UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O RIO PARANÁ: GEOMORFOGÊNESE, SEDIMENTAÇÃO E
EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA DO SEU CURSO SUPERIOR
(REGIÃO DE PORTO RICO, PR)

José Cândido Stevaux

Orientador: Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

São Paulo
- 1993 -

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O RIO PARANÁ: GEOMORFOGÊNESE, SEDIMENTAÇÃO E
EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA DE SEU CURSO SUPERIOR
(REGIÃO DE PORTO RICO, PR)

JOSÉ CÂNDIDO STEVAUX

Orientador: Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. P.M.B.Landim
Examinadores:	Dr. A.M.Coimbra
	Dr. K.Suguio
	Dr ^a J.R.S.de Moura
	Dr. A.Saadi

SÃO PAULO
1993

10

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O RIO PARANÁ: GEOMORFOGÊNESE, SEDIMENTAÇÃO E
EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA DO SEU CURSO SUPERIOR
(REGIÃO DE PORTO RICO, PR)

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005731

José Cândido Stevaux

Orientador: Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

São Paulo
- 1993 -

Nada mais difícil de conhecimento do que o passado recente. Ainda não é história e já não é vida. Ainda não encontrou quem o fixasse em livro e não se acha mais acessível ao consentimento direto. Já está esquecido e ainda não foi registrado. (Tristão de Athayde)

Esta tese é dedicada a
Reinhard Maack e
João José Bigarella

INDICE

<i>Siglas, código de poços e termos traduzidos</i>	IV
<i>Simbologia</i>	V
<i>Resumo</i>	VI
<i>Abstract</i>	IX
<i>Indice das ilustrações</i>	X

Capítulo 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo.....	1
1.2 A área de estudo no contexto geomorfológico e geológico regional.....	6
1.2.1 Caracterização geomorfológica.....	7
1.2.2 Caracterização geológica.....	14
1.3 Agradecimentos.....	24

Capítulo 2 CONCEITOS E DEFINIÇÕES GERAIS	27
2.1. Acertos e desacertos entre a Sedimentologia e a Geomorfologia Fluvial.....	28
2.1.1 Evolução dos conceitos da Geomorfologia e Sedimentologia Fluvial.....	30
2.1.2 Modelo deposicional fluvial.....	31
2.1.3 Tipologia dos canais fluviais.....	34
2.1.4 Confronto modelo x realidade: o rio Paraná..	37
2.2 Terminologia e classificação de barras e ilhas.....	40
2.3 Problemas metodológicos na Estratigrafia do Quaternário Continental.....	43
2.4 Problemas no uso da datação absoluta nos depósitos do rio Paraná (e quaternários continentais de modo geral)....	55

Capítulo 3 CARTA GEOMORFOLÓGICA (ANEXO 1)	58
3.1 Unidade geomorfológica Porto Rico.....	61
3.2 Unidade geomorfológica Taquaruçu.....	64
3.2.1 Subunidade geomorfológica Taquaruçu-Rio Ivinheima.....	67
3.3 Unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista.....	68
3.3.1 Subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista-Alta.....	69
3.3.2 Subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista-Baixa.....	70
3.3.3 Subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista-Leque.....	72
3.4 Unidade Rio Paraná.....	76
3.4.1 Subunidade Rio Paraná-Canal.....	76
3.4.2 Subunidade Rio Paraná-Várzea.....	79
3.5 Unidade geomorfológica Rio Paranapanema.....	82

Capítulo 4	GEOMORFOLOGIA E LIMNOLOGIA FLUVIAL.....	84
4.1	Regime fluvial e sedimentos suspensos.....	84
4.1.1	A seção de porto São José.....	85
4.1.2	Dinâmica das cheias na planície de inundação.....	86
4.2	Tipologia de canal.....	87
4.2.1	Canal principal.....	89
4.2.2	Canais secundários.....	90
4.3	Formas de leito.....	92
4.3.1	Classificação das formas de leito do rio Paraná.....	94
4.4	Alteração na linha de margem.....	99
4.5	Conceitos e opiniões.....	100

Capítulo 5	FACIOLOGIA E GENESE DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES.....	103
5.1	Introdução.....	103
5.2	Fácies e processos deposicionais.....	105
5.3	Análise de fácies.....	114
5.3.1	Depósito de canal.....	115
5.3.1.1	<i>Depósito de barra arenosa.....</i>	<i>115</i>
5.3.1.2	<i>Depósito de lençol arenoso.....</i>	<i>122</i>
5.3.1.3	<i>Considerações sobre a faciologia de lençóis arenosos.....</i>	<i>132</i>
5.3.2	Depósito de planície de inundação.....	136
5.3.2.1	<i>Depósito de dique marginal.....</i>	<i>137</i>
5.3.2.2	<i>Depósito de bacia de inundação.....</i>	<i>146</i>
5.3.2.3	<i>Depósito de rompimento de dique marginal.....</i>	<i>158</i>
5.3.2.4	<i>Depósito de ilha.....</i>	<i>160</i>
5.3.3	Depósitos associados à calha do rio Paraná.....	163
5.3.3.1	<i>Depósito de cascalho.....</i>	<i>164</i>
5.3.3.2	<i>Depósito de colúvio.....</i>	<i>170</i>
5.3.3.3	<i>Depósito de lagoa.....</i>	<i>174</i>
5.4	Apresentação da curva "G" de migração de margem....	178

Capítulo 6	DISCUSSÕES.....	185
6.1	Argilominerais e minerais pesados.....	185
6.2	Datações absolutas, palinologia e interpretações paleoclimáticas.....	189
6.3	Evolução do sistema fluvial do rio Paraná.....	194
6.3.1	Algumas idéias sobre o tectonismo da área.....	202
6.4	Correlação entre trechos do rio Paraná.....	206

Capítulo 7	CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE ESTUDO.....	211
7.1	Evolução do sistema do rio Paraná.....	212
7.2	Faciologia e modelagem sedimentar.....	212
7.3	Geomorfologia.....	214
7.4	Dinâmica fluvial.....	215

Capítulo 8	BIBLIOGRAFIA.....	217
------------	-------------------	-----

PRANCHA 1 (microscopia eletrônica).....	233
---	-----

PRANCHA 2 (micromorfologia).....	235
----------------------------------	-----

ÍNDICE REMISSIVO.	236
------------------------	-----

ANEXO 1 (carta geomorfológica).....	encarte
-------------------------------------	---------

SIGLAS, TERMINOLOGIA E TERMOS ESTRANGEIROS UTILIZADOS

SIGLAS

UEM	- Universidade Estadual de Maringá
CESP	- Centrais Energéticas de São Paulo
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
FINEP	- Financiadora de Projetos e Pesquisa
CNPq	- Conselho Nacional de Ciência e Tecnologia
USP	- Universidade de São Paulo
INALI	- Instituto Nacional de Limnologia, Argentina
IPT	- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Est. S. Paulo
C ₁₄	- Método de datação por isótopos de carbono
TL	- Método de datação por termoluminescência
CENA	- Centro de Energia Nuclear na Agricultura USP/Piracicaba, SP

POÇOS

IN - Ilha Nanine	IC - Ilha Carioca
RE - Ribeirão Esperança	BP - Barra Porto Rico
ZV - Zé Vermelho	TM - Três Morrinhos
LP - Lagoa Piranha	RC - Ribeirão Caracu
LL- Lagoa Linda	LA - Lagoa Assombrada

TERMOS TRADUZIDOS

Ondulação	<i>ripple</i>
Mega-ondulação	<i>megaripple</i>
Duna subaquosa	<i>dune</i> (no caso de formas de leito)
Onda de areia	<i>sand wave</i>
Abandono de trecho de canal	<i>avulsion</i>
Sonda vibratória	<i>vibro corer</i>

TERMOS TÉCNICOS

Lótico: águas continentais em movimento como em rios, arroios e corredeiras
Lêntico: ambiente aquático em que a massa de água é parada
 (Glossário de Ecologia, Academia de Ciências do Est. de São Paulo, 1987)

ORTOGRAFIA ADOTADA

Dicionário Contemporâneo da Língua Portuguesa Caldas Aulete

SIMBOLOGIA

LITOLOGIA

Espongólito
Areia
Lama arenosa
Lama
Cascalho
Turfa
Fragmentos vegetais

ESTRUTURA SEDIMENTAR

Estratificação cruzada
Laminação cruzada
Estratificação cruzada sigmoidal
Maciço
Granodecrescência e granocrescência
Concreção
Laminação planoparalela
Estratificação cruzada em festão
Bioerosão de raízes
Bioturbação generalizada
Mosqueamento total
Imbricação

FORMA DE DEPÓSITO

Lenticular
Lenticular-tabular
Tabular
Cunha

RESUMO

O rio Paraná está entre os dez maiores rios do mundo em comprimento e descarga e constitui-se na segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul. Seu curso é dividido em três trechos: inferior, médio e superior. Este trabalho se desenvolveu no trecho superior, mais propriamente na região de Porto Rico (PR), localizada entre a foz do rio Paranapanema e a do rio Ivinheima, onde as peculiaridades geomorfológicas abrigam vários ambientes e subambientes fluviais e associados.

A área foi dividida em 5 unidades geomorfológicas maiores e 6 subunidades geomorfológicas, mapeadas na escala 1:100.000.

Unidade Geomorfológica Porto Rico: ocorre na margem esquerda do rio, sendo constituída pelos arenitos da Formação Rio Paraná. Corresponde à superfície mais alta e mais antiga do sistema.

Unidade Geomorfológica Taquaruçu: compreende basicamente aos depósitos coluviais, com pouca contribuição aluvial na base, sendo caracterizada por apresentar quantidade de lagoas originadas provavelmente por processo pseudocárstico em clima mais seco que o atual. Datação por termoluminescência revelou que esses corpos d'água têm idade superior a 40.000 anos A.P.

Unidade Geomorfológica Fazenda Boa Vista: definida cerca de 10m abaixo da unidade anterior, esta unidade tem morfogênese bastante complexa que se iniciou no Pleistoceno médio estendendo-se praticamente até 2.000 anos A.P. Compõe-se de três subunidades geomorfológicas distintas.

Unidade Geomorfológica Rio Paraná: constituída pelo canal do rio Paraná e sua respectiva planície de inundação. No trecho estudado o rio foi dividido em dois setores conforme seu padrão de canal: a) o setor principal de padrão multicanal onde os canais de primeira ordem são geralmente retilíneos e com sinuosidade aumentando para os de segunda e terceira ordem; b) o setor secundário, que se desenvolve na planície de inundação, tem padrão anastomosado formado por vários canais, furos e paranás e pelo próprio rio Ivinheima.

Unidade geomorfológica Rio Paranapanema: compreende a planície aluvial do rio homônimo sendo possível separar duas subunidades: a planície atual e o terraço antigo.

As trocas de processos deposicionais e erosivos no canal do Paraná são muito ativas resultando na migração contínua do talvegue que, em alguns casos atinge até 56,6m.ano⁻¹.

As formas de leito, estudadas por meio da ecobatimetria, foram classificadas em: ondulação (até 0,3m de altura), mega-ondulação (entre 0,3 e 1,5m de altura), duna subaquosa (de 1,5 a 7,5m de altura) e onda de areia (chegando a atingir 13m de altura).

Estudos faciológicos em afloramentos, poços, trincheiras e testemunhos de sondagens dos depósitos associados ao rio Paraná permitiram a sua caracterização em

12 tipos principais, classificados conforme seus ambientes sedimentares. Aqueles relacionados diretamente aos processos fluviais do Paraná são: depósitos de canal, barra arenosa, lençol arenoso, dique marginal, bacia de inundação e rompimento de dique marginal. Os depósitos associados à calha do rio, mas não aos processos fluviais, são: depósito de rudáceos, colúvios e de fundo de lago. Foram propostos modelos deposicionais inéditos para diques marginais primários e de margem erosiva, bem como foi elaborada uma ampla discussão crítica entre os modelos de literatura (principalmente a arquitetura deposicional) com a gênese e a faciologia dos depósitos do rio Paraná.

Baseado nos estudos faciológicos dos depósitos de inundação foi proposta a curva "G" de migração de margem. Essa curva compõe-se do registro da distância relativa que um determinado ponto na planície de inundação se mantém do canal, durante o intervalo litológico estudado (um perfil ou um testemunho). Aplicada em 30 seções e testemunhos obtidos na área, a curva "G" mostrou-se muito útil nas correlações entre depósitos fluviais, com boa perspectiva de utilização também em sedimentos antigos.

A análise de minerais de argila indicou que o grande aporte dos termos finos em suspensão provem da cobertura pedogenizada dos arenitos dos grupos Caiuá e Bauru. Os minerais pesados por sua vez parecem derivar diretamente do embasamento cristalino (Grupo Canastra) com pouca maturidade no sistema. Em sua maioria as areias do rio Paraná são produto do retrabalhamento de antigos depósitos de canal, não havendo atualmente grande contribuição da área fonte.

A integração dos resultados das datações absolutas e da palinologia permitiu o estabelecimento da evolução climática do sistema pelo menos para os últimos 50.000 anos. O primeiro período de aridez, bem definido nos testemunhos de sondagem das lagoas e dos depósitos de canal do rio Paraná encerrou há cerca de 10.000 anos. Nessa época iniciou-se o primeiro período úmido que culminaria com um ótimo climático em torno de 6.000 a 5.000 anos A.P. Entre 3.000 e 2.000 anos ocorreu um recrudescimento nas condições climáticas, aqui denominado como segundo período de aridez. A partir de 2.000 anos A.P. até os dias de hoje, o clima tornou-se mais ameno, possibilitando o estabelecimento da atual mata pluvial que cobria toda a região (até a década de 70, quando foi quase totalmente removida devido a ocupação econômica da área). Esse último intervalo de tempo foi denominado de segundo período úmido.

O compartimento geomorfológico onde se instalou a bacia hidrográfica do rio Paraná começou a se formar durante o Plioceno e Pleistoceno Superior sobre a Superfície Sul-Americana. O estabelecimento da serra de Maracaju (tardiocontemporâneo à serra do Mar) veio formar o *divortium aquarum* entre as bacias do Paraná e do Paraguai. O compartimento do rio Paraná sofreu novo aplainamento denominado localmente como Superfície de Guaira, sobre a qual começa a ser escavado o atual canal do rio Paraná.

O clima árido que se desenvolveu durante quase todo o Pleistoceno permitiu o desenvolvimento de grandes extensões de colúvio como também do grande pacote de areia e cascalho existente no canal do rio Paraná. Os períodos de melhoria climática que se sucederam no Holoceno propiciaram o desenvolvimento de uma extensa planície de inundação argilosa por onde meandrava o rio Paraná. O estágio atual, de desajuste hidrológico e sedimentar foi causado, provavelmente, por interferência tectônica.

ABSTRACT

This study involves the geomorphological, sedimentological and quaternary evolutionary aspects of the Upper Paraná River at Porto Rico (State Paraná, Brazil). The alluvial plain is composed by a braided system (main channel), with islands and sandy bars; and a anastomosing system (involving secondary channels, tributaries and a complex of swamps, pools and natural levees). River discharge in its upper course varies from $8,400\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ to $13,000\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ (minimum of $2,550\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ and maximum of $33,740\text{m}^3.\text{s}^{-1}$). Solid discharge reaches $27 \times 10^6\text{ton}.\text{y}^{-1}$ for suspended sediments and $3 \times 10^6\text{ton}.\text{y}^{-1}$ for load ones. Through echobatimetric survey, bed forms were grouped in ripples, megripples, dunes and sand waves.

Studies of the sedimentology, heavy minerals, clay minerals and facies architecture was applied to the major geomorphological unities and their subunities.

Preliminary palinological studies show that during the Upper Pleistocene the area was dominated by grassland and savanas under dryer conditions. Since the beginning of Holocene there has been a generalized transition to humid phase and the present Broadleaf Forest occupied the area in the last 2,000 years B.P.

The hypothesis is suggested to explain the evolution of the area: 1) the first geomorphological outline of the Parana River catchment initiated during the Plio-Pleistocene; 2) the alluvial valley was filled up by alluvial-colluvial deposits at the end of Pleistocene; 3) tectonism and climatic changes (Atlantica Climatic Optimum) generated a new valley bottom (5 to 8m below the former level) and a wide meandering plain was built up; 4) recente fluvial system created a new terrace 3m above the normal water level.

INDICE DAS ILUSTRAÇÕES

Figuras

1.1.	Aumento da área represada na bacia hidrográfica do rio Paraná.....	2
1.2.	Localização da área de estudo.....	4
1.3.	Seções transversais dos rios Amazonas (em óbidos), Mississipi (em Vicksburg) e Paraná (em porto São José, PR, área de estudo)....	6
1.4.	Bloco-diagrama com a geologia, geomorfologia e a hidrografia do alto curso do rio Paraná.....	8
1.5.	Esquema das relações entre as superfícies agradacionais e degradacionais.....	12
1.6.	Evolução dos depósitos colúvio-aluviais associados à drenagem.....	18
1.7.	Lineamentos da Bacia do Paraná e perfil geológico longitudinal esquemático do rio Paraná.....	21
2.1.	Elementos arquitetônicos maiores.....	33
2.2.	A) Definição para L _b e L _m . B) Definição de ordem de barra e canal.....	36
2.3.	Classificação de barras de canal do rio Paraná.....	43
2.4.	Estádios de aplainamento e gênese de níveis de couraça na Lavra Norte.....	48
2.5.	Processos geradores de terraços.....	48
2.6.	Seqüências de desenvolvimento de terraços.....	51
2.7.	Analogia entre a seção estratigráfica e cronoestratigráfica de Mitchum <i>et al.</i> (1977) e terraços fluviais.....	53
2.8.	Diagrama com unidades fluviais, unidades de paleossolos e proporção de tempo.....	54
2.9.	Diagrama com proporção de tempo ocupado pela agradação, degradação e <i>stasis</i>	55
3.1.	Imagem LANDSAT da área estudada.....	61

3.2.	Carta geomorfológica da área a partir de imagens de satélite e fotografias aéreas.....	63
3.3.	Unidade geomorfológica Taquaruçu.....	64
3.4.	Lagoa circular típica da unidade geomorfológica Taquaruçu.....	66
3.5.	Subunidades geomorfológicas Fazenda Boa Vista Alta e Baixa e Rio Paraná - Várzea.....	70
3.6.	Captura da drenagem do rio Ivinheima.....	73
3.7.	Paisagem composta pelas unidades geomorfológicas Fazenda Boa Vista e Rio Paraná.....	74
3.8.	Parâmetros geomorfológicos do conjunto de ilhas Floresta e Cajá.....	78
3.9.	Carta geomorfológica de detalhe do rio Paranapanema em Rosana, SP, extremo norte da área estudada.....	83
4.1.	Descarga média mensal dos rios Paraná e Ivinheima...	85
4.2.	Ciclo anti-horário observado entre a concentração de sedimento suspenso e descarga líquida durante a cheia de 1988-1989.....	86
4.3.	Padrão de canal e características batimétricas do rio Paraná nas proximidades de Porto Rico, PR.....	90
4.4.	Migração do talvegue em relação a um ponto fixo durante os últimos trinta anos.....	93
4.5.	Marcas onduladas linguóides em formas de leito <i>ripple</i>	95
4.6.	Ecogramas em seções longitudinais.....	98
4.7.	(A) Variação em área do conjunto de ilhas Carioca. (B) Descarga anual média e máxima do rio Paraná.....	102
5.1.	Fácies Gm/Gms. Depósitos de descarga relâmpago....	107
5.2.	Fácies Sp/Ss, Gm e Sm. Escavações na represa de Porto Primavera.....	108
5.3.	Fácies Sp. Barra Porto Rico.....	109
5.4.	Fácies St. Barra Porto Rico.....	110
5.5.	Fácies Sr em dique marginal.....	111

5.6.	Fácies Sl e So. Barra lateral, rio Paraná.....	112
5.7.	Fácies Fm com nível de pedogênese incipiente.....	114
5.8.	Curvas de frequência cumulativa para amostras de barra lateral e central.....	116
5.9.	Características morfológicas das barras do rio Paraná.....	117
5.10.	Perfil vertical e associação faciológica de barra central e lateral.....	119
5.11.	Curvas de isovelocidade de corrente no rio Paraná.....	120
5.12.	Progressão da margem de canal por meio de barras laterais.....	121
5.13.	Perfil transversal do rio Paraná e características granulométricas do material de fundo.....	123
5.14.	Bloco esquemático da barra Porto Rico e suas associações faciológicas.....	124
5.15.	Seção geológica, perfis de fácies e distribuição espacial dos elementos arquitetônicos no rio Paraná, Porto Primavera.....	126
5.16.	Visão telescópica do elemento arquitetônico FM aflorante nas escavações da hidroelétrica de Porto Primavera.....	129
5.17.	Fácies Br, na mesma localidade da figura anterior.....	130
5.18.	Parte do perfil 3 (Fig. 5.15).....	130
5.19.	Formas de acreção lateral em depósitos de canais meandantes. Formação Allegheny, West Virginia, EUA.....	135
5.20.	Dique marginal do rio Ivinheima. Ponte sobre o rio Ivinheima, BR 376, MS.....	139
5.21.	Afloramento da ilha Pacu.....	141
5.22.	Cunha arenosa em dique marginal. Ilha Pacu.....	142
5.23.	Desenvolvimento de dique em margem deposicional...	142

5.24.	Dique em margem construtiva com formação de ressaco.....	143
5.25.	Modelo morfológico e faciológico para dique em margem erosiva.....	144
5.26.	Perfis verticais relativos à figura anterior.....	145
5.27.	Curvas granulométricas cumulativas relativas à amostragem indicada na Fig. 5.25.....	146
5.28.	Motivo deposicional de bacia de inundação.....	148
5.29.	Perfil geológico do poço Ribeirão Esperança n. 1 (RE-1).....	152
5.30.	Perfil geológico do poço Zé Vermelho n. 1 (ZV-1).....	153
5.31.	Perfil geológico do poço Três Morrinhos n. 1 (TM-1).....	155
5.32.	Diagrama e fotografia mostrando as relações entre as unidades sedimentares lama arenosa com nódulos de Fe, colúvio e os depósitos da subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Alta..	157
5.33.	"Terrço" da sub-unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Alta e o ribeirão do Baile.....	158
5.34.	Depósitos de rompimento de dique marginal sobrepostos aos de barra. Ilha Pacu.....	160
5.35.	Perfil geológico da ilha Nanine obtido em afloramento e no poço IN-1.....	162
5.36.	Depósitos de cascalho (pré seqüência aluvial) no rio Ivinheima, rio Baía e ombreira direita da represa de Porto Primavera.....	165
5.37.	Cascalheira falhada (geração quartzítica). Vale do rio Ivinheima.....	168
5.38.	Unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista: curvas de freqüência cumulativa e perfil granulométrico obtido em tradagem.....	171
5.39.	Unidade geomorfológica Taquaruçu: curvas de freqüência cumulativa e perfil granulométrico obtido em tradagem.....	171

5.40.	Perfil geológico e foto de detalhe do poço Ribeirão Esperança n. 2 (RE-2).....	173
5.41.	Perfil geológico dos poços Lagoa Linda n. 1 (LL-1), Lagoa Fazenda Piranhas n. 1 (LP) e Lagoa Assombrada n. 1 (LA-1).....	177
5.42.	Correlação dos depósitos do rio Paraná baseada na curva "G".....	183
6.1.	Ocorrência dos grupos Bauru e Caiuá na bacia hidrográfica do alto rio Paraná.....	187
6.2.	Diagramas circulares de freqüência de argilominerais do rio Paraná e do Grupo Caiuá.....	188
6.3.	Evolução morfo-sedimentar da área de Porto Rio, PR, alto rio Paraná.....	197
6.4.	Formação de lagoas e superfícies rebaixadas por processo pseudocárstico.....	199
6.5.	Terraceamento e formação de área inundada por movimentação monoclinal de blocos.....	200
6.6.	Relação da descarga e declividade. Rio Paraná e modelo empírico de Leopold & Wolman (1957).....	202
6.7.	Falhamento no canal do rio Paraná em Puerto Embalse (Paraguai).....	203
6.8.	A) Seção geológica transversal ao canal do rio Paraná em Porto Primavera. B) Seção transversal ao canal de um rio. Modelo teórico.....	205
6.9.	Imagem de satélite (Landsat) da área de estudo com lineamentos geológicos.....	207
6.10.	Trechos do rio Paraná.....	208
6.11.	Quadro correlativo dos trechos do rio Paraná.....	210

Tabelas

1.1.	Síntese das proposições para a evolução geomorfológica para o centro-sul brasileiro e a região estudada.....	13
2.1.	Matriz classificatória de canal.....	37
2.2.	Parâmetros de alguns "rios modelos" comparados o rio Paraná.....	37

4.1.	Variáveis classificatórias de quatro tipos de padrão fluvial comparados com o rio Paraná.....	88
4.2.	Dados comparativos das formas de leito nos rios Brahmaputra, Paraná médio e Paraná superior.....	99
5.1.	Classificação de litofácies.....	106
5.2.	Elementos arquitetônicos e seus parâmetros faciográficos para o rio Paraná.....	133
6.1.	Minerais pesados na carga de fundo do rio Paraná.....	189
6.2.	Flutuações climáticas no Neo-Quaternário do Sul e Sudeste brasileiro.....	191

Capítulo 1 INTRODUÇÃO

É no contato com o absolutamente novo que encontramos o verdadeiramente antigo.
(Marcel Proust)

1.1. Objetivo

O rápido e desorganizado desenvolvimento populacional e econômico que, nas últimas quatro décadas vem se impondo à região Noroeste do Estado do Paraná e Sudeste de Mato Grosso do Sul, desencadeou um intenso processo de degradação ambiental, cuja compreensão e dimensão não são ainda totalmente conhecidas. O empobrecimento do solo, a erosão acelerada tanto na zona rural como urbana, a contaminação e exaustão de aquíferos, o assoreamento de drenagens, a extinção de várzeas são alguns dos inúmeros problemas imediatamente identificáveis na região. O rio Paraná, certamente um dos principais ecossistemas da região, teve seu processo de degradação iniciado já há muito tempo, sendo o represamento a principal interferência antrópica em seu sistema hidrológico e limnológico (Agostinho *et al.* 1990 e Stevaux, *em prep.*). A área represada da bacia, que na

década de 60 era aproximadamente 1000 km², ultrapassa hoje os 13000 km² com a previsão de chegar aos 20.000 km² até o final do século (Figura 1.1).

