Sergipe. PETROBRAS, Bol. Téc. Petr., Rio de Janeiro, 12(4): 439-474.
- POPP, J.H. & BIGARELLA, J.J. -1975- Formações cenozóicas do noroeste do Paraná. An. Acad. Bras. Ciênc., 47: 465-472.
- POTTER, P.E. - 1959- Facies models conference, Science, v. 129, p. 1292-1294. Apud MIALl, A.D. -1978- Fluvial Sedimentology: An historical review. Fluvial Sedimentology. A.D. MIALl (Ed.) Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1-47.
- RADAMBRASIL -1982- Levantamento de recursos naturais. Folha SF-

- 21, Campo Grande. Ministério das Minas e Energia, v. 28, 403 p.
- RICCI-LUCHI, F. -1980- Sedimentologia, Parte III, Ambientes, sedimentari e facies. Coop. Lib. Univ. Dist. Bol., Bologna, 261 p.
- RICHARDS, K. -1982- Rivers. Forms and processes in alluvial channels. Methuen & Co. (Ed.) New York, 358 p.
- RUST, B.R. -1972- Structure and process in a braided river. Sedimentology 18: 221-245.
- RUST, B.R. -1978- Depositional models for braided alluvium. In: Fluvial Sedimentology. A.D. MIAL (Ed.) Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 605-625.
- RUST, B.R. -1981- Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's creek, Central Australia. Sedimentary Petrol., 51(3): 745-755.
- RUST, B.R. & KOSTER, E.M. -1984- Coarse Alluvial Deposits. In: R.G. WALKER (Ed.) Facies Models. Geoscience, Canada, Reprint Series 1, 2ª. Ed., p. 53-69.
- RUIZ, M.D. -1963- Geologia aplicada à barragem de Jupia (sistema Urubupungá). São Paulo, IPT, 30 p. (Rel. Interno, Inédito).
- SANTOS, M.L. dos -1991- Faciologia e evolução de barras de canal do rio Paraná na região de Porto Rico, PR. UNESP, dissertação de mestrado.
- SANTOS, M.L. dos; FERNANDEZ, O.V.Q. & STEVAUX, J.C. -1989- Aspectos morfogenéticos das barras de canal do rio Paraná na região de Porto Rico, PR. ABEQUA. Congr. Assoc. Bras. de Est. do Quat., 2, Rio de Janeiro.

- SCHUMM, S.A. -1963- A tentative classification of alluvial river channels. U.S. Geol Surv. Circ. 477.
- SCHUMM, S.A. -1968- Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. Geol. Soc. Am. Bull., 79: 1573-1588.
- SCHUMM, S.A. -1981- Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. In: F.G. ETHRIDGE and R.M. FLORES (Eds.) Recent Ancient non-marine depositional Environment: Models for Explorations. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publ., 31, p. 19-30.
- SCHUMM, S.A. & KHAN, H.R. -1972- Experimental study of channel patterns. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 1555-1770.
- SELLEY, R.C. -1978- Ancient sedimentary environments. Cornell Univ. Press. New York, 39 p.
- SMITH, D.G. -1976- Effect of vegetation on lateral migrations of anastomosed channels of a glacier meltwater river. Geol. Soc. Am. Bull., 87: 857-860.
- SMITH, D.G. -1983- Anastomosed fluvial deposits: modern examples from westerns Canada. In: Collison, J.D & Lewin, J. (Eds.) Modern and ancient fluvial systems. Int. Assoc. of Sed. Sp. Pub. 6: 155-168.
- SMITH, D.G. & PUTMAN, P.E. -1980- Anastomosed fluvial deposits: modern and ancient examples from Alberta, Canada. Can. J. Earth Science, 17: 1396-1406.
- SMITH, D.G. & SMITH, N.D. -1980- Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. J. Sed. Petrol., 50:157-164.
- SMITH, N.D. -1970- The braided stream depositional environment:

comparision of the Platte river with some silurian clastic rocks, north central appalachians. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 2993-3014.

SMITH, N.D. -1971- Transverse bars and braiding in the lower Platte river, Nebraska. Geol. Soc. Am. Bull., 82, p. 3047-3420.

SMITH, N.D. -1972- Some sedimentological aspects of planar cross-stratifications in a sandy braiding river. Sedimentary Petrol., 42, 624-634.

SMITH, N.D.. -1974- Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse river, a braided outwash stream. Journal of Geology, 82: 205-223.

SOARES, P.C. & FIORI, A.P. -1976- Lógica e sistemática na interpretação de fotografias aéreas em geologia. Not. Geomorfológica, 16(32): 71-104.

SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. -1976- Depósitos cenozóicos na região centro-sul do Brasil. Not. Geomorfológica 16(31): 17-39.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J.; AMARAL, G.; SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M.; SOBREIRO NETO, A.F.; GIANCURSI, F.D.; CORREA, W.A. & CASTRO, G.G.J. -1979- Geologia da região sudoeste do Estado de São Paulo. II Simp. Reg. Geol., Rio Claro, SBG, São Paulo, Atas, 2:307-320.