Figura 1.1. Aumento da área represada da bacia hidrográfica do rio Paraná (de Agostinho et. al, 1990, fig. 2)

Os maiores tributários do alto curso do rio Paraná como o Tietê, Grande, Paranapanema e Aguasçu foram virtualmente transformados em uma sucessão de usinas hidroelétricas que lhes alteraram totalmente o curso. O rio Paraná, com uma extensão de 809 km em território brasileiro, tem apenas 500 km em condição livre, sendo que metade disso deverá ser modificado pelo fechamento do reservatório de Porto Primavera (Centrais Energéticas de São Paulo - CESP) a ser concluído em 1995. A hidroelétrica de Ilha Grande, cujo projeto encontra-se atualmente suspenso, eliminaria o último trecho lótico do Paraná superior.

Frente a esse panorama, entidades federais e estaduais como FINEP, CNPq, CONCITEC (Conselho de Ciência e Tecnologia do Estado do Paraná), SUCEAM (Superintendência de Controle do Ambiente do Estado do Paraná), entre outras, vêm

patrocinando projetos que visam a diagnose e mitigação do meio ambiente regional. A Universidade Estadual de Maringá, tendo em vista a sua importância regional, elabora e executa, por meio do Núcleo de Pesquisa Limnológica e Aquicultura (NUPELIA) e do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA), vários projetos que abrangem toda a gama multidisciplinar dos estudos ambientais. A maior parte desses projetos se desenvolve na região de Porto Rico (PR), local onde esta tese foi desenvolvida (Figura 1.2). Dentre esses projetos, seguem abaixo os que estiveram diretamente envolvidos no trabalho ora apresentado:

Análise geoambiental e ecotoxicológica da planície aluvial do rio Paraná, FINEP (1987/1989).

Construção de sonda vibratória ("vibro-corer"), CONCITEC (1988).

Estágio na Universidade de Cincinnati com o Prof. Paul E. Potter e no Batalhão de Construção do Exército, Divisão do rio Ohio, Estados Unidos, CNPq, de 9/2 a 9/3 de 1988.

Curso de Pós-graduação em Ecologia de Aguas Continentais, CAPES/CNPq, (1992-1993).

Estágio no Instituto Nacional de Limnologia com o Dr. Edmundo Drago, Universidade do Litoral com o Dr. Martín Iriondo e na Universidade de Buenos Aires com o Dr. Jorge Codignotto, CNPq/RHAE, de 16/6 a 16/7 de 1992.

Consultoria do Prof. Dr. Kenitiro Suguio da Universidade de São Paulo, CNPq/RHAE (1992).

Avaliação do potencial mineral do Grupo Bauru no Estado do Paraná, MINEROPAR (1989/1991).

Mapeamento geológico e geotécnico do Município de Umuarama, PR, SUCEAM (1988-1990).

Bolsa de doutorado, CNPq (1989-1993).

Figura 1.2. Localização da área de estudo (Iriando, 1988, Agostinho et al., 1991, mod. por Stevaux, em prep.)

Durante o desenvolvimento desta pesquisa deparou-se com a imensa carência de informações sobre uma área que, paradoxalmente, está limitada por duas das maiores hidroelétricas do mundo! Comparado com os trechos médio e inferior do rio Paraná esta região (trecho superior)

encontra-se mais de 50 anos atrasada em relação à obtenção de dados sedimentológicos, geomorfológicos e limnológicos. Como exemplo, o Instituto Nacional de Limnologia (INALI) em Santo Tomé, Santa Fé, Argentina, há mais de duas décadas já produziu um mapa geomorfológico em semi-detálhe da planície aluvial do rio Paraná (Iriondo, 1972 e Iriondo & Drago, 1972), bem como dispõe de dados hidrológicos (carga suspensa e de fundo, hidrogramas, etc.) desde o início do século. Na região estudada, os dados mais antigos provêm da estação fluviométrica de porto São José e constituem-se apenas medidas de vazão, obtidas continuamente desde 1964.

Nos últimos anos, com a acelerada ocupação das áreas ribeirinhas, vários ambientes fluviais de desconhecida importância ao ecossistema local, sofreram fortes impactos, antes mesmo de serem caracterizados. Isso vem dificultar a implantação de projetos de manejo e recuperação dessas áreas.

Como esta tese foi parte de um projeto multidisciplinar, procurou-se ampliar sua abrangência em relação aos temas abordados, como também houve uma preocupação no modo de apresentação dos dados, de forma a torná-la mais útil e acessível aos pesquisadores das mais variadas áreas de estudo que atuam na região (geólogos, geógrafos, botânicos, zoólogos, químicos, etc.) Os estudos sedimentológicos, geomorfológicos e hidrológicos, aliados àqueles envolvendo palinologia, microfósseis, datações C^{14} e TL permitiram a análise das condições atuais e pretéritas do sistema, que por sua vez servirão de base para prognosticar a tendência evolutiva do sistema. Assim sendo, este trabalho teve como objetivo:

. *Estudar a faciologia e o arcabouço estratigráfico dos depósitos associados ao rio Paraná na área de Porto Rico, PR;*

. *Esboçar a Geomorfologia e a Morfogenêse da área estudada;*

. Caracterizar alguns parâmetros da dinâmica fluvial e determinar sua importância no sistema;

. Reconstituir a evolução ambiental do sistema dentro do contexto geomorfológico, sedimentológico e paleoclimático.

1.2. A área de estudo no contexto geomorfológico e geológico regional

O rio Paraná é o décimo rio do mundo em comprimento, a segunda maior bacia de captação da América do Sul e o principal rio da Bacia do Rio de la Plata (Figura 1.3). De sua nascente na confluência dos rios Grande e Parnaíba (Lat. 20°) até a foz no estuário do Rio de la Plata, próximo a Buenos Aires, Argentina (Lat. 34S), o rio Paraná percorre cerca de 3.780 km. A bacia hidrográfica do rio Paraná tem uma área de 2.800.000 km² e drena toda porção centro-sul da América do Sul, desde as bordas dos Andes Orientais até a Serra do Mar, ao longo da costa Atlântica.

Figura 1.3. Seções transversais dos rios Amazonas (em óbidos), Mississippi (em Vicksburg) e Paraná (na área de estudo) Modificado de Sioli, 1984, fig. 3.

O arcabouço geológico dessa bacia constitui-se principalmente por rochas sedimentares e vulcânicas das bacias do Paraná e Chaco, cujas bordas são formadas pelas

elevações orientais dos Andes e pelas rochas pré-cambrianas do Escudo Brasileiro a norte e este (Petri & Fulfaro, 1983).

Tradicionalmente os fluviólogos brasileiros e argentinos admitem para o rio Paraná uma divisão tripartite de seu curso: **trecho superior**, da nascente até a captação do rio Paraguai (Lat. 27°S); **trecho médio**, desse local até a cidade de Diamante, Argentina (Lat. 32°S) e **trecho inferior**, até o rio da Prata. Tendo em vista as hidroelétricas construídas no trecho brasileiro, Drago (1990) propõe a divisão do curso do Paraná em dois sistemas: o sistema intensamente represado, ou superior, compreendendo o trecho em solo brasileiro, e o sistema livre para todo o resto a jusante.

1.2.1. Caracterização geomorfológica

A bacia hidrográfica do rio Paraná apresenta uma rede de drenagem grosseiramente centrípeta que se distribui sobre o quadro da Bacia Sedimentar do Paraná. Esse arcabouço geológico propicia uma certa irregularidade entre a face oriental e ocidental dos planaltos que constituem o corpo central da bacia (Figura 1.4). Em São Paulo, Minas Gerais, Paraná e sul de Goiás, as cabeceiras de drenagem desenvolvem-se em terrenos cristalinos de diferentes altitudes sendo que os rios adentram-se até o rio Paraná atravessando o grande lineamento de "cuestas" da serra Geral. Em Mato Grosso do Sul, os divisores coincidem com os altos da serra de Maracaju constituída de rochas da Bacia Sedimentar do Paraná (Ab'Saber, 1955 e Ruiz, 1963).

De acordo com a compartimentação geomorfológica proposta por Justus (1985) e Justus *et al.* (1985) para o mapeamento geomorfológico ao milionésimo da

Folha SF 22 - Paranapanema (Projeto RADAMBRASIL), a área estudada está regionalmente contida, em ordem hierárquica decrescente, no Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares, Região Geomorfológica dos Planaltos do Alto Rio Paraná e na Unidade Geomorfológica dos Planaltos Rebaixados.

Figura 1.4. Bloco-diagrama com a geologia e a geomorfologia da bacia hidrográfica do alto rio Paraná (Mod. Ab'Saber, 1954 apud Ruiz, 1964, fig. 2).

Nessa compartimentação consideram-se três níveis taxonômicos hierarquizados segundo sua ordem de grandeza. O "táxon" de maior abrangência denomina-se **domínio morfoestrutural** e representa aspectos geomorfológicos derivados do arcabouço estrutural regional e do componente litológico, como por exemplo os grandes maciços de rochas cristalinas, bacias sedimentares ou mesmo grandes domínios de acumulação recente como as baixadas litorâneas. Um domínio morfoestrutural pode conter subdivisões que representam o segundo "táxon" denominado **região**

geomorfológica. Tais compartimentos não mais se definem pelo controle causal dos elementos geológicos, mas estão essencialmente ligados a fatores climáticos atuais ou pretéritos. A intervenção tectônica dá-se por meio da epirogênese diferenciada em relação às áreas contíguas e do tectonismo recente localizado. Aspectos pedológicos e ecológicos são também significativos.

A terceira compartimentação corresponde às **unidades geomorfológicas**, as quais se definem como um arranjo de formas de relevo fisionomicamente semelhantes em seus tipos de modelados resultantes de uma determinada geomorfogênese. Esta é explicada por fatores paleoclimáticos "e ou por outros (fatores) relacionados à natureza dos domínios" (Justus, 1985, p. 12). É oportuno salientar que este termo hierárquico utilizado pelos referidos autores não corresponde ao adotado nesta tese, onde possui abrangência muito mais localizada (ver capítulo. 3).

Domínio Morfoestrutural de Bacias e Coberturas Sedimentares: esta compartimentação engloba a quase totalidade da área correspondente à bacia hidrográfica do rio Paraná, onde os relevos foram modelados em litologias sedimentares de idade paleozóica e mesozóica, com predomínio de rochas arenosas e, em parte, por basaltos da Formação Serra Geral. Recobrimdo essas litologias ocorrem sedimentos cenozóicos pouco a não consolidados representados por depósitos coluviais, alúvio-coluviais, aluviais e eluviais.

Região Geomorfológica Planalto do Alto Rio Paraná: esta região ocupa todo o sudeste do Estado do Mato Grosso do Sul e norte do Estado do Paraná, sendo originalmente denominada de Unidade Geomorfológica Bacia do Alto Paraná por Almeida (1956). Apresenta uma aparente homogeneidade de relevo onde se destacam extensos planaltos que mergulham suavemente em direção ao vale do rio Paraná.

Sua altitude varia de 1000 a 1200 m na borda ocidental (serra do Cadeado, Estado do Paraná) até 200 m nas proximidades daquele rio, voltando-se a se elevar novamente para o interior do Estado do Mato Grosso do Sul (serra de Maracaju). Estes planaltos constituem os grandes interflúvios alongados dos rios Piquiri, Ivaí, Paranapanema, Tietê e Grande na margem esquerda do rio Paraná e Sucuriú, Verde, Pardo e Ivinheima, na direita. Apresentam topos tabulares e vertentes ligeiramente inclinadas, as quais Ab'Saber (1969b) referiu-se como "vastos chapadões areníticos do oeste paulista". Sua cobertura superficial, via de regra, apresenta-se intimamente relacionada com a rocha do substrato, sendo encontrados dois tipos principais de textura: as argilosas onde vêm a formar Latossolo Roxo sobre os basaltos, e as arenosas, as quais Popp & Bigarella (1975) atribuíram a denominação de Formação Paranaíba.

Unidade Geomorfológica Planaltos Rebaixados:
constitui-se basicamente de relevos extensos e homogêneos escavados em rochas dos grupos Bauru, Caiuá e secundariamente da Formação Serra Geral, via de regra, recobertas por formações superficiais autóctones de constituição arenosa ou argilosa no caso do basalto. Justus (1985) divide a unidade em duas áreas: a) áreas de divisores de água e altos interflúvios e b) áreas de baixos interflúvios e aplainamento beira rio.

O primeiro caso corresponde aos divisores dos principais rios da bacia, sendo que sua altitude nunca excede os 700 m e vem descendo rumo ao rio Paraná atingindo cotas próximas a 300 m. Nesse local é comum a ocorrência de morros testemunhos (morro dos Três Irmãos, PR e morro do Diabo, SP), que evidenciam cerca de 100 a 150 m de denudação cenozóica. Santos (1987) e Fernandes (1992) estudando a primeira localidade concluíram que essas elevações são restritas aos depósitos do Grupo Caiuá, endurecidos por uma

diagênese local e diferenciada, associada provavelmente a atividades hidrotermais e ao sistema de lineamentos NW-SE.

As áreas de baixos interflúvios e aplainamento beira-rio correspondem às superfícies que vão desde a borda dos divisores d'água até os vales dos principais rios, apresentando altitudes que variam de 500 a 250 m (Justus, 1985; Justus et al., 1985 e Bigarella & Mazuchowski, 1985). Estas áreas estão melhor caracterizadas na margem direita do rio Paraná (Estado do Mato Grosso do Sul), onde constituem extensas acumulações coluviais e colúvio-aluviais. Também fazem parte desta área os depósitos e terraços aluviais do rio Paraná e seus principais afluentes. É nessa área que situa-se a região de Porto Rico, estudada nesta tese.

Bigarella & Ab'Saber (1964) e Bigarella et al. (1965) estabeleceram um modelo para a evolução morfogenética do Brasil Central baseado em superfícies de aplainamento regional atuantes durante o Terciário (Figura 1.5). No decorrer do Paleogêneo foram construídas três superfícies correspondentes aos pediplanos Pd3 (Oligoceno), Pd2 (Plioceno Inferior) e Pd1 (Plioceno Superior/Pleistoceno Inferior). Bigarella & Mazuchowski (1985) afirmam que remanescentes da calha de drenagem deste último pediplano ainda são esparsamente localizados sob a forma de terraços elevados constituídos por cascalho (denominados Tpd1).

Dois níveis de pedimentação representados pelos pedimentos P2 e P1 e seus respectivos terraços fluviais Tp2 e Tp1 estão embutidos no Pd1. No NW de Estado do Paraná o pedimento P2 tem uma extensão areal bastante representativa o que levou Justus (1985) a considerá-lo com mesmo *status* de pediplano, denominando-o pediplano "beira-rio". Bigarella & Mazuchowski (1985) tendo em vista o considerado por Justus (*op. cit.*) definiram novamente o P2 como pediplano Pd0.

Figura 1.5. Esquema das relações espaciais entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais. Pd - pediplano, P - pedimento, Tdp e Tp - terraços correspondentes respectivamente a pediplano e a pedimento, Rc - rampas colúvio-aluviâres, Tc - baixo terraço de cascalho, Tv - terraço de várzea, To - planície de inundação atual (de Bigarella & Mazuchowski, 1985, fig. 8.2).

Alterações climáticas durante o Quaternário deram origem a uma sucessão de terraços com cascalheiras que Bigarella *et al.* (1965) atribuíram as determinações P1/Tp1, Tc2, Tc1, Tv até atingir as planícies fluviais atuais T0. O estabelecimento da correlação da área de estudo com as principais superfícies de aplainamento, definidas por diversos autores para o S e SE brasileiro, esbarrou em grandes dificuldades (Tabela 1.1). O grande número de denominações, a falta de datações absolutas, a escala diferenciada de cada trabalho e a desconsideração da influência tectônica no estabelecimento da superfícies por alguns autores foram os principais fatores que coibiram a correlação a que se propunha.

Tabela 1.1. Correlação entre as superfícies de aplainamento e eventos geomorfológicos propostos por diversos autores para o SE brasileiro e para a área estudada (baseado em Justus, 1985)

[illegible]

1.2.2. Caracterização geológica

Cerca de 60% da área da bacia hidrográfica do Alto Rio Paraná é constituída pelos arenitos do Cretáceo Superior pertencentes aos grupos Bauru e Caiuá, seguidos dos basaltos da Formação Serra Geral e da sequência permiana da Bacia do Paraná. Apenas uma estreita faixa que circunda a borda oriental da bacia, restrita às cabeceiras de drenagem, constitui-se de rochas cristalinas (Figura 1.4).

O Grupo Bauru é composto pelas formações Santo Anastácio, Adamantina e Marília, ocorrendo na porção nordeste da bacia, a montante da foz do rio Paranapanema. O Grupo Caiuá, segundo a nova proposição de Fernandes (1992), é constituído pelas formações Rio Paraná e Goio-Ere, aproximadamente equivalentes às fácies Porto Rico e Mamborê de Jabur e Santos (1984).

Fernandes (*op. cit.*) caracterizou vários ambientes que configuravam um cenário dominado por clima semi-árido a árido no qual foram depositados os mencionados grupos. A bacia era preenchida por um sistema de leques aluviais perimetralmente distribuídos e que vieram constituir a Formação Marília. Para o seu interior desenvolviam-se dois sistemas fluviais entrelaçados cujos registros sedimentares correspondem às formações Adamantina e Uberaba. Para SW na região do Pontal do Paranapanema, Norte e Noroeste do Paraná e Mato Grosso do Sul a aridez era mais intensa chegando a atingir condições desérticas. Nesse ambiente foram depositadas as formações Santo Anastácio, Rio Paraná e Goio-Ere (as duas últimas pertencendo ao Grupo Caiuá).

A despeito da faciologia pertinente a cada um dos ambientes deposicionais, seus produtos sedimentares apresentam composições muito semelhantes entre si. Análise pormenorizada das litologias das várias unidades dos dois

grupos revelou "tendências de similaridade". Constituem-se basicamente de quartzo-arenito parcialmente subarcoseano, de considerável grau de maturidade mineralógica, via de regra, apresentam os grãos cobertos por uma película ferruginosa que lhes impinge coloração marrom avermelhada, com tonalidades arroxeadas devido à presença de argila intersticial (Fernandes, 1992).

No entanto, a maior parte da área está coberta por um manto de material arenoso ou argiloso de origem coluvial, ou secundariamente, eluvial com espessura superior a 25 m. Estas formações superficiais, mesmo quando de origem comprovadamente alóctone (recobrando paleossolos ou linhas de pedra, por exemplo), apresentam grande vinculação com a rocha do substrato. Dessa forma o latossolo roxo, de textura mais argilosa, recobre os basaltos da Formação Serra Geral, igualmente, os depósitos superficiais arenosos superpõem-se aos arenitos do Grupo Caiuá.

Stevaux & Fernandez (1991) agruparam os depósitos superficiais do Noroeste do Paraná em três categorias: 1) depósitos de cobertura de modelado de dissecção (Formação Paranavaí); 2) depósitos subaquosos de bacias localizadas e 3) depósitos colúvio-aluviais associados à drenagem principal.

Depósitos de cobertura de modelado de dissecção (Formação Paranavaí): Popp & Bigarella (1975) denominaram Formação Paranavaí a cobertura arenosa que se estende por todo noroeste paranaense, oeste paulista e sudoeste do Estado do Mato Grosso do Sul, correspondendo praticamente toda a área de distribuição do Grupo Caiuá. Embora os referidos autores tenham atribuído a essa formação uma origem colúvio-aluvial, Santos (1987) critica o uso indevido do termo como unidade litoestratigráfica, uma vez que tais depósitos apresentam-se ora como colúvio discordante sobre o "arenito Caiuá", ora apresentando

contado gradativo, sugerindo origem pedogênica a partir da referida rocha. A seção-tipo da Formação Paranavaí encontra-se numa voçoroca na cidade homônima (Noroeste do Estado do Paraná), onde foram definidas quatro seqüências arenosas - I, II, III e IV - delimitadas por superfícies que refletem importantes modificações no quadro paleoclimático regional durante o Quaternário. De um modo geral esta formação é composta por areia fina, variando de muito fina a média, bem selecionada, de coloração castanha avermelhada, com variações nas tonalidades amareladas, esbranquiçadas e arroxeadas. Apresenta-se inconsolidada a pouco consolidada, com aspecto geral maciço, podendo contudo, apresentar estruturas cruzadas incipientes e estruturas de dissipação. Justus (1985) incluiu na Formação Paranavaí as carapaças e couraças ferruginosas pedogenéticas encontradas principalmente no divisor das bacias dos rios Ivaí e Piquiri.

Depósitos subaquosos de bacias localizadas:

ainda muito pouco estudados, esses depósitos foram mencionados pela primeira vez na literatura por Stevaux & Fernandez (1991) que descreveram uma ocorrência na rodovia BR 487, no trecho que liga Campo Mourão a Tuneiras do Oeste (PR). Nesse local ocorrem pacotes de 30 a 80 cm de areia fina a média, vermelha acastanhada, maciça, argilosa, com concentrações locais de óxidos de manganês e clastos de argila concentrados na base da camada. Intercalados aos pacotes arenosos ocorrem camadas de 10 a 50 cm de argilito, vermelho a rosa arroxeado, laminado, com marcas de raízes e impressões de caules e folhas. Análise difratométrica de raios X e ensaios de queima revelaram que o material é constituído essencialmente de caulinita (Stevaux & Fernandez, *op. cit.*), o que ressalta sua importância econômica como matéria prima para cerâmica refratária.

Depósitos colúvio-aluviais associados às drenagens: correspondem mais especificamente aos depósitos que preenchem os paleovales e que devido às suas características geotécnicas vêm constituir as grandes áreas de risco ao voçorocamento e movimentação de solo no noroeste paranaense. A evolução desses depósitos foi estudada por Stevaux & Fernandez (1991) e via e regra, iniciam-se com a deposição de colúvio e alúvio arenoso provavelmente de clima árido que preenchem um vale anteriormente escavado (Figura 1.6). Numa segunda fase ocorre a instalação de um sistema meandrante com extensas planícies de inundações ricas em matéria orgânica. Posteriormente essas bacias foram sepultadas por espessa cobertura coluvial arenosa. Com a intensificação do processo de voçorocamento que aflige a região nos últimos 40 anos, a maioria dessas pequenas bacias estão cortadas por profundas incisões que chegam atingir os arenitos do Grupo Caiuá que lhes constituem o substrato. Os referidos autores ressaltam a importância econômica desses depósitos no tocante a prospecção de turfa e principalmente de areia quartzosa. Estão também incluídos neste grupo as cascalheiras mais altas associadas aos rios Ivaí e Piquirí, descritas por Dehira *et al.* (1981).

Mais próximos às calhas dos grandes rios encontram-se, em diferentes níveis, vários depósitos rudáceos de idade e estratigrafia ainda mal conhecidas. Provavelmente o estudo mais completo sobre os depósitos rudáceos da região seja o elaborado por Arid & Barcha (1971), onde foi proposta a Formação Rio Grande para denominar os cascalhos ocorrentes na margem direita do rio homônimo, na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. Anteriormente Ruiz (1963) estudou os cascalhos que ocorrem próximo à cidade de Três Lagoas (MS), nas escavações para a construção da hidroelétrica de Jupia. Aí os rudáceos formam um pacote com mais de 60 m de espessura ao qual o referido autor postula uma proveniência ligada ao rio

Sucuriú, vindo portanto de oeste. Arid e Barcha (op cit.) aventaram a possibilidade de correlação, se não física, ao menos temporal desses depósitos com a Formação Rio Grande por eles proposta. Guidicini e Fernandez da Silva (1972) formalizaram litoestratigraficamente os rudáceos descritos por Ruiz (op. cit.) com a denominação de Formação Três Lagoas.

Figura 1.6. Evolução dos depósitos colúvio-aluviais associados à drenagem do N e NW do Estado do Paraná (Stevaux & Fernandez, 1990, fig. 22).

Posteriormente Fulfaro (1974) estudou as cascalheiras da margem direita do rio Paraná e de seus principais afluentes desde Paranaíba até Naviraí (no Estado do Mato Grosso do Sul). O referido autor identifica dois grupos de cascalheiras denominados "Geração Quartztítica" e "Geração Calcedônia", onde os depósitos dos primeiro tipo, topograficamente mais alto, seriam mais antigos que os segundo, que aparecem em cotas inferiores. Boggiani *et al.* (1991) estudando em detalhe a composição desses rudáceos propuseram a mudança na denominação da Geração Calcedônia para Geração Agata.

Na margem esquerda do rio Paraná praticamente não ocorrem depósitos de planície de inundação com exceção daqueles associados aos vales de seus principais afluentes. São bastante significativas as cascalheiras do rio Piquirí, Ivaí e Paranapanema. As duas primeiras com uma composição onde predominam ágata, sílex e calhaus de basalto, a terceira apresentando composição semelhante mais a inclusão de blocos e seixos de quartzito, quartzo, gnaisses e granito. Algumas cascalheiras do rio Paranapanema têm ainda posição estratigráfica contraditória, Sobreiro Neto *et al.* (1981) e Fernandes (1992) consideram os rudáceos que afloram em Mairá, Lupianópolis, Cafeara e Centenário do Sul (todos municípios do Estado do Paraná), no lado esquerdo rio Paranapanema, como pertencentes ao Grupo Caiuá. Por outro lado, Justus (1985), Stevaux & Fernandez (1991) e Jabur (1992) consideram estes depósitos como mais recentes e associados à calha do rio Paranapanema.

Estruturalmente a região está limitada entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiuva e Rio Alonzo (Fulfaro, *et al.* 1982) que delimitam um compartimento bastante tectonizado, onde o Arco de Ponta Grossa e os enxames de diques NW-SE são seus elementos mais representativos (Figura 1.7, topo). Os reflexos mais localizados dessa estruturação

estão expressos pelos morros testemunhos dos Três Irmãos (Guariaça, PR), Três Morrinhos (Monte Castelo, PR) e do Diabo (Teodoro Sampaio, SP). A forma alongada na direção NW-SE das duas primeiras elevações e intensa diagênese aparentemente associada a processos hidrotermais (Santos, 1987 e Fernandes, 1992), sugerem influência de atividade tectônica desse compartimento. Os fatos que se seguem corroboram a idéia de que o tectonismo continuou ativo na área, influenciando fortemente a história geológica do próprio rio Paraná.

Jabur (1992) realizou um perfil geológico ao longo do rio Paraná evidenciando uma compartimentação em blocos elevados e rebaixados que alteram sensivelmente a espessura do Grupo Caiuá (Figura 1.7, base). Também Maack (1968) considera o leito do rio Paraná como uma "fenda" com movimentação dos blocos oriental e ocidental. No perfil geológico da hidroelétrica de Porto Primavera (THEMAG, 1980 e Nogueira Jr., 1988) a diferença entre o topo da Formação Serra Geral mostra um desnível de 10 a 15 m ao longo do talvegue do rio Paraná. Muito embora isso possa ser explicado como erosão diferencial numa superfície pré-Caiuá, a hipótese de falhamento não deve ser descartada. Ruiz (1963) aventa essa possibilidade para explicar uma diferença de 43 m no posicionamento da mesma superfície (topo da Formação Serra Geral) na região da barragem de Jupia, no limite entre os estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul.

Como já foi mencionado, uma característica muito comum no curso superior do rio Paraná é o desenvolvimento de ampla planície de inundação quase que exclusivamente na sua margem direita. A planície varia de 4 a 10 km, sendo que as porções mais estreitas coincidem com pontos de estrangulamento ("node points") de seu padrão multicanal. Baseando-se nos dados de sondagens obtidas nas

ALINHAMENTOS:

(I) Rio Iguaçu

(IV) São Jerônimo - Curitiba

Feixe de diques e lineamentos

(II) Rio Piquiri

(V) Guapiranga

(III) Rio Alton

(VI) Rio Paranapanema

(VII) Rio Tietê

Figura 1.7. (topo) Lineamentos da bacia sedimentar do Paraná (Mod. Ferreira et al., 1981, Fulfaro et al., 1982, Hasui et al., 1989). (base) Perfil geológico esquemático longitudinal ao rio Paraná. A-B) trecho Guaira (PR)-Porto Primavera (SP); B-C) Porto Primavera (SP)-Jupiá (SP). Localização no mapa do topo (Mod. Jabur (1992, fig. 13).

hidroelétricas de Ilha Solteira (CESP, 1983a), Jupiá (CESP, 1983b), Porto Primavera (THEMAG, 1980 e Nogueira Jr., 1988) e na pesquisa para a construção de uma ponte na foz do rio Ivaí (Dalton, 1987) pode-se observar que nos pontos de estrangulamento a espessura da cobertura aluvial é bastante delgada chegando localmente a aflorar as soleiras de basalto ou de arenito, que constituem o substrato dos depósitos fluviais na área. É bastante sugestiva a idéia de que a ocorrência dessas soleiras tenha sido propiciada pela ascensão de blocos delimitados pelos lineamentos tectônicos NW-SE e pela própria "fenda" do rio Paraná sugerida por Maack (1968). A carência de dados impede a constatação mais segura desta hipótese.

As planícies de inundação do rio Paraná, via de regra, abrem-se em forma triangular nas desembocaduras dos principais tributários de sua margem direita Amambai, Ivinheima, Pardo, Verde e Sucuriú). Nesses locais a planície aluvial e áreas associadas chegam a atingir até 30 km de extensão e desenvolvem uma série de terraços e leques aluviais de vários tamanhos (ver unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Leque nas figuras 3.1, 3.2 e na carta geomorfológica do Anexo 1). Esse fato somado à forte assimetria do canal do rio Paraná, que se desvia para sua margem esquerda, já foram interpretados por Iriondo (1988) como de controle tectônico. Já Potter & Stevaux (1988) adiantam-se mais sugerindo um tectonismo gerado por bloco com basculamento ascendente (pequeno meio-graben) como controle para esses alargamentos locais de áreas associadas à planície aluvial do rio Paraná.

Contudo, alguns autores como Justus (1985 e 1990) e Justus *et al.* (1985) atribuem uma responsabilidade exclusivamente climática às construções das planícies na margem esquerda do rio Paraná e na assimetria de seu canal.

Na concepção desses autores, o clima do Mato Grosso do Sul foi, durante a história quaternária da bacia, mais árido que o da borda leste, possibilitando assim o transporte mais efetivo de sedimento pelos tributários ocidentais do rio Paraná. Tais rios, com alta descarga sólida construíram verdadeiros deltas em suas desembocaduras, empurrando o rio Paraná para a margem esquerda e desenvolvendo as largas planícies da margem mato-grossense.

1.3. Agradecimentos

Muitas pessoas e entidades colaboraram neste estudo e, mesmo podendo tornar-se um pouco cansativo ao leitor, gostaria de expressar a todos o meu agradecimento.

Ao Dr. Paulo Milton B. Landim, meu professor de Geologia na graduação e orientador no mestrado e doutorado.

Ao Professor Dr. Paul E. Potter pela amizade, incentivo e paciente colaboração no estudo do rio Paraná. Também agradeço o carinho recebido durante meu estágio na Universidade de Cincinnati, EUA.

Ao Prof. Dr. Sérgio Estanislau do Amaral pela amizade e pelos bons momentos de convivência no Império. Agradeço também a esmerada revisão do texto.

Ao Prof. Dr. Issa C. Jabur, que colocou-me em contato com o rio Paraná alertando-me de seus desafios.

Ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio e Prof. Dr. Armando M. Coimbra pela crítica e discussão do texto e pela retidão com que conduziram momentos difíceis deste trabalho. Ao Prof. Kenitiro agradeço também por ter-me introduzido nos estudos do Quaternário e por ter sido consultor do projeto da FINEP no rio Paraná.

Aos amigos Prof. Dr. Vicente J. Fulfaro e Prof. Dr. Setembrino Petri pela colaboração recebida. Ao primeiro agradeço também por ter sido consultor do projeto que iniciou os estudos no rio Paraná.

A colega geógrafa Maria Teresa Nóbrega pelas produtivas discussões sobre a geomorfologia e micromorfologia. Neste último assunto agradeço também a colaboração do Prof. Dr. Renato R. Andreis.

A colega Dra. Alice Takeda pela amizade e pela dedicação dispensada na criação de um grupo de pesquisas fluviais na Universidade de Maringá.

Ao eminente limnólogo Dr. Edmundo E. Drago e sua esposa a bióloga Dra. Inéz Ecurra de Drago, diretora do Instituto Nacional de Limnologia INALI, Sto. Tomé, Argentina, pela atenção com que me receberam durante 15 dias de estágio e pela contribuição dada ao estudo limnológico deste trabalho.

Ao Dr. Martín Iriondo da Universidade del Litoral, Santa Fé, Argentina, pela atenção com que me acolheu em sua casa e pela contribuição no tocante à Geologia do Quaternário da bacia do rio Paraná.

Ao Dr. Jorge Codignotto que me recebeu na Universidade de Buenos Aires dando-me oportunidade de discutir a Estratigrafia do Quaternário Sul Americano.

Ao Prof. Dr. Max Brandt Neto do Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas da UNESP, Campus de São José de Rio Preto, pelas identificações de argilominerais por meio da microscopia eletrônica de varredura.

Ao Prof. Dr. Antônio Christofolletti pelas discussões sobre a Geomorfologia Fluvial e pelas sugestões gerais para esta tese.

Ao Dr. Luiz A. Pessenda do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), da Universidade de São Paulo, Piracicaba, pelas datações pelo método do C14.

Ao Dr. Mu Zhiguio chefe do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Pequim pela paciente orientação na coleta das amostras e pelas datações pelo método da termoluminescência.

Ao Prof. Dr. S. Watanabe do Instituto de Física da Universidade de São Paulo que gentilmente processou algumas análises de termoluminescência.

A Dra. Hetty Bertoldi-Pomar do Instituto Nacional de Limnologia, Santo Tomé, Argentina, por sua contribuição no tocante aos estudos da carga suspensa do rio Paraná.

Ao Dr. Steven L. Forman da Universidade Estadual de Ohio pelas sugestões e bibliografia sobre o método de datação por termoluminescência.

Aos colegas Oscar V. Q. Fernandez, Sérgio Luiz Thomaz e Manoel L. dos Santos pela ajuda nos trabalhos de campo e na criação do grupo de trabalho sobre o rio Paraná em Maringá. Ao último agradeço também a gentileza de fornecer-me dados de granulometria, minerais pesados e várias fotografias usadas neste trabalho.

Ao colega Prof. Dr. Moisés G. Tessler e sua equipe do Instituto de Oceanografia da Universidade de São Paulo pelo estágio fornecido a uma laboratorista de minha equipe e pela paciente orientação na construção de uma sonda vibratória.

Aos colegas geólogos Vicente Giglio Neto, Francildo V. Lopes e todo o pessoal da Azevedo & Travassos Petróleo. Aproveito para homenagear a coragem, pioneirismo e determinação com que essa empresa vem enfrentando a prospecção do petróleo no Brasil. Que seu sucesso sirva de exemplo à iniciativa privada brasileira nesse campo e atividade.

Ao Batalhão de Construção do Exército Americano, Divisão do Rio Ohio, Estados Unidos da América, pelo estágio lá desenvolvido.

Ao CNPq, FINEP, CONCITEC, MINEROPAR e SUCEAM pelo apoio financeiro recebido para esta pesquisa.

Ao Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA) e Núcleo de Pesquisa em Limnologia, Ictiologia e Aqüicultura (NUPELIA) da Universidade Estadual de Maringá, onde grande parte deste trabalho foi desenvolvido.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, seus professores, alunos de pós-graduação e funcionários pela amizade formada nesses mais de 14 anos de convivência. Em particular agradeço às senhoras Maria Madalena B. Matazo Ventura e Regina Célia Molinaro da Secretaria de Pós-graduação pela atenção e empenho com que auxiliaram-me nos inúmeros problemas surgidos ao longo desse trabalho.

Finalmente agradeço à minha querida Geiva e meus filhos Livia e Rafael que pacientemente apoiaram-me nesta empreita.

E no final, as impressões dos revezes e das alegrias que acompanharam todos esses anos calaram-me tão profundamente, que hoje eu não consigo lembrar-me de tudo sem uma indescritível sensação de melancolia e gratidão.

Capítulo 2 CONCEITOS E DEFINIÇÕES GERAIS

A natureza multidisciplinar dos estudos do Quaternário submete o leitor de uma determinada formação a defrontar-se com conceitos e terminologias muitas vezes dele desconhecidos. Em vista disso, dada à diversidade de pesquisadores que poderão utilizar-se deste trabalho (geólogos, geógrafos, biólogos, limnólogos, etc.), neste capítulo serão tratados, expeditamente, alguns pontos que contribuirão para o maior aproveitamento do texto ora apresentado. Para alguns tal leitura parecerá óbvia e desnecessária, mas certamente será de grande valia àqueles não familiarizados com a geologia e a geomorfologia.

Neste capítulo, também, estão apresentadas algumas críticas, comentários e opiniões quanto a modelagem dos estudos sedimentológicos e geomorfológicos fluviais, que em parte, foram frutos de sugestões e discussões com vários colegas (Stevaux, 1991).

2.1. Acertos e desacertos entre a Sedimentologia e a Geomorfologia Fluvial

Há seis anos escrevi em minha dissertação de mestrado: "Modelo Depositional é uma concepção ideal baseada em informações recentes e antigas do arranjo tridimensional de fácies e com o qual se identifica um Sistema Depositional" (Stevaux, 1986, p. 6). A força de um modelo está na sua capacidade de recompor as características do ambiente deposicional - se um rio - a geometria do canal e da planície de inundação, a paleohidrologia e o padrão do canal, tendo em vista a previsão faciológica.

A caracterização dos modelos deposicionais está fortemente baseada no princípio do Atualismo: as fácies fluviais são estudadas em rios atuais, gerando modelos previsionais para depósitos antigos. Contudo, ao se trabalhar com a sedimentação recente, principalmente no caso de depósitos fluviais, deve-se considerar que as fácies examinadas não necessariamente correlacionam-se aos parâmetros hidrológicos do sistema vigente, mas muitas vezes, são testemunhos de condições sedimentares pretéritas diferentes. A velocidade das mudanças num sistema fluvial é tal que raramente se encontra uma situação de ajuste ou equilíbrio (Rhodes & Williams, 1979). As grandes barras de cascalho depositadas no canal do rio Paraná seriam herança de um clima semi-árido pretérito ou remobilização de cascalho em grandes cheias de frequência secular no clima atual?

Uma rápida revisão bibliográfica nos trabalhos mais conhecidos da Sedimentologia e da Geomorfologia Fluvial revela, de imediato, o distanciamento na abordagem entre as duas ciências. Após a leitura de uma das principais referências da geomorfologia fluvial o "Fluvial Process in Geomorphology" de Leopold *et al.* (1964) o

sedimentologista tem a incômoda sensação de que aquele "emaranhado" de fórmulas não vai ajudá-lo a caracterizar o padrão de canal de uma determinada associação faciológica.

Talvez quem primeiramente tenha tentado resolver este problema foi Fisk (1944, 1947 e 1952) no seu antológico trabalho de caracterização do baixo curso do rio Mississippi. Nesse trabalho o referido autor elaborou mais de 5000 sondagens e definiu o modelo deposicional para o sistema estudado, como também previu sua evolução até 1980. Nas décadas de 60 e 70 a comunidade geológica, ávida por modelos, passou a aplicar o caso do Mississippi para os deltas e rios e todo o mundo, sem levar em consideração que o modelo apresentado por Fisk englobava o produto final de uma evolução onde as características fluviais e deltaicas foram se modificando conforme as variações endógenas e exógenas do sistema. Abusou-se do princípio do Atualismo.

Backer (1978), na introdução de seu artigo sobre paleohidrologia comenta, com certa ironia, que os sedimentólogos fluviais são extremamente otimistas quanto à resolução previsional de sua ciência, cuja pedra filosofal corresponde aos modelos de fácies, e apregoa que o complemento de um modelo previsional deve ter embutido as observações paleohidrodinâmicas. Talvez o mais pretencioso artigo sobre a aplicação dos modelos faciológicos seja o de Miall (1985, baseado em Allen, 1983), onde aparece o conceito de Análise de Elementos Arquitetônicos como panacéia dos sedimentólogos (se no texto original o mencionado autor não afirma propriamente isso, tanto seus seguidores como seus críticos assim o entenderam). No entanto, como se verá a seguir, o mencionado conceito vem recebendo acirradas críticas de alguns sedimentólogos (Walker, 1990).

Dessa forma, segue nos próximos itens uma pequena discussão sobre os acertos e desacertos entre os

modelos sedimentares e geomorfológicos encontrados na literatura frente a alguns exemplos obtidos no rio Paraná.

2.1.1. Evolução dos conceito da Geomorfologia e Sedimentologia fluvial

Desde Heródoto (484 a.C.) com suas observações sobre o delta do rio Nilo, passando por Leonardo da Vinci (1452-1519), Verenius (1622-1650) entre outros, a preocupação com os processos e produtos fluviais esteve presente em toda história da Civilização. Como nas outras ciências modernas, foi durante o século passado que, tanto a Geomorfologia como a Sedimentologia (aqui colocada como um ramo da Geologia) passaram a ser tratadas sistematicamente e teorizadas a partir de dados cientificamente observados.

Charles Lyell em 1830 publicou "Principles of Geology", uma das mais importantes obras da Geologia, dedicando cinco capítulos do primeiro volume a deltas e rios, onde abordou a evolução de meandros, desenvolvimentos de avulsões, formações de barras arenosas, depósitos de inundações, etc. Sessenta anos mais tarde W. M. Davis tratou a "Fluviologia" mais detalhadamente dando-lhe um enfoque já claramente geomorfológico. O referido autor em 1898 e 1899 desenvolveu a classificação de rios de acordo com seus estádios de desenvolvimento no ciclo de erosão - jovem, maduro e senil - bem como reconheceu os padrões fluviais meandrantes e entrelaçados.

Atualmente os estudos sedimentológicos e geomorfológicos que envolvem a geração de modelos fluviais tocam em seis pontos essenciais:

1. *geomorfologia fluvial descritiva:* envolvendo as características físicas dos rios e leques aluviais, sua evolução e a variação da nascente à foz;

2) *geomorfologia fluvial quantitativa*: interrelação entre largura, profundidade, declividade, descarga, sinuosidade e carga sedimentar (geometria e hidráulica);

3) *estudo de transporte sedimentar*: investigações do "entrainment" sedimentar, taxa de transporte e mudanças texturais a jusante;

4) *formas de leito*: sua forma externa e estrutura interna em relação à profundidade do canal, velocidade de fluxo e tamanho da partícula;

5) *estudo de fácies*: reconhecimento dos vários componentes litológicos de um depósito fluvial, com sua associação de estruturas sedimentares, bem como seu relacionamento espacial, tanto vertical (ciclos) como lateral. Propicia a generalização em forma de modelos faciológicos baseados em Walker (1976) e mais recentemente em Miall (1977, 1978 e 1985);

6) *paleohidráulica*: tentar a reconstrução quantitativa de antigos rios por meio de seus depósitos. Por ser um estudo altamente especializado, a paleohidráulica acabou sendo tratada separadamente dos estudos faciológicos (Backer, 1978).

2.1.2. Modelo deposicional fluvial

É um conceito que evoluiu desde o motivo deposicional de Visher (1965) até se constituir no arranjo tridimensional de "elementos arquitetônicos" de Miall (1985). Os sedimentólogos dividem os modelos de deposição fluvial nos tipos de padrões dos canais de rios atuais, ou seja, entrelaçado ("braided"), meandrante (lamítico e psamítico), anastomosado ("anastomosing") e retilíneo. A

própria dificuldade de aplicação desses modelos faz com que, na prática, sejam considerados apenas dois tipos principais - o meandrante e o entrelaçado. Desses, a grande maioria dos trabalhos realizados são do segundo caso.