SOARES, P.C. LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J. & SOBREIRO NETO, A.F. -1980- Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo, Grupo Bauru. Rev. Bras. Geoc. 10 (3): 177-185.

SORBY, H.C. -1952- On the oscillation of the currents drifting the sandstone beds of the southeast of Northumberland, and on

- their general direction in the coalfield in the neighbourhood of Edinburgh. Proc. W. Yorks Geol. Soc. v. 3, p. 232-240. Apud MIAL, A.D. -1978- Fluvial Sedimentology: An historical review. Fluvial Sedimentology. A.D. MIAL (Ed.) Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 5, 1-47.
- STEIN, D.P.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; ALMEIDA, F.F.M. -1979- Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. SBG, Simp. Reg. Geol., 2: 291-306.
- STEVAUX, J.C. - Estratigrafia e sedimentação da planície aluvial do rio Paraná em Porto Rico (PR): proposição de um modelo sedimentar para rio tropical. USP, Tese de doutorado (Em andamento).
- SUGUIO, K.; NOGUEIRA Jr., J.; TANIGUCHI, H & VASCONCELLOS, M.L. -1984- Quaternário no rio Paraná em pontal do Paranapanema: proposta de um modelo de sedimentação. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, Anais .. Rio de Janeiro, SBG, 1: 10-18.
- SUNDBORG, A. -1956- The river Klaralven, a study of fluvial processes. Geomorfiska annaler, 38: 217-316.
- SZUBERT, E.C. -1979- Esquema interpretativo de evolução geológica das rochas vulcânicas mesozóicas da Bacia do Paraná. Actas Geol. Leop., São Leopoldo 3(6) 124-133.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Jr.; THOMPSON, S. III -1977- Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. Am. Associ. Petrol. Geol. Mem., 26: 83-98.
- WALKER, R.G. -1984- Facies models. Second Edition. Geoscience Canada reprint series 1, Ontario, 332 p.

- WALKER, R.G. & CANT, D.J. -1979- Sandy fluvial systems. In: R.G. WALKER (Ed.) Facies models. Second Edition. Geoscience, Canada reprint series 1, Ontario, 71-90.
- WALKER, R.G. & CANT, D.J. -1984- Sandy fluvial systems. In: R.G. WALKER (Ed.) Facies models. Geoscience Canada, reprint series 1, Ontario, 23-32.
- WHITE, I.C. -1906- Geology of South Brazil. Science, 24: 377-379.
- WILLIAMS, G.E. -1971- Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of Central Australia. Sedimentology, 17, p. 1-40.
- WILLIAMS, P.F. & RUST, B.R. -1969- The sedimentology of a braided river. Journal of Sedimentary Petrology 39: 649-679.
- WASHBURN, C.W. -1930- Petroleum geology of State of São Paulo, Brazil. Com. Geogr. Geol., Est. São Paulo, São Paulo, 281 p.
- WRIGHT, L.D.; COLEMAN, J.M. & ERICKSON, M.W. -1974- Analysis of a braided river. J. Sediment. Petrol., 39: 649-679.

ANEXO 1

Mapa Geológico Regional

ANEXO 2

Mapa Geológico do Segmento Ilha dos Bandeirantes - Ilha Floresta

LEGENDA

- Qfv DEPÓSITOS DE FUNDO DE VALE
 - Qii UNIDADE IVINHEÍMA
 - Qid ZONA DA BACIA DE INUNDAÇÃO
 - Qib ZONA DE CANAIS E DIQUES
 - Qb ZONA DE PALEOBARRAS
 - Qp UNIDADE CÔRREGO BAILE
 - Tqt UNIDADE PORTO PEROBA
 - Kc UNIDADE TAQUARAÇU
 - Kc FORMAÇÃO CAIUÁ E DEPÓSITOS DE TERRAÇO ALTO
- rio/córrego lago

MAPA GEOLÓGICO DO SEGMENTO
ILHA DOS BANDEIRANTES - ILHA FLORESTA

ANEXO 3

Mapa Geológico do Segmento Ilha Floresta - Ilha Óleo Cru

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA
T1488

ANEXO 3

MAPA GEOLÓGICO DO SEGMENTO ILHA FLORESTA - ILHA ÓLEO CRU

LEGENDA

- Qfv DEPÓSITOS DE FUNDO DE VALE
- QI UNIDADE IVINHEIMA
Qii - zona da bacia de inundação
Qid - zona das canas e diques
- Qb UNIDADE Córrego Baile
- Qp UNIDADE PORTO PEROBA
- TQ1 UNIDADE TAQUARAÇU
- Kc FORMAÇÃO CAIUÁ e DEPÓSITOS DE TERRAÇO ALTO

rio / córrego lago
0 1 2 3 4 5 km