Miall (1977) montou o perfil vertical dos depósitos dos rios Scott, Donjek, Platte e Bijou passando a considerá-los como motivos deposicionais fluviais para identificação de sedimentos antigos. O mesmo autor, posteriormente (Miall, 1985), fez uma crítica severa à utilização de perfis verticais e dos motivos deposicionais na interpretação de paleoambientes, propondo uma metodologia baseada nos "elementos arquitetônicos" de Allen (1983). Esse método consiste na subdivisão dos depósitos fluviais em suites locais formadas por um ou mais pacotes de um grupo de oito elementos arquitetônicos tridimensionais básicos: canal (CH), barra de cascalho e forma de leito (GB), sedimento de fluxo gravitacional (SG), forma de leito arenoso (SB), macroforma em "forset" (FM), depósito de acreção lateral (LA), areia laminada (LS) e sedimentos finos de inundação (OF). Tais elementos são macroformas que em maior ou menor proporção estariam presentes nos depósitos fluviais (Figura 2.1).

Baseado na combinação dos elementos arquitetônicos fluviais, Miall (*op. cit.*) compõe 12 estilos arquitetônicos fluviais onde estariam contidas as combinações mais frequentes dos sistemas fluviais, não excluindo, contudo, a possibilidade de combinações inéditas a cada caso. Finalmente conclui que:

"the architectural elements have become the norm for purpose of comparison, the 'framework' and guide for future observations, the predictor in new geological situations, and basis for hydrodynamic interpretation" (Miall 1985, pag. 299).

Figura 2.1. Elementos arquitetônicos maiores. Legenda das fácies (Gm, Sp, Sh, etc.) na tab. 5.1, pág. 101. (Mod. de Miall, 1985, fig.1).

Imediatamente podem ser feitas algumas críticas aos excessos positivistas de Miall:

a) parece óbvio que uma visão tri-dimensional do registro sedimentar (grandes afloramentos com seções em várias direções) proporcione um grau de resolução muito acima dos motivos deposicionais lineares da modelagem facirológica tradicional (Walker, 1976 e 1984). Contudo, torna-se impraticável em subsuperfície, onde o acesso à rocha dá-se apenas por testemunhos de sondagens e perfis elétricos. Nesse caso o próprio Miall, no mesmo artigo, conclui que:

"the vertical profile method will probably continue to be used and will continue to have the same kind of predicative value".

b) Walker (1990) critica o método discutido no tocante ao valor provisional. Uma vez que a combinação dos elementos arquitetônicos é, segundo seu próprio criador, "almost unlimited variable", não há base para previsão. Em outras palavras, o reconhecimento de um determinado elemento permite apenas a previsão das fácies contidas no próprio elemento, sendo impossível prever onde procurar por canais, formas de leito, barras de cascalho, etc.

c) Ainda Walker (*op. cit.*) acrescenta que a AEA ("architectural-elements analysis") não oferece uma referência mais genérica para um sistema deposicional como um todo. Cada combinação do elemento arquitetônico é tratada como única, e na ausência de uma norma, não há meio de se saber se o exemplo individual é semelhante ou muito diferente de outros, "this is sedimentological anarchy" (Walker, *op. cit.*).

2.1.3 Tipologia dos canais fluviais

O do padrão dos rios é discernido pelos tipos de arranjos espaciais que o leito apresenta ao longo do rio, segundo o que se observa na dimensão plana: "como se fosse visto de avião" (Leopold et al., 1964). Esses autores classificam os canais fluviais em retilíneos, meandantes e anastomosados (no sentido atual de "braided", como se verá mais à frente), sendo tal classificação criticada por utilizar parâmetros diferentes para a determinação das categorias (Rust, 1978): meandantes e retilíneos são definidos em função da sinuosidade, ao passo que "anastomosado" pelo número de canais.

Posteriormente Schumm (1963) elaborou uma nova classificação associando os três padrões de Leopold *et al.* (1964) com outros parâmetros envolvendo o predomínio do tipo de carga transportada (fundo, mista ou suspensa) e o "índice de sinuosidade" (que é definido pela relação entre o talvegue e o comprimento do vale). Nessa classificação existem os tipos reto (sinuosidade menor que 1,1), transicional (1,1 a 1,7) e meandrante (superior a 1,7).

Chitale (1970) também fez uma observação semelhante e tentou uma classificação baseada hierarquicamente no número de canais e, secundariamente na sua forma:

- a) canal único reto
 sinuoso
 meandrante
 tortuoso (ou irregular)
- b) transicional
- c) canal múltiplo ramificado
 entrelaçado
 reticulado
 deltaico
 labiríntico

Brice (1964) introduz o "índice de entrelaçamento" ("braided index") que é expresso pela razão entre o dobro da soma dos comprimentos das ilhas e barras do trecho, dividido pelo comprimento do trecho do canal medido no talvegue (Figura 2.2A). Análogo ao índice de entrelaçamento, Rust (1978) conceitua a intensidade de entrelaçamento expresso pelo "parâmetro de entrelaçamento" ("braiding parameter"), que é obtido pelo número de barras contidas num comprimento de onda do canal. A obtenção desses valores, contudo, é bastante complicada: as barras são móveis, e isso altera continuamente os esses fatores. Por outro lado, observações feitas na cheia ou na seca podem também alterar o índice e o parâmetro de entrelaçamento, conforme a exposição ou encobrimento das barras. Existe

também uma dificuldade muito grande na determinação do comprimento do meandro e da barra na maioria dos rios. Dessa forma estes parâmetros acabaram em desuso pela maioria dos geomorfólogos fluviais.

Figura 2.2. A) definição para o comprimento de barras (L_b) e comprimento do trecho do canal (L_m). O pontilhado indica as barras e a linha tracejada o talvegue (Rust, 1978, fig. 1). B) Definição de ordem de barra e de canal (Williams & Rust, 1969, fig. 2b).

Williams & Rust (1969), estudando o rio Donjek na fronteira do Canadá com o Alasca trabalharam com uma série de parâmetros definidos por um levantamento plano-altimétrico detalhado, quase impraticável num rio como o Paraná. Entre tais parâmetros eles estabelecem a ordem dos canais e barras para contornar o problema classificatório deles. Os canais e barras foram designados hierarquicamente em ordens que vão de 1 a 3 (Figura 2.2B).

No item 3.4.1 deste trabalho foi feita a aplicação do parâmetro de entrelaçamento de Rust (*op. cit.*) e da ordenação de barras e canais de Williams & Rust (1969) numa tentativa de se quantificar o padrão de canal do rio Paraná na área em estudo.

Rust (1978) propõe uma matriz classificatória baseada nos valores de sinuosidade (s) e no parâmetro de entrelaçamento (pe) para os canais fluviais (Tabela 2.1).

Tabela 2.1. Matriz classificatória de canal (Rust, 1978)

	canal único ($pe < 1$)	multicanal ($pe > 1$)
$s = < 1,5$	reto	entrelaçado*
$s = > 1,5$	meandrante*	anastomosado

(*) mais comuns na natureza

p.e. = parâmetro de entrelaçamento

2.1.4. Confronto modelo x realidade: o rio Paraná

A tentativa de se enquadrar o rio Paraná nos modelos sedimentares e geomorfológicos criados por William & Rust (1969), Smith (1976), Miall (1977, 1985) e Smith & Smith (1980), entre outros, esbarra em grandes dificuldades, sendo a primeira delas, sem dúvida, a grandeza dos sistemas. A tabela 2.2. relaciona alguns parâmetros fluviais dos principais "rios modelos" da literatura sedimentológica e o rio Paraná.

Tabela 2.2. Parâmetros de alguns "rios modelos" comparados com o rio Paraná.

Rio	Vazão média e máxima ($m^3.s^{-1}$)	Profundidade média e máxima	Largura (m) ponto nodal	País, clima	Autor
Saskatchewan	75-1400	3-5	200	Canadá, frio	Cant & Walker, 1978
Platte	109-1100	?	400-600	Canadá, frio	Smith, 1971
Donjek	1200	?	800	Canadá, frio	Williams & Rust, 1969
Paraná	8844-33000	6-15	1200	Brasil, tropical	

Os depósitos de canal do rio Paraná podem ser grosseiramente divididos em três categorias: depósito de lençol arenoso, de barra e de ilha, como se verá detalhadamente no capítulo 5. Analisando separadamente as associações faciológicas relativas a esses depósitos, um sedimentólogo desavisado chegaria a dois sistemas fluviais com padrões distintos. Nos dois primeiros casos a faciologia corresponderia aos modelos de rios entrelaçados, talvez mais apropriadamente ao tipo Platte de Smith (1976) e Miall (1977 e 1985). Por outro lado, a associação correspondente aos depósitos de ilhas, se analisada isoladamente, levaria a interpretá-la como originada em rio meandrante, com atividade de "over bank" bastante desenvolvida.

Riccomini & Coimbra (1993), baseados na morfologia do canal e na estabilidade das ilhas densamente vegetadas, sugerem o padrão anastomosado para o rio Paraná no trecho aqui estudado. Contudo, os depósitos deste rio (vide capítulo 5) apresentam natureza totalmente diversa do modelo proposto por Smith & Smith (1980) para rios desse padrão.

Comparado aos 12 modelos fluviais de Miall (1985, fig. 7 a 18) baseados nos elementos arquitetônicos, o rio Paraná apresenta características comuns a pelo menos quatro deles (modelo 3, 5, 8 e 9). Tal dificuldade de caracterização está ligada à própria definição do padrão do rio. Usando-se o parâmetro de entrelaçamento de Rust (1978) e a ordenação de canais e barras de Williams & Rust (1969), ou mesmo o índice de entrelaçamento de Brice (1964) e o valor de sinuosidade de Leopold *et. al.* (1964), como se vê no capítulo 3, não se pode obter um valor que caracterize o rio Paraná. Os valores de sinuosidade, por exemplo, se tomados em canais de segunda ou terceira ordem apresentam-se altos. Já no canal principal da margem esquerda, margem de erosão ativa (item 4.4.), o rio apresenta-se com baixa sinuosidade podendo ser classificado como reto.

Dessa forma pode-se considerar que:

1. Grande parte dos modelos sedimentológicos e geomorfológicos advêm de rios do hemisfério norte, que têm uma herança morfo-sedimentar fortemente ligada à última glaciação, fato este que lhes impinge peculiaridades muito marcantes e diferentes dos rios tropicais e sub-tropicais como o Paraná. O mesmo pode-se dizer do uso de modelos recentes na interpretação de depósitos antigos. Os sedimentos fluviais da Formação Rio do Rastro, por exemplo, são produto de uma evolução morfoclimática extremamente diferente dos rios atuais do hemisfério norte, que lhe servem de modelo.

2) O tamanho dos "rios-modelos" da Sedimentologia é muito inferior ao rio Paraná acarretando uma grande diferença nos valores de variáveis importantes como a descarga líquida e sólida, largura e profundidade do canal, formas de leito, etc. Os modelos faciográficos da literatura devem, em sua maior parte, ser utilizados mais no estudo dos processos sedimentares do que propriamente na identificação do sistema fluvial ou na previsão faciográfica.

3) A questão deve ser abordada também com relação à natureza da bacia deposicional. Os rios atuais, via de regra, não estão instalados em sítios efetivamente deposicionais, e seu registro sedimentar é totalmente fragmentário e em locais francamente erosivos. O próprio rio Paraná, no trecho estudado, inclui-se numa área de erosão e seus depósitos são efêmeros no sistema. Provavelmente a região da Mesopotâmia Argentina e o Pantanal Mato-Grossense sejam locais apropriados para se estudar a sedimentação fluvial com o interesse de estabelecer modelos.

4) Quando se estudam os depósitos aluviais associados a um determinado rio deve-se ter em mente que tal pacote sedimentar é produto da evolução de uma paisagem, que pode ter sofrido alterações climáticas, tectônicas e no tipo

de material fornecido pela área fonte. O registro sedimentar, portanto, não deve ser considerado como produto apenas dos processos fluviais atuais. O mesmo cuidado deve ser tomado quando se efetua a classificação do padrão do canal, pois são grandes os problemas relacionados ao ajuste fluvial ("fluvial adjustment") e a sua desconsideração pode gerar modelos não muito representativos (Thorne & Lewin, 1979).

5) O padrão de canal, por ser o parâmetro mais evidente da Geomorfologia Fluvial acabou ganhando muita importância na classificação dos modelos faciográficos fluviais que, independentemente dos autores, sempre são divididos em modelo fluvial meandrante, anastomosado e entrelaçado. Acredita-se contudo, que existam outros critérios para classificação faciográfica que não necessariamente estejam ligados ao padrão de canal. Parâmetros como velocidade de fluxo, declividade, descarga líquida e sólida, formas de leito, etc., talvez sejam muito mais importantes nos estudos paleohidrológicos que propriamente a determinação do padrão fluvial.

2.2. Terminologia e classificação de barras e ilhas

A literatura geomorfológica e sedimentológica é bastante conflitante na classificação de barras e ilhas fluviais. Normalmente é aceita a idéia de se adotar o nível das margens plenas ("nível que preenche o canal na medida justa, e acima do qual ocorrerá transbordamento para a planície de inundação"; Christofolletti, 1981, p. 59) como limite arbitrário na definição entre ilhas e barras, estando no primeiro caso aquelas que permanecem emersas no referido nível. Essa classificação independe de outras

características como vegetação, morfologia ou posição dentro do canal.

Na maioria dos casos, o termo barra se refere desde uma simples feição deposicional até complexas formas derivadas de múltiplos eventos deposicionais e erosivos. Estes depósitos possuem taxas de migração que podem variar de horas ou dias (Smith, 1974), até meses ou anos (Santos, 1991), dependendo das condicionantes climáticas, topográficas e hidrológicas. No rio Paraná, no trecho estudado, esta variação parece estar associada ao ciclo de grandes cheias com intervalo de recorrência de 7 e 27 anos (item 4.1.2). Smith (1978) discute a aplicação do termo "barra" aos diversos depósitos fluviais atuais, sugerindo que seu uso seja restrito apenas aos depósitos complexos formados pelo amalgamento ou coalescência lateral de formas menores.

Acordando com Santos (1991), que trabalhou na mesma área, são considerados como barra todos os depósitos fluviais de pouca estabilidade no sistema, emergentes ao nível de água médio do rio, e cuja vegetação herbácea, quando existente, constitui-se principalmente de gramíneas (Souza-Stevaux, 1992). Apresenta característica sedimentar efetivamente deposicional com a predominância de processo tracional.

Por outro lado, as ilhas mostram uma estabilidade relativamente superior a das barras (com uma permanência de, pelo menos, algumas décadas). Mantêm-se geralmente emersas, sendo encobertas apenas nas grandes cheias. Apresentam abundante vegetação arbustiva ou mesmo arbórea. São feições predominantemente erosivas, onde o processo sedimentar mais atuante é a decantação. Constituída por dique marginal e bacia de inundação, as ilhas se comportam como uma planície de inundação no meio do canal.

A imprecisão no uso do termo barra estende-se também à sua classificação que, às vezes, baseia-se nas

características genéticas do depósito (ex. barra de corredeira), nas morfológicas (ex. barra em lua - "lunate bar") ou na sua posição relativa no canal (ex. barra de meio de canal).

Uma das classificações mais aceitas na literatura é a proposta por Smith (1974) para as "unidades de barra". Esta classificação é empregada às barras com história deposicional e erosiva complexa, que conforme sua morfologia, pode ser classificada como: a) *barras longitudinais* - formas alongadas orientadas com eixo maior paralelo à linha de fluxo; b) *barras transversais formas retilíneas* - lobadas ou sinuosas, localizadas perpendicularmente ao fluxo; c) *barras de pontal* - desenvolvem-se nas margens convexas dos meandros, e d) *barras diagonais* - corpos com geometria alongada e o eixo maior oblíquo ao fluxo.

É interessante salientar que esta classificação se refere a depósitos fluviais em clima temperado, cujas características hidrológicas, geomorfológicas e sedimentares em muito diferem daquelas encontradas em rios tropicais. Baseando-se nessa afirmação, optou-se, neste trabalho, por utilizar uma classificação proposta especificamente para o rio Paraná, elaborada primeiramente por Santos *et al.* (1989, 1992) e revista por Santos (1991). Esta classificação baseia-se nas características genéticas, morfológicas, na sua posição delas dentro do canal e na atividade dos processos erosivos e deposicionais atuantes no local. Assim as barras do rio Paraná (Figura 2.3) classificam-se em barra central e lateral ou de soldamento (ver complemento nos itens 3.4.1 e 5.3.1.1).

Figura 2.3. Classificação de barras de canal num trecho do rio Paraná.

2.3. Problemas metodológicos na Estratigrafia do Quaternário Continental

Desde seu aparecimento como um dos ramos da Geologia, a Estratigrafia passou por várias fases de desenvolvimento. Das primeiras correlações de camadas e fósseis elaboradas por William Smith em 1815, passando pelas variações faciológicas de Gressley e Walther no final do século passado, à sequência de Dunbar, o pensamento estratigráfico evoluiu acompanhando o avanço científico e tecnológico até os dias de hoje.

O aparecimento da Geocronologia de Radioisótopos, da perfuração e testemunhagem a grandes profundidades, da perfilagem elétrica e, nas últimas décadas, da prospecção sísmica, contribuíam para o rápido avanço dos conceitos e da resolução estratigráfica. Os trabalhos pioneiros de Fisk na década de 40, estudando os depósitos do baixo curso do rio Mississippi, permitiram, nos anos 60, a criação dos modelos deposicionais e perfis

verticais propostos por Visher (1965). Nessa mesma época, com o avanço das técnicas de prospecção sísmica, Fisher & McGowen (1967 e 1969) entre outros, estabeleceram uma relação tridimensional e temporal entre as fácies e o sistema geomórfico que as gearam, criando o conceitos de Sistema Depositional e da Estratigrafia Genética, que orientaram os trabalhos estratigráficos por toda década seguinte. No final dos anos 70 Mitchum *et al.* (1977) e Vail *et al.* (1977) conceituaram a Sismoestratigrafia, que permitiu a elaboração de modelos previsionais bastante seguros na prospecção mineral, principalmente do petróleo em bacias costeiras. Os últimos anos foram marcados pelo retorno do conceito de Sequências Sedimentares, agora aprimorado pela Sismoestratigrafia.

Todo o edifício da Estratigrafia Genética está embasado numa estrutura fundamental que é a linha de tempo. Esta é fisicamente expressa por marcos estratigráficos como: discordância, refletor sísmico, camada delgada de calcário, superfície de condensação, etc., cujo reconhecimento permite a elaboração do arcabouço estratigráfico da sequência estudada. Os marcos estratigráficos associados ao conteúdo faciológico e a sua distribuição espacial são os três pilares da Estratigrafia Genética.

No entanto, o estratígrafo ao deparar-se com os sedimentos continentais do Quaternário, sentir-se-á desamparado pela ausência de ferramentas e conceitos da Estratigrafia de depósitos mais antigos e que lhe são familiares. Onde estará a linha de tempo, o trato deposicional, o refletor sísmico? A própria formalidade do Código Estratigráfico parece impotente ante ao desafio do Quaternário. Formações, membros, grupos são substituídos por termos como "depósitos de meio de encosta", "unidade colúvio-aluvial", "depósito de cascalhos em nível superior", etc. (Fulfaro, 1974; Nogueira Jr., 1988 e Melo, 1990).

Quais seriam os marcos estratigráficos operacionais do Quaternário continental? Um marco estratigráfico é definido como uma superfície síncrona de grande extensão areal, expressa por uma camada, leito ou nível de fácil reconhecimento no campo, em testemunhos, em perfis elétricos e em seções sísmicas - obviamente estes dois últimos casos, via de regra, não se aplicam aos estudos do Quaternário continental. Os marcos estratigráficos, quanto à sua gênese, podem ser agrupados em três tipos:

1) *marcos erosivos*: gerados por grandes discordâncias regionais;

2) *marcos morfostáticos*: desenvolvido nos períodos de grande estabilidade tectônica e baixa taxa de sedimentação, como no caso das superfícies de condensação; e

3) *marcos catastróficos*: provocados por fatores episódicos ou exógenos, por exemplo, depósitos de tempestitos ou nas delgadas camadas de cinza vulcânica.

Nos depósitos quaternários continentais os marcos devem ser imaginados como momentos na evolução da paisagem, onde foi possível o registro de elementos passíveis de reconhecimento e correlação regional. É de suma importância a compreensão uma "paleogeomorfologia" ainda de certa forma ativa, o que contrasta totalmente com a "paleogeografia" estudada nos depósitos pré-quaternários. Esses tipos especiais de marcos são denominados de "geomórfico-estratigráfico" e incluem as superfícies de aplainamento, as carapaças lateríticas, os terraços aluviais e os níveis de paleossolo.

Superfície de aplainamento: constituem-se de superfícies planas degradacionais ou agradacionais conforme a concepção de King (1956), revista por Brown (1968). Apesar de bastante utilizada em trabalhos de geomorfologia continental regional, sua gênese é bastante contraditória e

está intimamente ligada às teorias geomorfológicas. Ao que parece, a maioria dos geomorfólogos aceitam atualmente o modelo de Millot (1980 e 1983) de "aplainamento climático" para a origem de tais superfícies. Ab'Saber (1969a) ressalta que a litologia é apenas responsável por uma certa "ossatura topográfica, e, que na realidade são os processos morfoclimáticos sucessivos que realmente modelam e criam feições próprias do relevo". Outros autores, como no caso de Millot (1980 *in* Varajão 1987) sugerem que a importância do clima na formação de superfícies de aplainamento, é precedida pela estrutura e litologia do substrato.

O valor da superfície de aplainamento como marco estratigráfico pode indiretamente ser observado nos trabalhos de King (1956), Braun (1968), Almeida (1964), Fulfaro & Suguio (1974), Soares (1973), Soares & Landim (1976a,b), Hasui *et al.* (1982), Bigarella & Mazuchowsky (1985), Justus (1985), entre outros. No entanto, muitas restrições devem ser feitas na utilização desse marco. A correlação de uma superfície de aplainamento é extremamente dificultada por falhamentos, basculamentos, pelo intenso desgaste erosivo em que elas se encontram e pelo mascaramento imposto por superfícies estruturais, no caso dos derrames de basalto da Formação Serra Geral, por exemplo. Outro problema de crucial importância é a datação dessas superfícies. Em grande parte dos trabalhos foi utilizada a datação relativa, uma vez que a ocorrência de fósseis seguramente associados às superfícies são bastante raras.

Pode-se concluir que a utilização das superfícies de aplainamento como marco estratigráfico está restrita a análises regionais, uma vez que em detalhe, as pequenas movimentações locais a descaracterizam. Também não é aconselhável o uso desse elemento em idades **aquém** do limite Terciário/Quaternário, principalmente em ambientes continentais, pois tal intervalo de tempo, na maioria dos

casos, é insuficiente para o desenvolvimento de uma superfície representativa.

Carapaças lateríticas: em climas intertropicais, quentes e úmidos, a ação intempérica sobre a rocha propicia a formação de um manto de intemperismo que pode atingir dezenas de metros de espessura. Dá-se o nome de laterita ao produto comum da alteração subaérea da rocha, durante a qual o conteúdo de ferro e/ou alumínio aumenta e o conteúdo de SiO_2 diminui em relação à composição química da rocha-matriz alterada. Esse material pode concentrar-se em determinados níveis, vindo a formar as carapaças, que quando endurecida, recebe o nome de couraça ou crosta (Lacroix, 1913, *apud* Nogueira Jr., 1988 e Penteado, 1983).

O possível valor estratigráfico da couraça ou da carapaça laterítica está na concepção de que elas ocorrem, preferencialmente, em terrenos relativamente planos ou levemente irregulares, com uma superfície estável por longo período. Stevaux & Fernandez (1991) usaram vários níveis de couraça "in situ" e remobilizada na evolução estratigráfica e morfológica do Quaternário no Noroeste do Estado do Paraná (Figura 2.4).

Terraço aluvial: é, provavelmente, um dos melhores marcos estratigráficos para o Quaternário continental e constitui-se no produto de uma mudança ambiental na bacia fluvial. A complexidade dessa mudança não altera o fato da formação do terraço estar invariavelmente ligada a processos de aggradação ou erosão lateral, seguida de erosão vertical (Figura 2.5).

Figura 2.4. Estádios de aplainamento local e gênese dos níveis de couraça na Lavra Norte, Umuarama, PR (Stevaux & Fernandez, 1991, fig. 21).

Figura 2.5. Fatores que influenciam os processos geradores de terraços (Mod. de Green & McGregor, 1987, fig. 1).

Assim sendo, erosão (vertical e lateral) ou agradiação suficientemente efetivas para criar um novo fundo de vale, e, conseqüentemente, um terraço potencial, estão associadas a condições efêmeras de mudança ambiental. Isso corresponde a condição de equilíbrio dinâmico metaestável de Schumm, (1979). Para o referido autor, essa condição é uma resposta a mudanças nos controles extrínsecos (mudança climática ou tectônica, por exemplo), ou nos limites geomórficos inerentes (acumulação de sedimento em condições instáveis).

Implícito neste modelo está o "estado de quiescência geomorfológica" à qual Butzer (1964 *apud* Green & Mc Gregor, 1987) denominou "morfostasia". Em resumo, a atividade de formação de terraço está concentrada em curtos períodos de mudança ambiental, separada por períodos mais longos de equilíbrio dinâmico (Wymer, 1968; Green & Mc Gregor, 1980, 1987).

Uma analogia pode ser feita entre o conceito de formação de terraço e o conceito de superfície de condensação e seqüência estratigráfica. Mudanças abruptas no ambiente deposicional demarcam o limite entre duas seqüências sedimentares. Este limite pode ser expresso por uma discordância ou por uma superfície de condensação, conforme o conceito de Vaill *et al.* (1977) e de Galloway (1981). No modelo de formação de terraço, o período de quiescência permite a construção e ampliação do fundo do vale, correspondendo ao intervalo deposicional de uma seqüência. Mudanças extrínsecas ou intrínsecas provocam o desequilíbrio do sistema e deflagrando a construção de um novo fundo de vale, ajustado à nova condição ambiente.

As mudanças ambientais submetem o fundo do vale à ação mais efetiva de cada um dos três processos geradores de terraços já mencionados. O predomínio ora de um ou de outro processo, sua intensidade e recorrência, podem levar a construção de terraços morfollogicamente semelhantes,

mas de histórias diferentes, resultando na complexidade da correlação de terraços aluviais. Green & McGregor (1987) propõem uma situação hipotética onde vales morfologicamente semelhantes podem ter sido produto de evolução bastante diferente (Figura 2.6). Em A, três fundos de vales morfologicamente representados pelo vale original (estádio 1); um terraço erosivo produzido por erosão lateral no estágio 4; e uma superfície de agradação produzida no estágio 8, onde instala-se a atual planície de inundação. Os fundos dos vales foram separados pela ação de erosão vertical ocorrida nos estádios 3 e 7. Em B a seção transversal do vale mostra uma evolução bem mais complexa. Os fundos de vales (2, 6 e 8, juntamente com a planície de inundação atual) estão morfologicamente separados pela atuação do processo de erosão vertical ocorrido nos estádios 3, 7 e 9. As seções transversais resultantes das duas seqüências de desenvolvimento são comparadas, e o risco de uma correlação simplista está representado em C. O perfil superior (caso A) apresenta dois terraços e o inferior (caso B) três. Utilizando-se do método de contagem de terraços, comumente empregado em mapeamento geomorfológico (Green & McGregor, 1987; Bigarella, 1971; Nogueira Jr., 1988 entre outros), poder-se-á incorrer em erro na correlação dos terraços e dos respectivos estádios geradores. Por exemplo, o terraço produzido no estágio 4 do perfil A poderia ser correlacionado ao terraço mais baixo de perfil B, que na verdade foi produzido num estágio bem mais recente (estádio 8). O exemplo dado reflete a complexidade da correlação de terraços e deve alertar os estratígrafos na definição do marco mais adequado.

Os depósitos de planície de inundação são os mais adequados para serem utilizados para essa finalidade. A topografia plana, a grande disponibilidade de sedimentos lamosos, com grande quantidade de matéria orgânica (potencialmente portadora de fósseis e material para datação

C¹⁴ e TL), e o seu comportamento como "superfície de condensação" no sistema fluvial favorecem sua utilização nos trabalhos de correlação (ver itens 5.3.2 e 5.4).

Figura 2.6. Seqüências de desenvolvimento de terraços. Explicação no texto (Mod. Green & McGregor, 1987, fig. 4, 5 e 6).

Provavelmente quem empregou pela primeira vez os critérios sismoestratigráficos de Mitchum *et al.* (1977) e Vail *et al.* (1977) na Estratigrafia do Quaternário foi Codignotto *et al.* (1986) e Codignotto (1987) em depósitos litorâneos da Argentina. Em comunicação verbal o mencionado autor anteviu a aplicação da mesma metodologia em depósitos fluviais, o que foi tentado neste trabalho (Figura 2.7). Em B (inferior) as linhas oblíquas de migração lateral típicas do canal meandrante equivalem a linhas de tempo, com terminações em "down lap" e convergência interna sigmoidal, conforme a terminologia de Vail *et al.* (1977). Como a taxa deposicional na planície é muito inferior a do canal, esta, como já foi dito, funciona como superfície de condensação.

Paleossolo: o estudo do paleossolo nos depósitos aluviais quaternários fornecem importantes subsídios no tocante a estratigrafia, paleoambiente (flora, faunas e clima) e paleo-relevo. Uma vez que a sedimentação e a erosão são eventos altamente episódicos, a maior parte do tempo envolvido numa sequência aluvial dá-se em situação de equilíbrio ("stasis"), onde atuam ativamente os processos pedogenéticos. Dessa forma as sequências que contêm paleossolos preservam não apenas o registro deposicional, mas o registro combinado de intervalos de não-deposição e não erosão (Figura 2.8). Essa característica reforça a aplicabilidade do paleossolo como marco estratigráfico. Stevaux (1984) comentou pela primeira vez o valor estratigráfico do paleossolo dentro da perspectiva da estratigrafia genética em estudos realizados no intervalo produtor de carvão da Formação Rio Bonito (Bacia sedimentar do Paraná). No referido trabalho o autor considera os níveis de paleossolo "um prolongamento terra a dentro das superfícies de condensação" (Stevaux *op. cit.*, p. 111).

Figura 2.7. Analogia entre (A) uma seção estratigráfica e cronoestratigráfica de Mitchum *et al.* (1977) e (B) terraços de um sistema fluvial meandrante ideal. 1, 2 e 3 são seqüências estratigráficas em (A) e terraços em (B).

A relação entre a sedimentação e erosão episódica e a formação de paleossolos foi estudada por Kraus & Bown (1985), que avaliaram a proporção de tempo (relativo) ocupado pelos processos deposicionais e erosivos frente aos pedogenéticos (Figura 2.9). Na maior parte do tempo o sistema fluvial mantém-se em equilíbrio, permitindo o desenvolvimento de solo. Apenas nos períodos de maior ascensão ou queda do nível de base os processos pedogenéticos são suplantados pela aggradação e degradação ativa.

Muito embora o estudo do paleossolo seja muito importante na Estratigrafia do Quaternário, foram grandes as dificuldades encontradas no desenvolvimento desse tipo de trabalho na área estudada. Essas dificuldades envolveram:

Figura 2.8. Diagrama com as unidades litológicas fluviais 1-13 (coluna A) e as unidades de paleossolos 1-4 nelas desenvolvidas (coluna C), e (coluna B 1 e 2) o tempo proporcional ocupado na deposição e na formação de solo. (Kraus & Bown, 1985).

1) a datação radiométrica por C^{14} , onde a forte oxidação dos sedimentos da área estudada impediu o uso dessa técnica (ver maiores comentários no item 2.4);

2) diferenciação dos horizontes de paleossolo: a recorrência de vários níveis de paleossolo ou mesmo uma seqüência indivisa de depósitos intensamente bioturbados por raízes e outros organismos (itens 5.3.2.1, 2 e 4). A própria característica estratificada dos depósitos aluviais juntamente com a percolação de água subterrânea podem mascarar horizontes de paleossolo, ou mesmo impedir sua correlação a outros pontos da área.

Figura 2.9. Diagrama com a proporção de tempo ocupado pela aggradação (subida do nível de base), degradação (queda do nível de base) e pedogênese (stasis), Kraus & Bown (1985).

Curva "G": a curva de migração de margem - Curva "G" - parece ser uma grande ferramenta na estratigrafia dos depósitos fluviais. Como esse conceito está sendo apresentado pela primeira vez, optou-se, por razões didáticas, apresentá-lo separadamente no item 5.4.

2.4. Problemas no uso da datação absoluta nos depósitos do rio Paraná (e quaternários continentais de modo geral).

Método do radiocarbono: a utilização do conteúdo orgânico dos paleossolos para datação dos depósitos fluviais nem sempre é possível. A intensa oxidação dos depósitos de inundação proporciona a destruição da matéria orgânica nele contida. Foi o que aconteceu neste trabalho, onde a datação C^{14} não obteve o mesmo êxito que nos trabalhos de Bigarella (1971 e 1975) e Turcq *et al.* (1987) tendo em vista a ausência de matéria orgânica apropriada

para esse fim. Além disso, a intensa atividade de raízes e outros organismos, juntamente com a percolação de ácidos húmicos facilitam a contaminação dos horizontes inferiores podendo, podendo falsear as idades obtidas pelo referido método.

Como o ambiente de planície de inundação é freqüentemente alagado, o dióxido de carbono dissolvido na água e assimilado pelas plantas aquáticas, está associado a bicarbonatos, que em grande parte, podem ter sido originados de solos carbonáticos fósseis. Assim sendo, Broecker & Walton (*in* Geyh *et al.*, 1971) calcularam que a concentração de C^{14} em material recente formado em água doce poderia ser cerca de 15% inferior ao do dióxido de carbono atmosférico, acarretando uma distorção na idade obtida por esse método em cerca de 1700 anos (efeito da água dura).

Neste trabalho algumas amostras de restos vegetais coletadas no lençol arenoso do canal principal do rio Paraná (item 5.3.1.2) e argila orgânica associada a depósitos de inundação foram encaminhadas ao Centro de Estudos Nucleares para a Agricultura (CENA), em Piracicaba, SP, para datação estando os resultados discutidos no capítulo 6.

Método da termoluminescência (TL):

termoluminescência é a luz emitida de um material quando aquecido. Numa situação ideal para datação, a TL dos grãos encontra-se reduzida a um nível mínimo devido à exposição solar em que os referidos grãos foram submetidos durante os processos de intemperismo, transporte e sedimentação. Após o soterramento, a TL aumenta em função do tempo, devido a exposição desses grãos às radiações de elementos radiativos naturais presentes nos sedimentos: K, U e Th (Martin *et al.*, 1986). Dessa forma sedimentos recentemente depositados têm um baixo nível de TL, que aumenta com a idade.

O nível de TL natural de um sedimento (I_{nat}) é dado pela equação:

$$I_{nat} = I_0 + I_a$$

onde I_0 é a TL residual à época da deposição, a I_a é a TL acumulada após a deposição. Dessa forma para se calcular a idade do sedimento faz-se necessário o conhecimento de I_0 .

A grande maioria dos trabalhos de datação por TL foram elaborados em sedimentos subaéreos, principalmente em loes e areia desértica, onde a intensa exposição à luz solar elimina praticamente o I_0 . A utilização desse método em sedimentos subaquosos ainda não está muito difundida nem totalmente aceita na comunidade científica (Dr. Foreman, "Ohio State University" com. pes.). A água é um filtro efetivo de luz, eliminando a banda ultravioleta e reduzindo o espectro do azul ao violeta, dificultando a eliminação do I_0 no sedimento (Jennings & Forman, 1992). O Dr. Mu Zuhigo (com. pess.), da Universidade de Pequim, onde algumas amostras de deste trabalho foram processadas, menciona que foram obtidos bons resultados na datação de amostras de silte de "outwash". Os resultados estão discutidos no capítulo 6.

Capítulo 3 CARTA GEOMORFOLÓGICA (Anexo 1)

A partir de fotografias aéreas nas escalas 1:60.000, 1:70.000 e 1:25.000, de um mapa fotolitológico na escala 1:60.000 (UEM/FINEP, 1990), imagens de satélite e radar, foi elaborada uma carta geomorfológica na escala original de 1:60.000 e, posteriormente, reproduzida na escala aproximada de 1:100.000. Também foram utilizadas as folhas topográficas de Loanda, editada pelo Serviço Cartográfico de Exército do Brasil (escala 1:100.000 - SF-22-Y-A-V) e de Loanda editada pelo IBGE (escala 1:250.000 - SF-22-Y-A), juntamente com as cartas plano-altimétricas na escala 1:25.000 e perfis topográficos detalhados, elaborados pela FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS S.A. (1974) para o aproveitamento da futura hidroelétrica de Ilha Grande. Perfis topográficos locais e determinações de cotas foram realizadas com o auxílio de dois altímetros Paullin e, esporadicamente, com teodolito.

A carta abrange uma área aproximadamente triangular, com cerca de 4800km² que inclui não apenas o canal do rio Paraná e sua várzea, mas os terraços e os

depósitos colúvio aluviais de sua margem direita, que são também objeto de estudo deste trabalho (Figuras 3.1 e 3.2).

A definição das unidades geomorfológicas em regiões fluviais é um tema bastante controvertido na literatura. Iriondo (1972) e Iriondo & Drago (1972), trabalhando no trecho médio do rio Paraná na Argentina, utilizaram critérios unicamente genéticos para a determinação de tais unidades. Assim sendo, o mapa apresentado pelos referidos autores exhibe unidades de planície de meandros, de derrames, de meandros grossos, etc.

Por outro lado, Coltrinari (1975) trabalhando na região de Guaratinguetá, propôs uma classificação de unidades geomorfológicas baseada tanto na gênese, como na constituição rochosa das referidas unidades (por exemplo: "unidade colinas sedimentares" e "unidade de relevos cristalinos"). A referida autora aborda, ainda que subjetivamente, a questão escalar na definição das unidades geomorfológicas e de sua hierarquia.

Nogueira Jr. (1988), trabalhando na região da foz do rio Paranapanema, ao norte da área deste trabalho, elaborou uma caracterização mista para as unidades geomorfológicas atribuindo-lhes valor litoestratigráfico. No referido trabalho, a Formação Caiuá ou a Formação Serra Geral têm a mesma hierarquia do "Terraço Aluvial".

Stevaux *et al.* (1990) elaboraram um mapa para o planejamento urbano de Umuarama, PR, onde as "unidades geomorfológicas" foram determinadas conforme suas características de suscetibilidade à erosão, voçorocamento, etc. Os autores utilizaram, portanto, a unidade geomorfológica com conotação geotécnica.

Justus (1985) e Justus *et al.* (1985) elaboraram, com base em imagens de radar, a Carta Geomorfológica da Folha SF 22 - Paranapanema, onde a presente área de estudo se inclui. Nessa carta, unidades

geomorfológicas são subdivisões das regiões geomorfológicas, mas que mantêm ainda uma abrangência regional, como por exemplo a Unidade Geomorfológica Patamar de Itapetininga, que corresponde a uma área de 13.368km² (ver discussão no Capítulo 1).

Pode-se concluir que a caracterização das unidades de mapeamento de uma carta geomorfológica vai depender da escala dessa carta, do interesse específico do trabalho e da complexidade da área.

Na elaboração da Carta Geomorfológica (Anexo 1) procurou-se contornar o problema escalar na representação de algumas subunidades dando prioridade a alguns elementos morfológicos em detrimento de outros de menor importância no contexto da área, evitando dessa forma a sobrecarga gráfica na carta. Por outro lado, a complexidade da área, envolvendo não apenas unidades ligadas aos alúvios do rio Paraná e afluentes, mas várias outras oriundas de diferentes processos, impôs a necessidade de um grande número de unidades e subunidades à carta geomorfológica.

Foi também evitada a inclusão de parâmetros sedimentares na definição das unidades geomorfológicas, deixando-se para tanto um capítulo apropriado (capítulo 5). Mesmo a denominação elaborada por Stevaux (1991) e UEM/FINEP (1990) para uma carta geomorfológica preliminar na área foi abandonada, no sentido de se evitar também a conotação genética às unidades. Dessa forma foi utilizado, para a definição das unidades, um critério envolvendo o aspecto textural e estrutural da superfície na fotografia aérea, e secundariamente, nas imagens de satélite e radar. A posição da unidade no relevo também foi considerada, sendo para tanto utilizados perfis e cartas plano-alimétricas detalhadas (escala 1:40.000 ou maiores, conforme a necessidade).

Assim, às unidades geomorfológicas foram propostas denominações toponímicas relativas às exposições mais representativas: 1) unidade Porto Rico; 2) unidade Taquaruçu; 3) unidade Fazenda Boa Vista; 4) unidade Rio Paraná e 5) unidade Rio Paranapanema (Figuras 3.1 e 3.2). Com essas denominações pretendeu-se não apenas sistematizar o mapeamento geomorfológico, como também, contemplar os estudos de Geologia e Estratigrafia.

Figura 3.1. Imagem LANDSAT (1973) da área estudada. O rio Paranapanema e sua foz estão no canto NE da foto. O rio Ivinheima corre sinuosamente no sentido N-S na porção esquerda da foto. Unidades geomorfológicas: a) Porto Rico, b) Taquaruçu c) Fazenda Boa Vista, d) Rio Paraná e e) Rio Paranapanema (escala aproximada 1:650.000).

3.1. Unidade Porto Rico

Esta unidade ocorre a S e SE da área, no Estado do Paraná, na margem esquerda do rio Paraná. Exibe um

relevo suave de colinas achatadas com caimento sutil em relação ao rio, onde a altitude média varia entre 280 e 400m. As porções mais aplainadas do relevo estão recobertas por espesso manto de areia avermelhada, inconsolidada pertencente à Formação Paranavaí (Popp & Bigarella, 1975).

Os pequenos cursos d'água que ocorrem nessa unidade, nunca superiores a 20km de extensão, deságuam diretamente no rio Paraná e exibem curso com corredeiras e pequenas cachoeiras, desenvolvendo um canhão estreito e profundo, escavado diretamente na Formação Rio Paraná.

Nas fotografias aéreas antigas (levantamentos de 1953 e 1962) apresenta-se totalmente recoberta pela Floresta Estacional Semidecidual do Noroeste do Paraná (Klein, 1975), atualmente destruída.

Esta unidade ocorre embutida no pediplano Pd1 e corresponde ao pedimento p2 de Justus (1985), que Bigarella & Mazuchowski (1985) correlacionam à superfície interplanáltica mais baixa Pd0 (ver Capítulo 1). A superfície foi originada por processos morfoclimáticos desenvolvidos em clima úmido que dissecou a superfície Pd 1 (Justus, 1985 e 1990).

Outras superfícies pouco desenvolvidas podem ser reconhecidas a nível de detalhe (escala > 1:25.000). Estas desenvolvem um caimento em degrau até o rio Paraná, onde a última delas constitui na sua própria barranca, apresentando uma altura de 20m sobre o nível normal da água.

A cobertura da unidade é constituída por depósitos coluviais, aparentemente, oriundos da superfície Pd 1, mais alta. A pedogênese dos arenito do Grupo Caiuá parece também ser responsável pelos depósitos superficiais dessa unidade. Um jazigo indígena, não estudado, foi encontrado nas proximidades da barranca do rio Paraná, apresentando-se quase totalmente recoberto por 1,2 a 1,8m de material coluvial (Issa C. Jabur, com. pes.).

Figura 3.2. Carta geomorfológica e localização da área a partir de imagens de satélite e fotografias aéreas.

3.2. Unidade Taquaruçu

Ocorre na porção NW e W da área com uma extensão de 2300km². Em fotografia aérea esta unidade tem textura semelhante à unidade anterior, apresentando, contudo uma rede de drenagem mais desenvolvida, com rios mais longos e de 3a. ordem. Estas drenagens estão embutidas em vales bem amplos e suaves, com várzeas extensas.

O caimento geral da superfície é para o rio Paraná, contudo ligeiramente inferior ao da unidade anterior, atingindo valores inferiores a 0,5%, com altitude média variando entre 250 a 280m.

Esta unidade foi mencionada pela primeira vez por Suguio *et al.* (1984), Justus (1985), Justus *et al.* (1985) e finalmente por Nogueira Jr. (1988), que a estudou com maior detalhe, denominando-a de Terraço Colúvio-Aluvial. Nesse trabalho, o mencionado autor apresentou uma seção geológica, obtida nas escavações da hidroelétrica de Porto Primavera, onde observa-se o seu contato diretamente sobre a Formação Rio Paraná. Em raras outras localidades foi possível observar esse contato. A unidade é constituída de material predominantemente arenoso, com moderada quantidade de argila dispersa, e um nível de cascalho, que se desenvolve na base, ubíquo em toda a área. Sua coloração é predominantemente vermelho acastanhada, com variações locais para tonalidades amareladas.

No norte da área, nas proximidades da represa de Porto Primavera, o limite ocidental da unidade encontra-se cerca de 7 a 8km da margem direita do rio Paraná, sendo que para o sul, vai dela se afastando, entrando até 20km para o interior do Estado do Mato Grosso do Sul. No sul da área a unidade aproxima-se novamente do rio, elaborando um traçado em meia-lua.

O contato com a unidade Fazenda Boa Vista é bem evidente tanto em fotografias aéreas, como no campo, onde constitui uma quebra topográfica bastante expressiva. O contato entre as duas unidades também é realçado pela evidente mudança na coloração do solo (vermelho acastanhada desta unidade para creme amarelado para a unidade Fazenda Boa Vista).

A feição mais marcante desta unidade constitui-se de um grande número de lagoas de tamanho variando de centenas a alguns milhares de metros de diâmetro, de forma quase sempre circular a subcircular (Figuras 3.3 e 3.4). Nas fotos anteriores ao desmatamento tais elementos apresentavam-se quase totalmente secos, mas atualmente ostentam lâmina d'água de até 4m (item 5.3.3.3).

Figura 3.3. Unidade geomorfológica Taquaruçu. Textura típica, com grande número de lagoas semicirculares de tamanho variado (intervalo da régua = 600m)

O conjunto de lagoas ocorre numa faixa de terreno bastante definida, com cerca de 10km de largura por 45km de comprimento, orientada paralelamente ao rio Paraná. Testemunhos obtidos por meio de sondagem "vibro corer", acusaram uma espessura de sedimentos lamosos superior a 2m. A origem destas formas está possivelmente relacionada a processos pseudocársticos, mas pode também advir de assoreamento de antiga rede de drenagem (item 5.3.3.3.).

Figura 3.4. Lagoa circular típica da unidade geomorfológica Taquaruçu cuja gênese pode estar relacionada a processos pseudocársticos ou assoreamento de antiga rede de drenagem.

Em vários pontos da unidade Taquaruçu pode-se constatar a ocorrência de significativo banco de cascalho, misturado com areia seixosa, em parte bastante cimentado por limonita. Aparentemente os rudáceos depositam-se diretamente sobre a Formação Rio Paraná, mas a maioria do contato basal encontra-se encoberto. Uma sondagem para água subterrânea

executada na sede do Município de Taquaruçu, MS (NORPAR, 1982), atravessou totalmente essa unidade, encontrando a Formação Rio Paraná a uma profundidade de 22m, e atravessando cerca de 5m de cascalho, que provavelmente correlacionam-se com os já mencionados.

Estes rudáceos provavelmente correlacionam-se com os descritos por Ruiz (1964) na foz do rio Sucuriú, nas proximidades da represa de Jupiá, rio Paraná, SP/MS.

3.2.1. Unidade Taquaruçu, subunidade Rio Ivinheima

Esta subunidade foi considerada como parte da unidade anterior, mas com características foto-texturais (tonalidade mais clara e com maior frequência de lagoas) que dela permitiram diferenciar. Essa diferenciação só é possível por meio de fotografia aérea, sendo impraticável no campo. Com 360km², forma grosseiramente um retângulo, orientado ao longo da direção NE-SW, tendo o canal do Ivinheima no seu eixo principal.

Aparentemente mostra uma pendente mais forte que a unidade anterior, com caimento no sentido de seu alongamento (NE-SW) para o rio Paraná. Apresenta uma grande quantidade lagoas, cujo tamanho varia desde uma centena a 6 milhares de metros. As lagoas menores (até 500 a 600m de diâmetro) têm forma circular e, via de regra, encontram-se drenadas artificialmente para uso agrícola de seu fundo argiloso. Já as lagoas maiores mostram forma variáveis, ora alongadas, sugerindo uma herança da antiga rede de drenagem, ora com forma irregular pelo coalescência de dezenas de lagoas menores (Figura 3.3).

Nos levantamentos aerofotográficos mais antigos (1953 e 1965) as lagoas apresentavam nível de água

bem inferior ao atual estando, a maioria delas, praticamente secas. Com a remoção da cobertura vegetal a partir da década de 60, houve um aumento do nível d'água das lagoas, evidenciando a modificação da superfície piezométrica regional.

De um modo geral apresenta um desnível de 6 a 8 metros entre a superfície geral da subunidade e a base fundo dos depósitos lacustres.

Os testemunhos de sondagens aí obtidos (item 5.3.3.3.) revelaram um perfil litológico predominantemente lamoso, superior a 2m. Considerando que a deposição da argila é relativamente lenta, é possível que esses corpos d'água sejam bastante antigos na paisagem. Foram realizadas datações pelo método da termoluminescência nesse material, cuja discussão encontra-se no Capítulo 6. Por outro lado, as lagoas menores (de diâmetro não superior a uma centena de metros) apresentam um perfil totalmente arenoso devido ao intenso coluvionamento.

3.3. Unidade Fazenda Boa Vista

Perfazendo cerca de 610km² de área, esta unidade com forma de rim, é atravessada pelos córregos Baile e Esperança no centro, sendo bordejada pelos rios Baia e Samambaia. Encontra-se definida entre a cota 232 e 245, dispondo-se na porção central da área estudada. Apresenta relevo suave e diferenciado, com caimento de 9cm.km⁻¹ para o rio Paraná.

Foi pela primeira vez mencionada por Justus (1985), que a considerou com "terraço fluvial" (Atf), incluindo-a na Unidade Geomorfológica Planaltos Rebaixados. Suguio *et al.* (1984) e Nogueira Jr. (1988) também lhe

atribuíram a mesma denominação, descrevendo sua composição, na região da represa de Porto Primavera. A unidade, contudo, abre-se em leque para SW dessa localidade, sendo possível sua divisão em três subunidades: Fazenda Boa Vista Alta, Fazenda Boa Vista Baixa e Fazenda Boa Vista Leque.

3.3.1. Subunidade Fazenda Boa Vista Alta

Constitui-se na expressão morfológica mais evidente nas imagens de satélite e fotografias aéreas (Figuras 3.1, 3.2, 3.5, e também 5.34). Compõe-se de uma estreita faixa de sedimentos arenosos variando de 200 a 2000m de largura, por mais de 60km de comprimento, com cota em torno de 245m. Com a unidade geomorfológica Rio Paraná desenvolve um degrau bastante íngreme de 8m de desnível. Sua borda voltada para o interior do Mato Grosso do Sul separa-se da subunidade Fazenda Boa Vista Baixa por uma quebra mais suave (aproximadamente 2m).

É composta basicamente por areia média a fina, localmente seixosa, aparentemente homogênea, maciça e desagregada. Por meio de sondagens "vibro corer" e nas escavações da represa de Porto Primavera, foi constatada uma espessura de 10m para a unidade, que se assenta sobre uma camada de cascalho limonitizado sobreposto à Formação Rio Paraná (ver item 5.3.3).

Na região da Fazenda Boa Vista apresenta grande quantidade de fragmentos de cerâmica indígena Guarani (Schimtz, no prelo) dispersa pelo talude. Segundo informações de moradores locais, foram encontradas várias urnas mortuárias subaflorantes nas proximidades.

Figura 3.5. Unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista: subunidade Alta (A), espigão arenoso alongado e Baixa (B), com cicatrizes de uma antiga drenagem meandrante. Unidade geomorfológica Rio Paraná: subunidade Várzea (V), onde se desenvolvem os canais secundários anastomosados e Canal (c), sistema multicanal entrelaçado com ilhas e barras.

Nos levantamentos aéreo-fotográficos de 1953 esta subunidade se destaca das outras pela densa e homogênea cobertura vegetal correspondente à Floresta Estacional Semidecidual do Noroeste do Paraná, que no prazo de 20 anos foi totalmente removida (Klein, 1975).

3.3.2. Subunidade Fazenda Boa Vista Baixa

Ocorre no centro da unidade maior, numa área de 540km², grosseiramente em forma de rim. Topograficamente situa-se cerca até 2m mais baixo que a subunidade alta, desenvolvendo-se entre as cotas 231 e 233m, com caimento,

aparentemente, para o rio Paraná. Mostra uma superfície suavemente ondulada, sendo atravessada pelas drenagens dos córregos Baile e Esperançam, que nela escavam vales bem amplos.

Nas fotografias aéreas a subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Baixa apresenta uma textura bastante típica, originada por evidente atividade pretérita de uma drenagem meandrante bem expressiva (Figuras 3.5 e 3.6). A vegetação do tipo gramínea predomina por toda unidade. Contudo, a presença bastante evidente de lineamentos curvos e alongados de vegetação arbustiva corresponde provavelmente às matas ciliares desenvolvidas nos diques marginais do antigo sistema fluvial que originou a unidade. É comum também a presença de antigos canais abandonados, "plugs" argilosos e cicatrizes de antigos diques marginais, que caracterizam esse antigo sistema meandrante.

A medida que se aproxima do rio Ivinheima os paleocanais desta unidade deixam transparecer uma correspondência muito clara entre os parâmetros de meandro (largura, comprimento de onda, raio de curvatura e amplitude) do antigo sistema meandrante com o atual rio Ivinheima (Figura 3.6).

Iriondo (1990a) desenvolveu, a partir da formulação de Leopold & Maddock (1953) e de Bangnold (1960), uma relação entre o comprimento de onda do meandro e a vazão, que se expressa na equação:

$$Q = 5 \cdot 10^{-6} \cdot L^{2.25} \quad (r = 0,93)$$

onde: Q = vazão

L = comprimento de onda do meandro em metros

r = coeficiente de correlação

Esta equação pode ser aplicada tanto em rios atuais como em paleodrenagens na Mesopotâmia Argentina. Os dados dos rios Ivinheima e Samambaia foram, tentativamente, lançados na fórmula de Iriondo, havendo cerca de 90% de acerto ($r = 0,90$). Assim sendo, pode-se supor a vazão do "paleo" Ivinheima quando ele atravessava a subunidade Fazenda Boa Vista Baixa, que variou entre 600 a $710\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ (descarga plena), valor ligeiramente superior vazão atual de $560\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ (ITAIPU BINACIONAL, 1990).

São muito escassos os afloramentos desta unidade, restringindo-se exclusivamente às escavações realizadas para a construção da hidroelétrica de Porto Primavera. Contudo, esses afloramentos encontram-se atualmente encobertos pela barragem e as informações obtidas advêm de furos de trados e da descrições feitas por Suguio *et al.* (1984), CESP (1985) e Nogueira Jr. (1988). Tais informações todavia, tiveram maior ênfase geotécnico que propriamente sedimentológico ou faciológico. Os referidos autores não fazem diferenciação desta subunidade com a anterior, englobando ambas no "Terraço Aluvial".

Pode-se concluir que esta subunidade é o produto do retrabalhamento da subunidade alta por um sistema fluvial meandrante que aí se instalou, e provavelmente, tenha sido captado pela drenagem do rio Ivinheima. Nas proximidades do rio Ivinheima a subunidade Fazenda Boa Vista Alta encontra-se rebaixada tornando bastante sutil sua diferenciação com a subunidade Fazenda Boa Vista Baixa (Figura 3.7).

3.3.3. Subunidade Fazenda Boa Vista Leque

Esta subunidade ocorre na porção central da unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista, sendo facilmente reconhecida por sua forma de leque bastante característica

que se desenvolve-se a partir dos córregos Baile e Esperança (Figura 3.1 e 3.2).

Figura 3.6. Captura da drenagem do rio Ivinheima pela planície do rio Paraná. Correspondendo à zona de planície de inundação do sistema Curutuba-Ivinheima (ver pág. 79). Provavelmente a paleo-ilha que se desenvolveu na foz daquele tributário e o posterior abandono do canal do rio Paraná propiciaram essa captura. Notar o grande número de meandros abandonados pelo rio Ivinheima (Unidade Faz. Boa Vista). Barra preta = 4km.

Figura 3.7. Paisagem constituída pelas subunidades geomorfológicas Fazenda Boa Vista Alta (Fa) e Baixa (Fb) e subunidade Rio Paraná Várzea (Pv). Na localidade, Fa encontra-se rebaixada, quase ao mesmo nível de Fb.

Apresenta seus limites bastante claros em fotografia aérea, onde identificam-se duas zonas diferenciadas pela densidade de vegetação, podem ser separadas nesta subunidade. A zona adjacente aos córregos mencionados tem tonalidade mais escura, evidenciando uma cobertura vegetal mais densa e com padrão isotrópico de lineações mal definidas. A outra zona se diferencia da anterior por uma vegetação mais escassa, com alta densidade de lineações longas e ligeiramente encurvadas, bem definidas, que se irradiam da cabeceira do leque. Tais lineações parecem ter sido geradas por drenagem efêmera, encontrando-se atualmente desativadas.

O limite ocidental desta unidade com a unidade geomorfológica Taquaruçu-Ivinheima corresponde a uma faixa de 600 a 1000m que apresenta tonalidade clara e sem lineações nas fotos e com abundantes lagoas minúsculas ligadas por um sistema disperso de drenagem. No campo essa região é praticamente inacessível, ocupada por um pântano, que, praticamente, permanece nas condições naturais originais.

Aparentemente a subunidade Fazenda Boa Vista Leque constitui-se de um leque alúvio-coluvial, mais recente que as outras duas subunidades. Os córregos que atravessam essa unidade, são, aparentemente, unicanais, significando que o sistema de leque encontra-se, atualmente, desativado. Contudo, em alguns locais a drenagem se dissipa perdendo sua característica de canal único (no caso do córrego Esperança), podendo caracterizar uma atividade de leque aluvial bastante localizada.

A constituição sedimentar desse leque é muito pouco conhecida e foi examinada apenas em alguns furos de trado executados na porção mais distal do sistema, quase no limite com a subunidade Fazenda Boa Vista Baixa, onde apresentou composição totalmente arenosa. A utilização de parte da área para pastagens e lavoura provocou a

descaracterização da unidade no campo, tornando muito difícil sua separação das outras subunidades.

3.4. Unidade Geomorfológica Rio Paraná

A unidade Rio Paraná consiste na própria planície aluvial do rio homônimo e perfaz uma área de 600km², que se estende por uma faixa de 6 a 12km e um comprimento de 90km (Figura 3.1). Na carta geomorfológica encontra-se subdividida em duas subunidades bastante diferenciadas: subunidade Rio Paraná Canal e Rio Paraná Várzea. Esta divisão baseou-se em critérios morfológicos de mapeamento, em detrimento de critérios genéticos, mantendo, dessa forma, uma certa coerência com a metodologia empregada nas unidades anteriormente descritas.

3.4.1. Subunidade Rio Paraná Canal

Corresponde ao canal principal do rio Paraná, sendo que os canais secundários do padrão anastomosado ("anastomosing"), que se desenvolvem na sua margem direita, (canais do Baía, Araçatuba, Curutuba, Poitã e outros), foram englobados na subunidade Geomorfológica Rio Paraná-Várzea (ver itens 3.4.2. e 4.2.2.). O canal do rio Paraná varia de 1600 a 6000m de largura, estendendo-se por 90km, na área estudada, onde se desenvolvem inúmeras ilhas e barras arenosas. Devido ao seu tamanho, as barras arenosas não aparecem na carta ora apresentada. Maiores detalhes sobre este elemento podem ser obtidos no item 5.3.1.1.

A problemática classificatória do padrão do rio Paraná foi introdutoriamente discutida no item 2.1. Nesta área o canal descreve um padrão de drenagem complexo apresentando dois dos três tipos propostos por Chitale (1970) e modificados por Christofolletti (1981), ou seja, compõe-se de canais múltiplos e únicos, sendo que os do primeiro tipo têm maior representatividade, perfazendo 80% da área mapeada, contra 20% da outra tipologia. Alguns autores consideram todo o trecho da foz do Paranapanema até Guaíra como entrelaçado (Justus, 1985 e 1990; Bigarella & Mazuchowski, 1985) e outros o consideram como anastomosado (Riccomini & Coimbra, 1993).

Levando-se em conta o parâmetro de entrelaçamento de Rust (1978), o índice de entrelaçamento de Brice (1964), juntamente com o ordenamento de barras e canais de Williams & Rust (1969), cujas definições encontram-se no item 2.1.3., foi elaborado um exercício de classificação quantitativa de um trecho do canal estudado (Figura 3.8). É importante salientar que estes conceitos não puderam ser aplicados diretamente, mas foram adaptados às condições do local. Assim, por exemplo, as barras não vegetadas na conceituação de Rust (*op. cit.*, p. 189), não foram levadas em consideração, usando-se as ilhas em seu lugar, conforme a própria sugestão do autor. Outras adaptações foram feitas em relação às ordens de canais e barras.

Este conjunto é constituído por 17 ilhas (barras) e canais de até 3ª ordem, conforme a classificação de Williams e Rust (1969) feitas para o rio Donjek. Basicamente é composto de duas "barras" de 1ª ordem sendo a menor (ao norte) formada pelas ilhas Cajá e outras menores e a maior (ao sul) pelas ilhas Floresta, Japonesa, Barbado,

Figura 3.8. Parâmetros geomorfológicos do conjunto de ilhas Floresta-Cajá. Baseado em aerofotografias de 1965. Figura na pág. 78.

ORDEM	SINUOSIDADE	Nº BARRAS	Nº CANAIS	SENTIDO DOS CANAIS	L _b (m)	L _m (m)	LEGENDA
1ª	1,18	2	3		21000	23.800	- ILHA - PLANÍCIE - UNID. PORTO RICO - CANAL 1ª ORDEM - CANAL 2ª ORDEM - CANAL 3ª ORDEM
2ª	1,22	6	7		12.120	8.750	
3ª	1,22	>10	>10		4.312	2.800	

L_b = COMPRIMENTO MÉDIO DA BARRA (m). , L_m = COMPRIMENTO MÉDIO DO MEANDRO (m)

Onça e outras menores. O critério utilizado para o traçado de linhas separatórias entre as ilhas (canais de 1a., 2a. e 3a. ordem) foi o talvegue do canal, conforme a recomendação de Williams & Rust (1969). Esses valores foram obtidos no Mapa Batimétrico do rio Paraná, escala 1:30.000. elaborado pela Marinha do Brasil em 1957.

Os valores de comprimento de barra (Lb) é a distância da divergência (a montante da barra) e de convergência (a jusante da barra) do talvegue do canal que a delimita. Rust (1978) propõe que o comprimento médio do meandro Lm é aproximadamente 1,25 a 1,50 vezes o comprimento médio da ilha/barra (Figura 3.8). O "parâmetro de ilhas" (Eb) é dado pelo número de ilhas que ocorrem dentro do intervalo correspondente ao comprimento de onda (Lm) do canal. Esse valor é difícil de ser obtido, uma vez que a natureza complexa do conjunto inclui canais secundários bastante meândricos.

Os valores de sinuosidade e direção de canal foram obtidos, conforme (Christofoletti, 1981 e Iriondo & Drago, 1972), para os canais atuais e as paleo formas observadas na superfície das ilhas.

3.4.2. Subunidade Rio Paraná-Várzea

Esta subunidade refere-se à planície de inundação do rio Paraná, constituída pela várzea alta e baixa. A primeira, que correspondendo à maior parte da unidade, instala-se a uma altura mínima de 4m acima do nível normal das águas, sendo apenas inundadas nas grandes cheias. A várzea baixa, de ocorrência localizada, consiste na parte da planície inundada nas cheias anuais. Define-se, topograficamente, a uma altura inferior a 1,5m do nível

normal do rio. Outras planícies de inundação ocorrem associadas aos canais anastomosados ("anastomosing"), que se desenvolvem nesta unidade.

A subunidade Rio Paraná-Várzea desenvolve-se totalmente na margem direita do rio, exceção feita a pequenas áreas que se desenvolvem na margem esquerda do canal (várzea dos Três Morrinhos, *vide* carta geomorfológica do Anexo 1). Sua drenagem constitui no sistema anastomosado definido pelos canais secundários do rio Paraná, juntamente com o rio Ivinheima, que adentra a subunidade nos últimos 20km de seu trecho inferior (porção SW da Figuras 3.2, 3.6 e Anexo 1).

O rio Baía percorre, na área, um trecho de 86km, apresentando uma largura média de 50m, atingindo até 800m nas "lagos" do Rodrigo e Baía. Desenvolve padrão ligeiramente meandrante, com sinuosidade variando entre 1,24 a 1,59 ao longo de seu percurso. Mesmo nos trechos de maior sinuosidade não desenvolve barras de meandros com evidente migração lateral, o que lhe credita ainda mais a classificação de rio anastomosado (Miall, 1978). Isso, provavelmente, se deve ao fato do mencionado rio estar ocupando um antigo canal do rio Paraná, encontrando-se intensamente desajustado em relação ao canal que ocupa. Com efeito, Jabur & Bassaco (1991) encontraram valores bastante incompatíveis da velocidade da corrente e o sedimento de fundo no rio Baía.

Pouco a jusante da cidade de Porto Rico o rio Baía divide-se no canal do Curutuba ou Araçatuba e no canal do Baía. O primeiro percorre cerca de 22km para desaguar no rio Ivinheima; o segundo tem uma extensão de 5km desembocando no rio Paraná.

O rio Ivinheima percorre cerca de 52km na área, ostentando um padrão meandrante com sinuosidade variando de 2,54 a 1,58. Possui um canal bastante sinuoso (s

= 2,33) que o liga ao rio Paraná (canal do Poitã), no extremo sul da área.

Esta subunidade pode ser dividida em duas zonas: a) zona de paleocanais do rio Paraná e b) zona de planície de inundação do Curutuba-Ivinheima. Estas zonas não têm contato definido entre si, apresentando um trecho com características mistas na altura da lagoa do Baía.

a) *zona de paleocanais do rio Paraná*: aparece citada pela primeira vez no relatório do Instituto de Pesquisas Tecnológicas para a CESP(1985) e posteriormente por Nogueira Jr. (1988). Apresenta-se bastante desenvolvida na porção mais montante da área, descaracterizando-se, gradativamente, para jusante. Os paleocanais do rio Paraná e sua respectivas ilhas são bastante evidentes em fotografia aérea e passíveis de mapeamento (Anexo 1, observar no setor NE do mapa, próximo à foz do rio Paranapanema). O padrão do antigo rio Paraná é semelhante ao atual, com canais de 600 a 1600m de largura e ilhas de até 12km de comprimento por 3km de largura, que muito de se assemelham ao trecho do atual rio Paraná na altura do conjunto de ilhas Floresta (Figura 3.6 e 3.8)

As lineações de drenagem são bastante evidentes tanto nas paleo-ilhas como nos paleocanais. No primeiro caso, as lineações apresentam a mesma característica daquelas que se desenvolvem nas ilhas atuais do rio. As lineações dos paleocanais do rio Paraná representam as migrações dos pequenos canais que se aí se instalaram. A textura desenvolvida nos paleocanais mostra que eles servem de planície de inundação aos canais secundários que os ocupam, como n caso do rio Baía, por exemplo.

É grande o número de lagoas que ocupam os antigos canais do rio Paraná. As principais são as lagoas do Rodrigo (a maior da área estudada), Paraguaia, Combate e

outras menores. Todas têm a mesma forma alongada, mostrando evidente gênese ligada ao abandono de canais, desde o próprio canal do rio Paraná (no caso da lagoa do Rodrigo), como canais secundários. A superfície das paleo-ilhas encontram-se 2,5 a 3,0m acima dos paleocanais, atingindo cotas iguais ou pouco menores que as ilhas atuais da subunidade Rio Paraná Canal.

b) zona de planície de inundação do sistema Curutuba-Ivinheima: desenvolve-se na metade SW desta subunidade e corresponde à região com influência mais efetiva da dinâmica do canal do Curutuba e do Baía. Em fotografia aérea corresponde a uma textura homogênea, com poucos lineamentos e algumas lagoas e canais abandonados do próprio Curutuba (Figura 3.6).

Logo a montante do canal do Poitã, pode-se mapear uma provável paleo-ilha do rio Paraná, ora quase totalmente destruída pela atividade da drenagem local. Essa forma muito certamente serviu de proteção à foz do Ivinheima permitindo que o referido rio constituísse uma grande planície e desenvolvesse seu curso por mais duas dezenas de quilômetros antes de desaguar no rio Paraná. Nesse local também são bastante visíveis as cicatrizes da mobilização do canal do rio Ivinheima, que produziu, além de lineações, um grande número de lagoas alongadas e curvas (Figura 3.6).

3.5. Unidade Geomorfológica Rio Paranapanema

Compreende a planície aluvial do rio homônimo. Apresenta largura variando de 1800 a 3000m, desenvolvendo-se quase totalmente na margem direita do referido rio. Por meio de fotografia aérea, foi possível

separar esta unidade em duas subunidades: "a planície atual" e o "terraço antigo" (Figura 3.9).

No primeiro caso percebe-se que os paleo-canaís do Paranapanema apresentam a mesma baixa sinuosidade e largura que o rio atual. Já no terraço, as lineações, bastante obliteradas, sugerem um canal meândrico e bem mais estreito. Esta unidade não foi estudada neste trabalho.

Figura 3.9. Carta geomorfológica de detalhe do rio Paranapanema em Rosana, SP, extremo norte da área.

Capítulo 4 GEOMORFOLOGIA E LIMNOLOGIA FLUVIAL

4.1 Regime fluvial e sedimentos suspensos

De sua nascente, na confluência dos rios Paranaíba e Grande, nos limites dos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Mato Grosso do Sul até a área estudada, o rio Paraná percorre uma distância de 1560km drenando uma área de, aproximadamente, 670.000km². A descarga do rio Paraná é influenciada por numerosas barragens localizadas ao longo do seu trecho superior. O período de maior descarga estende-se desde janeiro até março, coincidindo com a estação chuvosa na sua bacia superior (Figura 4.1), sendo que nos meses restantes a vazão não apresenta maiores variações. A descarga média no porto São José, PR, 11km a montante de Porto Rico, estabelecida para o período 1964-1989, foi de 8.844m³.s⁻¹, sendo que a cheia de maior magnitude registrada nesse período foi de 33.740m³.s⁻¹ na enchente de 1983. Nesse período o rio transbordou suas margens, invadindo toda sua várzea, que varia de 4 a 8km de largura. A descarga sólida do rio no trecho estudado é de 30X10⁶ ton.ano⁻¹, sendo

27×10^6 ton.ano⁻¹ para carga suspensa e 3×10^6 ton.ano⁻¹ para carga de fundo (ITAIPU/BINACIONAL, 1990 *apud* Stevaux, 1993).

Figura 4.1. Descarga média mensal do rio Paraná na estação fluviométrica de porto São José, PR (leitura no canto direito) e do rio Ivinheima em porto Sumeca, MS (leitura no canto esquerdo).

4.1.1. A seção de porto São José

A seção transversal do rio Paraná em porto São José sofre influência direta da barragem do próprio rio (hidroelétrica de Porto Primavera) e do rio Paranapanema (hidroelétrica de Rosana). Não obstante, é uma seção limnológica e hidrológicamente muito importante, pois corresponde a um ponto de estrangulamento ("node point", conforme Coleman, 1969) a montante do trecho entrelaçado do rio na área. Provavelmente, a principal influência das barragens na dinâmica do rio seja a diminuição radical na sua carga detrítica hidrotransportada, especialmente quanto ao material grosso, já que sua área de drenagem correspondente ao trecho lótico restante é de 107.000km², cerca de 82% da bacia original (Itaipu Binacional, 1990).

As maiores concentrações de sólidos suspensos durante o período de 1988-1989 (Figura 4.2) ocorreram entre

abril e novembro, baixando, sensivelmente, com o aumento da descarga na época das cheias (dezembro a janeiro de 1989). A retenção do material suspenso pelas represas de Rosana (rio Paranapanema) e Jupia (rio Paraná) deve influenciar diretamente a concentração da carga dessa natureza no rio Paraná, contudo, até agora não foram efetuados estudos dessa natureza.

Figura 4.2. Seção porto São José: ciclo anti-horário entre a concentração de sedimento suspenso e descarga líquida durante a cheia de 1988-1989.

4.1.2. Dinâmica das cheias na planície de inundação

Durante as cheias normais a água do canal invade a planície de inundação por transbordamento dos diques marginais, por reativação de antigos canais abandonados ou semi-abandonados (ressacos), além da contribuição pluvial. A entrada da água é gradual e tranqüila, sem a geração de fluxo unidirecional mais efetivo, com exceção de alguns pontos onde pode ocorrer rompimento do dique marginal. Nesses locais, o fluxo aquoso é mais intenso, podendo escavar canais efêmeros, lobos de

distribuição de fluxo, ou, como é muito comum, reativar canais antigos.

Os canais secundários de padrão anastomosado (ver item 4.2.2), por também estarem ligados ao rio Ivinheima, sofrem influência das cheias dos dois sistemas (Paraná e Ivinheima). A coincidência ou não dos dois picos de cheia controla a magnitude da inundação na área (Figura 4.1). Nas cheias "catastróficas" com 7 e 27 anos de recorrência a água invade a planície de inundação, ocupando toda a várzea, num canal único de 8km de largura.

4.2. Tipologia do canal

Como já foi mencionado, a definição da padronagem do rio Paraná na área de estudo, dentro da classificação conhecida na literatura é ainda uma questão aberta. A grande maioria dos autores a classificam como entrelaçado* (Maack, 1968; Justus, 1985 e 1990; Justus *et al.*, 1985, Bigarella & Mazuchowski, 1985; etc.) Mais recentemente Riccomini & Coimbra (1993) classificaram o mencionado trecho do rio Paraná como anastomosado ("anastomosing") baseando-se na perenidade e na cobertura vegetal das ilhas do canal.

Comparando as principais variáveis classificatórias dos quatro tipos de padrão de canal fluvial (Miall, 1977) com as do rio Paraná (Tabela 4.1), não é possível colocar o rio Paraná em quaisquer dos padrões apresentados. Como se verá mais adiante, o provável desajuste tectônico e climático a que o rio está submetido impede sua definição quanto à tipologia do canal.

* Os citados autores apesar de terem utilizado o termo anastomosado nos trabalhos mencionados, se referiam ao padrão entrelaçado, como é aceito atualmente.

TABELA 4.1. Variáveis classificatórias para rios dos quatro tipos de padrões e o rio Paraná

	S	Carga	Morfologia	C. fundo (%)	L/P	Comportamento erosivo	Comportamento deposicional	Declividade(*)
Meandrante	>1,3	Suspensão ou mista	Canal único	<11	<40	Incisão e alargamento de meandro	Barra de pontal	<0,0002
Entrelaçado	<1,3	Fundo	Dois ou mais canais com barras e ilhas	>11	>40	Alargamento de canal	Agradação do canal, barra central	>0,0002
Retilíneo	<1,5	Suspensão, mista ou fundo	Canal único	<11	>40	Incisão e alargamento de canal	Barra lateral	-
Anastomosado	>2,0	Suspensão	Dois ou mais com ilhas grandes e estáveis	<3	<10	Lento alargamento de meandro	Lenta acreção de banco	-
Paraná	1,22 a 1,18	Suspensão, mista e fundo	único a muitos canais, barras e ilhas grandes	=11	Canal princ. 80, canal sec. 147, total 812	Alargamento de canais e incisão, migração lateral do talvegue	Barra central e lateral(**), acreção de banco	0,0001

(*) Conforme a relação $d=0,013.Q(m^3)^{-0,44}$ para a vazão do rio Paraná (Leopold & Wolman, 1957).

(**) Barra lateral não é equivalente a "lateral bar" do padrão retilíneo (ver item 2.2)

L/P = relação largura-profundidade

Fonte: Maill (1977); Leopold & Wolman (1957), Riccomini & Coimbra (1993) e Stevaux (em prep.).

O desenho "multicanal" do rio Paraná que ocorre na área de estudo estende-se até o lago de Itaipu. Desse ponto para jusante o rio percorre um longo segmento onde seu leito encontra-se encaixado num canal único e estreito, alojado num canhão profundo (este trecho encontra-se atualmente submerso pelo lago de Itaipu). Na altura da cidade de Posadas (Lat. S 27°25') na República Argentina, o rio retoma o padrão multicanal até sua foz no estuário do Plata.

Uma análise mais detalhada mostra que o rio Paraná, no trecho de Porto Rico (PR), apresenta padronagem mista. O canal principal é multicanal com tendência ao entrelaçamento. Já os canais secundários, que se desenvolvem na planície de inundação, têm uma padronagem anastomosada, no conceito de Miall (1977, fig. 1).

4.2.1. Canal principal

Considerando sua dinâmica, o canal principal do rio pode ser dividido, longitudinalmente num setor direito e num esquerdo (Figura 4.3). A divisão passaria através do eixo longitudinal das ilhas Mutum e Japonesa.

O trecho esquerdo apresenta uma dinâmica erosivo-deposicional muito mais intensa e complexa que no setor oposto. O talvegue do rio está fortemente deslocado para o setor esquerdo, onde são encontradas profundidades de até 13m, com média em torno de 5 a 7m. Também aí são encontradas velocidades de $1,4\text{m.s}^{-1}$, que contrastam com o setor direito, onde estas, raramente, ultrapassam $0,9\text{m.s}^{-1}$ e as profundidades nunca excedem a 5m.

4.2.2. Canais secundários

Um sistema de canais secundários desenvolve-se na planície de inundação do rio Paraná, dispendo-se paralelamente ao limite com a unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista. Constitui-se de canais anastomosados de sinuosidade variada e com uma dinâmica fluvial bastante baixa. Praticamente os únicos processos que atuam mais sensivelmente nesse sistema são devido as cheias, que provocam o extravasamento do fluxo do canal e a construção de um dique marginal baixo (1m), porém contínuo.

Figura 4.3. Padronagem de canal e características batimétricas do rio Paraná nas proximidades de Porto Rico, PR. O trecho multicanal apresenta dois setores, sendo o esquerdo de maior dinâmica fluvial (maior velocidade de corrente, maiores profundidades, etc.) que o direito. Ao norte encontra-se o rio Baía, que pertence à trama anastomosada do sistema de canais secundários do rio Paraná (Fernandez, 1990).

Observando as fotografias aéreas de levantamentos desde 1953 nota-se a pequena atividade desses canais, que quase não apresentam migração lateral, apesar de apresentarem alta sinuosidade. Contudo, o abandono é bastante comum, podendo ser identificados trechos de vários quilômetros, que gradativamente foram abandonados. Um exemplo disso é encontrado nos canais Curutuba/Araçatuba, onde este último vem sendo abandonado nas últimas décadas (ver Anexo 1 - carta geomorfológica).

Por outro lado, o sistema de canais anastomosados do rio Paraná desagüa no rio Ivinheima a SW da área, mantendo contudo, alguns pequenos canais de conexão com o sistema principal entrelaçado. Esses canais de conexão são denominados na literatura geomorfológica nacional de **paraná** (ou paranã), para o canal que liga um rio a ele mesmo, e **furo**, para o canal que liga um rio a outro. (Andrade, 1956 *apud* Christofolletti, 1981).

Dessa forma, a trama dos canais anastomosados do rio Paraná comporta-se como um sistema de vasos comunicantes entre as águas do rio Paraná e do Ivinheima (vide Figura 3.2). Com efeito, quando o período de cheia do rio Ivinheima não coincide com o do rio Paraná (Figura 4.1), as águas daquele rio invadem o canal do Curutuba e rio Baía, impingindo-lhes um fluxo a montante no sistema anastomosado.

Essa dinâmica, restrita às cheias, pode provocar assoreamento em alguns pontos dos canais anastomosados, com o acúmulo não apenas de sedimentos, mas, na maioria das vezes, de troncos, folhas, aguapés, etc. Provavelmente esses pontos de acúmulo de material originem os longos trechos de canais abandonados, muito comuns no sistema ("avulsion").

É muito grande o número de lagos e pântanos ("back swamp") associados ao sistema de canais anastomosados do rio Paraná, e este ambiente abriga os principais nichos

ecológicos de reprodução e alimentação da fauna local (Agostinho *et al.* 1991).

4.3. Formas de leito

Num rio com carga sedimentar relativamente alta como o Paraná, a morfologia das formas de leito e barras mudam, drasticamente, com o decorrer do tempo. As trocas de processos deposicionais e erosivos são muito ativas no canal. Assim, os talwegues secundários tendem a vagar, continuamente, de uma posição a outra, juntamente com bancos arenosos do rio. Drago (1990) caracterizou, genericamente, esses movimentos em dois tipos: a) movimentos transversais graduais e contínuos e b) migração rápida de posição.

A magnitude das mudanças do talvegue em relação a um ponto estável, durante os últimos 30 anos foi estudada em três seções (Figura 4.4): em porto São José, na base da Universidade Estadual e Maringá; e em frente a cidade de Porto Rico (localização das seções na Figura 4.6).

Nota-se que a seção mais estável é a de porto São José (I), que apresentou um deslocamento de talvegue de $2,7\text{m.ano}^{-1}$. Essa seção, como foi descrita no item 4.1.4., corresponde, exatamente, a um ponto de estrangulamento ("node point") no padrão entrelaçado, que funciona como zona de "by pass" de energia no sistema. Por esse motivo recomenda-se para em qualquer trabalho de limnologia fluvial que: "a seção no ponto nodal deve ser sempre utilizada como parâmetro correlativo às seções a jusante".

Figura 4.4. A) Localização das seções transversais (I, II e III) e longitudinais (A-A', B-B' e C-C'). B) Migração do talvegue em relação a um ponto fixo em três seções do rio Paraná. I) porto São José (ponto nodal), II) Laboratório da UEM (na porção montante de entrelaçamento) e III) Porto Rico (meio de entrelaçamento). As seções longitudinais estão na fig. 4.6).

A seção de Porto Rico (III) exibe uma mudança significativa do talvegue (cerca de 56,6m.ano⁻¹), expondo o caráter mais errático do fundo do rio dentro da zona de entrelaçamento. Contudo a morfologia e distribuição dos talvegues (principal e secundários) manteve-se semelhante durante o tempo de observação. Essa constância no desenho do fundo do canal está condicionada pela margem esquerda formada pelo arenito da Formação Rio Paraná, de alta resistência à erosão fluvial, e provavelmente pela tendência

do rio em avançar para o lado paranaense, por imposição tectônica.

A seção II apresenta uma mudança gradual da linha do talvegue ($13,4\text{m.ano}^{-1}$) mais lenta que na seção anterior.

4.3.1. Classificação das formas de leito do rio Paraná

Há muito tempo sabe-se que leitos de rios compostos de material granular solto geram formas características sob uma corrente aquosa. Contudo, existe uma controvérsia com relação à terminologia aplicada aos vários tipos de formas de leito. A causa maior dessa controvérsia assenta-se nas diferentes escalas das formas observadas nos estudos de laboratório e no campo (Coleman, 1969). Já Drago (1990) ressalta a dificuldade na utilização da terminologia existente em um sistema fluvial da magnitude do rio Paraná, onde a grandeza das formas varia de alguns centímetros a mais de uma dezena de metros. Quatro grupos de formas podem ser encontradas no leito do rio Paraná:

Ondulações ("ripples"): aplicado às formas que têm altura variando de poucos até 30cm. São formas efêmeras, que mudam drasticamente em algumas horas, cujo tipo mais comum é a linguóide (Figura 4.5). Normalmente se superpõem às costas ("stoss side") das formas de maior hierarquia.

Mega-ondulações ("megaripples"): variam seu tamanho entre 0,30m a 1,5m, apresentando-se sob a forma linguóide e luniforme. Ocorre em locais onde a profundidade é superior a 3m. Constituem-se formas de grande mobilidade, quase semelhantes às ondulações (vide Figura 5.3).

Figura 4.5. Marcas onduladas linguóides geradas por formas de leito "ripples" em barras arenosas do rio Paraná (Foto M. L. Santos)

Dunas subaquosas(*): apresentam uma variação de tamanho que vai de 1,5m a 7,5m de altura, tendo comprimento variando de 50 a 500m. Talvez sejam as formas de leito mais típicas do rio Paraná. Por constituírem um obstáculo expressivo ao fluxo de água, as dunas subaquosa provocam uma ascensão repentina da corrente aquosa do fundo, originando o efeito "pluma" de grande importância na distribuição de oxigênio e de partículas de alimentares no sistema (Drago, 1990). Este efeito é percebido por um círculo que, momentaneamente, se abre na superfície da água.

Ondas de areia ("sandwaves"): são as formas de leito mais desenvolvidas que chegam a atingir até 13m de altura e comprimento superior a 1km. A profundidade sobre a

(*) para evitar a utilização de um mesmo termo para as formas de leito subaquosas e eólicas, optou-se pelo termo duna subaquosa para o primeiro caso.

crista é muito pequena, e quase aflorante, o que proporciona o desenvolvimento de formas de hierarquia inferior nas suas costas. Acredita-se que as "sandwaves" são formas que se desenvolvem nas cheias, com lâmina d'água superior a 6m sobre a sua crista, conforme os estudos de Drago (1977) no trecho médio do rio Paraná. As "sandwaves" chegam a emergir à superfície do rio em nível médio, constituindo o núcleo de desenvolvimento das barras de centro de canal, cuja evolução está comentada no capítulo 5.

Foram elaborados vários perfis ecobatimétricos (Figura 4.6) objetivando a avaliação das formas de leito do rio, na área em estudo. Para tanto utilizou-se de um ecobatímetro de registro gráfico (papel) do tipo Furuna. Pela experiência obtida recomenda-se que seja utilizado um emissor de sinais de 200kHz, mais apropriado para esse tipo de ambiente (águas rasas). A velocidade da embarcação não deve exceder a $100\text{m}\cdot\text{min}^{-1}$ e a do registrador deve ser $2,5\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$.

As ordens das formas (1ª., 2ª. e 3ª.) que aparecem a seguir correspondem a uma terminologia criada por Drago (1977 e 1990) e redefinida neste trabalho para designar a hierarquia das formas de leito num determinado trecho do rio. Uma forma de primeira ordem pode conter outras de menor expressão que lhe são superimpostas. O conceito principal na utilização desta terminologia é o que afirma que as formas ordenam-se conforme as características do fluxo e do material transportado. Por exemplo, uma mega-ondulação quando definida como de 1ª. primeira ordem num perfil, corresponde a um fluxo com características bastante definidas. Por outro lado, quando essa mesma forma for classificada numa ordem inferior (2ª., 3ª. etc.), o fluxo gerador certamente não terá as mesmas características do primeiro caso.

O ecograma da seção A-A' foi obtido num trecho de 2400m no canal principal do rio Paraná, a montante da ilha Porto Rico. As formas de leito de 1ª ordem são dunas subaquosas com tamanho variando entre 2 a 3m de altura e 200 a 400m de comprimento. Não são corpos únicos, mas incorporam outras formas de menor hierarquia como "megaripples" e "ripples". A lâmina d'água sobre as cristas mais elevadas oscila entre 5,5 a 7,5m e a velocidade de fluxo próximo à superfície é de 1,1 a 1,3m.s⁻¹, para o trecho.

A seção ecobatimétrica B-B' foi executada no canal secundário que se desenvolve entre a ilha Porto Rico e a ilha Mutum. Neste trecho a profundidade raramente excede a 3m e a velocidade do fluxo é inferior a 1,0m.s⁻¹. As formas de leito de 1ª ordem compõem-se essencialmente de "megaripples" com altura entre 0,5 e 1,0m e comprimento entre 30 e 150m. Apresentam o desenvolvimento de "ripples" de tamanho variado. A lâmina d'água acima das cristas é de 2,8 a 3,0m.

O terceiro ecograma (seção C-C') foi obtido pouco a jusante de Porto São José, num trecho de canal único ("node point") do rio, com profundidade variando de 9 a 11m, onde aparece uma forma de leito plana com mais de 1000m, mostrando um caimento muito suave para montante (1:300), onde ocorrem "ripples" e "megaripples" isoladas. Não foram encontradas referências a essa forma na literatura consultada. Contudo, um segundo levantamento ecobatimétrico no mesmo trecho, realizado em período de cheia (4m acima do nível médio do rio) revelou perfil totalmente modificado (Figura 4.6, base). Uma onda de areia com mais de 1km de comprimento e 6m de altura superimposta por dunas subaquosas e mega-ondulações. Contudo, a carência de dados em condições de cheia impediu estudos mais detalhados.

Figura 4.6. A) Seções longitudinais (localização na figura 4.4, pág.. 89); 1) seção A-A', canal principal em trecho multicanal; 2) seção B-B', canal secundário em trecho multicanal; e 3) seção C-C', canal único, próximo a um ponto nodal. 4) seção longitudinal C-C', durante período de cheia (4m acima do nível médio do rio).

Os parâmetros geométricos das formas de leito do rio Paraná no trecho estudado quando comparados o seu trecho médio na Argentina e com o rio Brahmaputra (Tabela 4.2) mostram que com exceção das ondas de areia, as formas mantêm razoável correlação nos três rios.

Tabela 4.2. Dados comparativos das características das formas de leito registradas nos rios A) Brahmaputra (Coleman, 1969); B) Paraná Médio (Drago, 1977) e C) Paraná, região de Porto Rico, PR. Valores máximos.

	ondulação	mega-ondulação	perde-dunas	onda de areia
h: Amplitude (m)	A: 0,30, B: 0,30, C: 0,30	A: 1,5 B: 1,5 C: 1,5	A: 7,5 B: 7,5 C: 7,5	A: 15 B: 15 C: -
l: Comprimento de onda (m)	A: 1,5 B: - C: 3(?)	A: 152 B: 157 C: 70	A: 488 B: 520 C: 150	A: 914 B: 1640 C: 1200
Índice de onda (h/l)	A: 1:5 B: - C: 1:10	A: 1:100 B: 1:148 C: 1:50	A: 1:60 B: 1:70 C: 1:20	A: 1:60 B: 1:100 C: -
Prof. sobre a crista (m)	A: 30 B: - C: 11	A: 30 B: 14 C: 7,5	A: 30 B: 18 C: 7	A: 37 B: 8,5 C: -

4.4. Alteração da linha de margem

A alteração da linha de margem processa-se por meio do contínuo deslocamento de áreas em erosão e deposição no canal fluvial. Conforme afirmou Fernandez (1990), nos cursos meândricos as áreas de erosão e deposição são perfeitamente previsíveis. Já nos rios com padrão entrelaçado esta distribuição é mais aleatória e depende das alterações das principais linhas de fluxo. A erosão marginal é definida como o recuo linear das margens, devido à remoção dos materiais do barranco pela ação fluvial (correntes e

ondas), ou por forças externas, como a precipitação. Dentre os vários métodos utilizados na medição da erosão marginal foi adotado, na área estudada, aquele desenvolvido por Fernandez (op. cit.) que utilizou o controle aerofotográfico e pinos cravados no terreno. Conforme o referindo autor, as margens do rio Paraná podem ser agrupadas em:

1) ***margens estáveis***: quase toda margem esquerda do rio Paraná constituída pelos arenitos da Formação Rio Paraná, de alta resistência à erosão, e que formam paredões verticais com até 15m de altura;

2) ***margens em acreção***: normalmente encontrada a jusante das ilhas. Possui pouco declive, estando, geralmente, coberta pela vegetação aquática e apresentando alta taxa de deposição, principalmente de sedimentos transportados em suspensão (ver barras laterais, item 5.3.1.1.).

3) ***margens em erosão***: são margens que apresentam recuos constantes, formando barrancos com faces verticais e sua altura em relação ao nível médio do rio pode variar desde alguns centímetros até mais de uma dezena de metros por ano.

4.5. Conclusões e opiniões

A morfologia do canal fluvial é controlada, em última instância, pelo regime do rio. A intensidade, duração e recorrência das cheias são os moduladores das formas erosivas e deposicionais que ocorrem no sistema. O comportamento em área do conjunto de ilhas Carioca (Anexo 1, cerca de 5km a jusante da cidade de Porto Rico) foi observado, por meio de fotografias aéreas, ao longo de 37 anos. A variação temporal da área do conjunto de ilhas

comparada com a curva da descarga anual para o mesmo período (Figura 4.7) permitiu algumas considerações muito interessantes sobre a dinâmica de alteração de margens no rio Paraná. Em 1953 a área emersa do conjunto de ilhas Carioca era de aproximadamente $2,7\text{km}^2$. Este valor aumentou até 1966, atingindo cerca de $3,6\text{km}^2$ (valor inferido, uma vez que a última cobertura aerofotográfica foi em 1965). Observando os gráficos *descarga x tempo* e *área x tempo* nota-se que o período de crescimento da superfície das ilhas coincide com o aumento das descargas máximas e médias anuais. A partir daquele ano o sítio é dominado por processos erosivos, implicando numa redução máxima de $0,4\text{km}^2$ em 1970. Para essa mesma época houve um decréscimo sensível das descargas máximas e médias anuais. De 1970 até a cheia histórica de 1983 pode-se observar um aumento de $0,2\text{km}^2$ da área do conjunto de ilhas Carioca, cerca de $15.000\text{m}^2.\text{ano}^{-1}$. Na curva de descarga, para esse mesmo período, verifica-se um aumento gradativo desse parâmetro até o pico de $34.000\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ em 1983. Nos anos seguintes nota-se uma tendência de redução tanto na área como na descarga anual.

O comportamento de acreção e erosão dos depósitos do canal frente à descarga, ainda não totalmente estudado, mas deixa antever uma grande aplicabilidade no manejo de áreas fluviais semelhantes. Conhecendo-se o intervalo de recorrência das cheias e o controle da velocidade de fluxo, pode-se prever o comportamento erosivo ou deposicional das barras, ilhas e margens, que, no caso do rio Paraná, encontram-se densamente ocupadas por pequenos agricultores e pecuaristas.

Outra questão importante diz respeito ao comportamento das formas de leito durante um ciclo cheia-vazante, onde o leito se altera com a variação das condições de fluxo. Assim surgem as questões: "quais as formas de leito com maior potencial de preservação?"; e "qual o volume e o trajeto do material remobilizado num ciclo cheia-

vazante?". Essas duas questões estão abertas e são fundamentais na compreensão dos modelos faciológicos fluviais, como no estudo da participação da carga de fundo no assoreamento de canais e represas.

Figura 4.7. Topo: variação em área do conjunto de ilhas Carioca. Base: descarga anual média (A) e máxima (B) do rio Paraná.

Capítulo 5 FACIOLOGIA E GENESE DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES

5.1 Introdução

A análise faciológica em ambientes recentes envolve duas abordagens, conforme a natureza do depósito. A primeira corresponde à análise de fácies tradicional, envolvendo os depósitos pré-atuais; a segunda abordagem trata da análise dos sedimentos em vias de deposição, como as barras arenosas, formas de leito, fundo das lagoas, etc. O princípio norteador da análise faciológica - fácies>processo>ambiente - quando aplicado aos depósitos quaternários pode inverter de sentido, ou seja: ora se dispõe do registro sedimentar (um terraço, por exemplo) e deseja-se conhecer os processos que o geraram; ora se deseja conhecer que tipo de depósito será gerado por determinados processos (por exemplo, que forma de leito existirá no canal na época das cheias?). Assim sendo, o estudo sedimentológico ora desenvolvido não se restringirá apenas aos depósitos fluviais e associados, mas incluirá o material sedimentar em

via de deposição, numa tentativa de contribuir para o maior entendimento do binômio processo-fácies.

O acesso aos depósitos foi feito por meio de afloramentos, principalmente nos barrancos dos canais fluviais e nos drenos artificiais muito comuns na planície de inundação; em poços e trincheiras, principalmente nas escavações da represa de Porto Primavera ora em construção no extremo NE da área. Foram elaboradas amostragens de fundo de canal por meio do coletor "van Veen" e do USBM 54, no estudo da composição das forma de leito, como também grande número de tradagens (60m) e testemunhagem de material inconsolidado por meio de sonda vibratória (40m). Neste último caso, as perfurações atingiram a profundidade máxima de 6m, com recuperação sempre acima de 90%, sendo utilizados tubos de alumínio de 3" diâmetro, com extremidade biselada para facilitar a penetração. Em laboratório os testemunhos foram serrados, descritos, amostrados, fotografados e radiografados, nos casos pertinentes. Os tubos de alumínio são serrados com serra-circular e os testemunhos seccionados longitudinalmente com uma linha de náilon. Uma das metades dos testemunho é destinada à descrição e amostragem sendo a outra imediatamente acondicionada em plástico preto (mantem umidade e proteção da luz) e arquivada.

Muitas informações foram obtidas dos relatórios técnicos da CESP, IPT e THEMAG realizados para a construção da hidroelétrica de Porto Primavera e em relatórios de sondagens geotécnicas elaboradas pela CBPO, para construção de uma ponte na foz do rio Ivaí, cerca de 54km a jusante do limite inferior da área.

Análise granulométrica, microscopia eletrônica de varredura, difratometria de raios X em argilas, determinações de minerais pesados e palinologia, foram sistematicamente efetuadas. Foram processadas 13 amostras para datação absoluta por meio de radioisótopos de carbono e pelo método da termoluminescência. Algumas lâminas

delgadas foram estudadas na tentativa de avaliar, expeditamente, os processos pedogenéticos atuantes na planície de inundação.

5.2 Fácies e processos deposicionais

A classificação das fácies sedimentares identificadas nos depósitos fluviais foi elaborada utilizando-se, em parte, a terminologia proposta originalmente por Miall (1977, 1978), com a inclusão de termos complementares (Tabela 5.1). Algumas fácies muito particulares não se encontram nesta descrição genérica, e sim nos itens pertinentes aos ambientes deposicionais em que ocorrem.

Fácies Gm/Gms - cascalho maciço/cascalho maciço arenoso: cascalho com clastos de até 10cm de sílex, quartzito, com matriz arenosa, podendo estar limonitizado. Apresenta-se na maioria das vezes maciço, ostentando localmente seixos imbricados, incipiente estratificação horizontal e gradação normal e inversa. Podem também mostrar lentes irregulares e erráticas de areia grossa, seixosa, com granodecrescência ascendente, e rara ocorrência de estratificação horizontal e cruzada. Os seixos constituem-se de quartzo, quartzito, podendo ou não incluir sílex, ágata e calcedônia. Encontram-se, em parte, sustentados por matriz arenosa, e, mais raramente, blocos do próprio cascalho, cimentado por limonita, ressedimentados (Figuras 5.1 e 5.2).

Tal faciologia revela fluxo produzido por descargas relâmpago, gerando depósito de fluxo de detritos e de grãos ("debris" e "grain flow"). Também revela a presença de depósito de peneiramento ("sieve process") e depósitos

residuais. A imbricação dos seixos e a estratificação na areia grossa sugerem processos originados em barras longitudinais de canais entrelaçados de alta energia (Miall, 1977, 1978, 1985).

Fácies Gt - cascalho estratificado: cascalho com seixos centimétricos, de composição semelhante ao anterior, francamente associados a areia grossa e estratificada (fácies St e Sp). Apresenta ostensiva estratificação cruzada acanalada e planar, podendo ou não estar cimentado com material ferruginoso.

Tabela 5.1. Classificação de litofácies, modificado de Miall (1977, 1978)

Cód. fácies	Litofácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gms	cascalho maciço suspenso por matriz	gradação	fluxo de detritos
Gm	cascalho maciço ou pouco acamado	acamamento horizontal, imbricação	barras longitudinais, depósitos de deixa e peneiramento
Gt	cascalho	cruzada acanalada	preenchimento de canais
Br(1)	blocos ressedimentados	maciço	reativação
Sp	areia média a grossa e seixos	cruzada planar	duna subaquosa e mega-ondulação
Sr	areia média a lama	ondulações migrantes e cavagantes, "drape" e "linsen"	fluxo de baixa velocidade, ondulação
St	areia fina a grossa com grânulos	cruzada festonada	barras
Ss	areia fina a grossa	cruzada sigmoidal	migração lateral em canal retilíneo
Sm	areia fina a grossa	maciço	fluidização
Soc(2)	areia fina a muito, argila orgânica	laminação, bioturbação e mosqueamento	barra lateral
Sh	areia fina a média	estratificação planar	formas de leito em canal principal
Sl	areia fina a lama	laminação planar	fluxo de baixa velocidade
Fm	silte e argila	maciço e mosqueado	depósito de inundação
Fl	lama e areia muito fina a fina	laminação planar a rítmica	dique marginal

Conforme (1) Stevaux (em pre.) (2) Santos 1991)

Esta fácies está associada a fluxo acanalado de alta energia em sistemas fluviais arenosos (vide Figura 5.16).

Figura 5.1. Fácies Gm/Gms (cascalho maciço e arenoso. Depósito de descarga relâmpago.

Fácies Br - blocos ressedimentados: blocos de conglomerado e arenito seixoso com cimento ferruginoso ou mesmo silicoso que são retrabalhados e incorporados caoticamente à matriz arenosa. Essa fácies é interpretada como originada em dois momentos deposicionais distintos: o primeiro, quando da deposição e posterior cimentação

ferruginosa do cascalho; e o segundo, quando esses ruditos foram retrabalhados e redepositados (vide Figura 5.17).

Fácies Sp - areia com estratificação cruzada planar: areia média a grossa em parte seixosa, apresentando estratificação cruzada do tipo planar e, eventualmente, superfícies de reativação (Figura 5.2 e 5.3).

Essa faciologia exige regime de fluxo baixo a médio desenvolvido em ondas de areia linguóides e transversas.

Figura 5.2. Fácies Sp/Ss - areia com estratificação cruzada planar e sigmoidal; Gm - cascalho maciço; Sm - areia maciça. Escavações da hidroelétrica de Porto Primavera.

Figura 5.3. Fácies Sp - areia com estratificação cruzada planar, obtida em barra arenosa de canal. Barra Porto Rico (foto M. L. Santos).

Fácies Ss - areia com estratificação sigmoidal: compõe-se de areia média, variando de fina a grossa, podendo apresentar grânulos e pequenos seixos dispersos. Apresenta estratificação cruzada sigmoidal bastante evidente, em estratos de até 80cm, geralmente separados por superfícies de reativação (Figura 5.2). A estratificação sigmoidal e planar ocorrem associadas, sendo que a primeira denuncia uma maior quantidade de carga sedimentar em relação à potencia da corrente.

Esta faciologia desenvolve-se em canais entrelaçados estando associados a migração lateral de formas de leito.

Fácies St - areia com estratificação cruzada em festão: areia média, variando de fina a grossa e esparsos grânulos e pequenos seixos, orientados ao longo dos planos

de estratificação. A estratificação cruzada acanalada, ocorre em pacotes que não ultrapassam 80cm (Figura 5.4).

Figura 5.4. Fácies St - areia média a grossa com estratificação cruzada em festão. Barra Porto Rico (foto M. L. Santos).

É a faciologia típica das dunas subaquosas, mega-ondulações e ondulações que se desenvolvem diretamente no fundo arenoso do canal ou superimpostas às grandes ondas de areia. Santos (1991) observou, em barras do rio Paraná, que a espessura dos pacotes contendo esta fácies varia de poucos centímetros a 0,5m, podendo ou não apresentar superfície de reativação, e são muito semelhantes à fácies descrita por Collinson (1981) e Desloges & Church (1987) para rios atuais.

Fácies Sr - areia com marcas onduladas: areia com granulometria variando de muito fina a média, sendo esta última a mais representativa. Apresenta ampla gama de micro estratificações onduladas assimétricas que incluem desde

ondulações solitárias às marcas onduladas migrantes e cavalgantes ("ripple drift" e "climbing"). Via de regra, podem ocorrer películas de lama intercaladas às areias, gerando estruturas do tipo "drape" e "flaser". A ocorrência de minerais opacos (limonita e magnetita) muito finos ressaltam as estruturas sedimentares.

Esta fácies é gerada em regime de fluxo inferior, com baixa velocidade e pequena profundidade (Figuras 5.5 e 5.6).

Figura 5.5. Fácies Sr - areia com micro laminação cruzada do tipo migrante, ressaltada pela concentração de minerais pesados escuros ao longo das lâminas. Perfurações verticais e horizontais de raízes. Dique marginal primário.

Fácies Sm - areia maciça: é uma fácies gerada pela fluidização tardi-sedimentar que, via de regra, é muito comum nos depósitos fluviais, já tendo sido comentada, entre

outros autores, por Stevaux (1986) nos depósitos flúvio-deltaico da Formação Rio Bonito (Permiano da Bacia do Paraná). Esta fácies pode apresentar granulometria bastante variada, predominando, contudo, os termos arenosos mais finos (Figura 5.2).

Fácies So - areia rica em matéria orgânica: esta fácies foi descrita pela primeira vez por Santos (1991) e constitui-se de areia fina a muito fina, com silte e argila apresentando coloração escura, variando de cinza a preto, conforme a concentração da matéria orgânica. Via de regra apresenta-se intensamente bioturbada, geralmente atingindo o mosqueamento total. Associados à areia podem ocorrer níveis centimétricos de folhas orientadas paralelamente à superfície deposicional (Figura 5.6).

Figura 5.6. Fácies Sl e So - areia com laminação planar e ondulada, com estruturas "flaser" e "drape". Intercalações de níveis de restos vegetais. Barra lateral, rio Paraná. (foto M. L. Santos).

Esta fácies é gerada por processos efêmeros de tração em sítios deposicionais, onde predominam processos de decantação. Como se verá mais à frente, ocorre em ressacos e canais abandonados, com ligação temporária ao canal principal.

Fácies Sh - areia com estratificação horizontal: apresenta granulometria variando de fina a grossa onde a principal estrutura é a estratificação horizontal. Esta fácies indica presença de fluxo em regime superior, sendo muito comum no sistema fluvial (vide Figura 5.18).

Fácies Sl - areia com laminação plano paralela: constitui-se de areia fina a silte ocorrendo geralmente intercalada às fácies Sr e Fm. A laminação horizontal é formada em regime de fluxo inferior com intermitências de processos de decantação (Figura 5.6).

Fácies Fm - lama maciça: constitui-se de lama com coloração variando entre castanho clara, passando por tons amarelados e avermelhados, também cinza e preta. A granulometria varia de argila a silte, em muitos casos apresentando areia dispersa na matriz (grãos flutuantes). Via de regra encontra-se intensamente bioturbado, geralmente por raízes, o que lhe dá aspecto mosqueado. Em muitos casos apresenta maior ou menor grau de pedogenização, chegando a constituir níveis de paleossolo (Figura 5.7).

Os sedimentos de coloração cinza escura a preto são ricos em matéria orgânica, cuja quantidade, às vezes, levam a classificá-lo como turfoso. Em alguns casos (como nos depósitos de lagoa) o material é rico em diatomáceas e espículas de esponjas, chegando mesmo a desenvolver delgadas camadas de esponglito.

Figura 5.7. Fácies Fm - lama maciça com mosqueamento total com nível pedogênese incipiente (P).

5.3. Análise de fácies

Neste item serão analisados os depósitos dos vários subambientes deposicionais, o relacionamento e geometria de sua faciologia, sua gênese, evolução, morfologia, e sua importância no contexto da área estudada. Certos tópicos aqui abordados serão de máxima importância para a compreensão da evolução quaternária da área, tema esse que será abordado posteriormente.

5.3.1. Depósito de canal

Incluem-se nesta categoria os depósitos de barras arenosas e do lençol arenoso submerso. As ilhas, muito embora estejam localizadas no canal do rio Paraná, serão tratadas juntamente com os depósitos de inundação, aos quais estão geneticamente ligadas.

5.3.1.1. *Barras arenosas*

São corpos arenosos, emersos em condição de nível médio do rio, que, conforme sua distribuição espacial e faciológica, se agrupam em dois tipos: barra de meio de canal e barra lateral (Santos et al., 1989, 1992 e Santos, 1991).

Barras centrais de canal: constituem-se de corpos arenosos, alongados, formados no centro dos canais principais, cujo comprimento varia de 200 a 1000m de extensão, apresentando uma relação comprimento/largura acima de 3:1. Por sua composição essencialmente arenosa não foi possível utilização da sondagem vibratória nesse tipo de depósito. A profundidade bastante pequena do lençol freático restringiu a aproximadamente 1,5m a investigação feita por meio de poços e trincheiras.

A granulometria do material varia de areia muito grossa até muito fina, com acentuada alternância granulométrica entre os planos de estratificação, podendo, esparsamente, ocorrer grânulos e até pequenos seixos. Subordinadamente ocorrem níveis e lâminas de lama, sem grande continuidade lateral. Foram analisadas cerca de 273

amostras de barras da área (Santos *et al.*, 1989) encontrando-se grau de seleção moderado em 73% das amostras, bem selecionado em 20% e pobremente selecionado em 7% (Figura 5.8). Minerais opacos (65,1%) seguidos de anfibólio (7,5%) e cianita (6,5%) foram os minerais pesados mais freqüentes nas amostras obtidas em barras centrais (*vide* Tabela 6.1).

Figura 5.8. Curvas de frequência cumulativa para amostras de barra lateral e central.

O conteúdo de matéria orgânica nas barras centrais é muito pequeno. Sua origem está associada às restritas poças de inundação que se desenvolvem na superfície das barras, onde os fragmentos vegetais, folhas e caules, encontram-se misturados à lama.

A montante das barras desenvolvem-se pequenas elevações, que, muito reservadamente, podem ser denominadas de diques de barra (Figura 5.9). Esses elementos constituem-se de formas de leito do tipo "ripple" a "megaripple", que se depositam em época de cheias brandas, quando a água do canal extravasa para o interior das barras.

Figura 5.9. Características morfológicas das barras arenosas do rio Paraná. A: barra central; B: barra lateral (vide Figura 2.3, pág. 43). Mod. de Santos *et. al.* 1992, fig. 2).

Apesar de relativamente efêmeros, tais depósitos funcionam como diques marginais que protegem do fluxo mais veloz as pequenas poças deixadas no interior da barra. Esses locais, assim protegidos, são ideais para o desenvolvimento de vegetação do tipo gramínea que se fixa graças às delgadas camadas de lama aí depositadas. Uma vez estabelecida a vegetação a barra tem sua estabilidade aumentada, e tende a evoluir no sistema. Contudo, a faciologia dos diques de barra não difere de outras comuns nesse ambiente, o que impossibilita sua diferenciação no registro geológico.

O perfil vertical de fácies da barra central apresenta uma associação faciológica que pode ser dividida em dois grupos, correspondentes a duas fases genéticas desses depósitos (Figura 5.10). A fase inicial, denominada de protobarra (Santos *et al.*, 1989 e Santos, 1991), é

composta, essencialmente pela fácies Sp, na base, e St no topo. Na fase seguinte a barra emerge ao nível médio da água, e começa a ser modelada pela alternância dos processos de cheia e vazante. Nas cheias ocorre a deposição das fácies Sp e Sr no momento em que a barra está submersa e submetida a fluxo unidirecional. As fácies Fm e Fl se desenvolvem durante a queda do nível de cheia, quando instalam-se as poças d'água, protegidas pelos diques de barra. Na vazante a barra é assolada por processo eólico, que retira as partículas mais finas e promove um aplainamento de sua superfície.

Barras laterais: estas formas desenvolvem-se nas proximidades das margens do canal ou das ilhas, em consequência de barreiras topográficas que geram uma zona de sombra, onde o fluxo diminui repentina ou paulatinamente sua energia. Essas barreiras ocorrem pelo próprio contorno das margens, por determinada posição de ilhas ou pelo avanço de barras preexistentes (Figura 5.11). As mencionadas zonas de sombras são sítios deposicionais extremamente ativos, devido a baixa energia da corrente no local (Santos *et al.*, 1989).

As barras laterais são formas alongadas, onde a relação comprimento/largura é inferior a das barras centrais. Apresentam topografia aplainada, de caimento suave em todas as direções a partir do centro da barra. (Figura 5.9).

Foram analisadas 83 amostras de sedimento proveniente das barras laterais, sendo constatado o predomínio de areia fina, onde 43% das amostras apresentaram seleção moderada e 57% pobremente selecionado. As curvas de frequência cumulativa para 80 amostras (Figura 5.8) evidenciam que, apesar da maioria dos grãos se definirem como areia muito fina e fina, a presença da lama sugere a alternância de processos tracionais e de decantação. Análise

de minerais pesados em amostras provenientes de barras laterais (vide Tabela 6.1) apresentaram maior presença de opacos (60,2%), cianita (7,7%) e anfibólio (7,2%).

Figura 5.10. Perfil vertical e associação faciológica de barras centrais (A) e laterais (B). Mod. de Santos (1991)

No perfil vertical de uma barra lateral (Figura 5.10) predominam fácies lamosas (Fm e Fl), em relação às arenosas (Sp, Sr e So). Sua associação faciológica sugere que os processos de decantação e de tração de baixa energia (onde ocorrem marcas onduladas migrantes e cavalgantes) são os mais atuantes na geração desse tipo de depósito. A ocorrência de estrutura "drape" e "flaser" revela a atuação alternada dos dois processos mencionados. A fácies Sp, de ocorrência mais restrita, provavelmente esteja associada às cheias mais expressivas do sistema.

Uma faciologia muito típica desse depósito são os bancos de lama e folhas, que chegam a formar pacotes com mais de 30cm de espessura. A semelhança das barras centrais, os depósitos de matéria orgânica estão

morfológicas e hidrológicas permanecem inalteradas, nova deposição arenosa começa a se processar ao lado da margem neo-formada, onde a vegetação evolui para o tipo arbórea (Figura 5.12C). Atualmente, o estágio evolutivo deste setor mostra o crescimento da barra Mato Grosso com a implantação de vegetação herbácea e com a formação de novos depósitos arenosos a jusante (Figura 5.12D). A tendência evolutiva do processo é a anexação da barra Mato Grosso à margem do rio.

Figura 5.12. Progressão de margens de canal por meio de barras laterais (Mod. de Santos et al., 1992, fig. 5).

5.3.1.2. Depósito de lençol arenoso

Como foi mencionado no item 4.3. o rio Paraná, no trecho estudado, possui, em sua maior parte, leito móvel, solto e granular, que gera formas características conforme as condições da corrente aquosa. A compreensão da forma de leito e da sua faciologia é um assunto bastante complexo, tendo sido tratado pela primeira vez nos pioneiros trabalhos realizados por Allen (1965 e 1968).

O estudo dos depósitos de lençol arenoso do rio Paraná foi iniciado com um levantamento ecobatimétrico (no rio em nível médio de água), que permitiu as primeiras avaliações da dinâmica e morfologia de suas formas de leito (item 4.3, Figura 4.6). A avaliação do calibre sedimentar dessas formas foi feita por meio de amostras de fundo de canal, coletadas pelos amostradores "van Veen" e USBM 54 e amostras obtidas nas magníficas exposições no eixo da barragem de Porto Primavera, estudadas também por Suguio *et al.* (1984) e Nogueira Jr. (1988).

A distribuição granulométrica dos sedimentos de fundo ao longo de perfis transversais aos canais do rio revelou uma seleção moderada de areia variando de fina a média (Figura 5.13), num trecho habitado por mega-ondulações superpostas por ondulações. Na seção de porto São José (seção nodal) ocorre um aumento nos termos granulométricos que alcançando areia muito grossa.

A faciologia gerada por estas formas de leito não pode, obviamente, ser identificada no material em deposição. Contudo as barras centrais, como já foi mencionado, originam-se por meio da superposição de formas de leito variadas (fase de protobarra), até emergirem à superfície da água (item 5.3.1.1). Acredita-se que esse tipo de depósito seja, sem dúvida, ideal para o estudo das fácies

geradas pelas formas de leito. Partindo dessa hipótese, foi elaborado um estudo analógico entre as formas de leito obtidas nos levantamentos ecobatimétricos (levando-se em conta as características de fluxo) e a análise faciológica feita nas barras de canal do rio Paraná (Figura 5.14). O resultado, considerado satisfatório, permitiu uma boa compreensão do conteúdo faciológico das formas de leito.

Figura 5.13. Perfil transversal ao rio Paraná e características granulométricas do material de fundo. Em frente ao laboratório de campo da UEM (vide fig. 3.2, pág. 63).

As fácies Sp e St, da fase de protobarra correspondem às dunas subaquosas determinadas pelo ecograma, e correspondem a formas de 1ª ordem. As formas de 2ª ordem correlacionam-se às "megaripples" e dunas subaquosas menores, que se superimpõem à macro forma de 1ª ordem, originando as mesmas fácies Sp e St, porém em "sets" não

superiores a 50cm. Finalmente as formas de 3ª. ordem compatíveis às "ripples" apresentam as fácies Sp, St e Sr, que se desenvolvem em termos arenosos mais finos (Figura 4.5).

Figura 5.14. Bloco esquemático da barra Porto Rico (tipo central com as associações faciológicas da fase protobarra (submersa) e fase de barra (emersa). As ordens das formas são: 1ª. ordem, dunas; 2ª. ordem, mega-ondulações e 3ª. ordem, ondulações, conforme o ecograma da fig. 4.6, pág. 98. Adaptado de Harms et al. (1975) e Santos (1991).

Duas ressalvas devem ser feitas com relação à analogia proposta. A primeira refere-se às fácies Fm e Fl (lama), que obviamente não têm seu correspondente nas formas de leito atuais, pois são exclusivas da fase de barra, ou seja, quando a forma já está emersa. A segunda diz respeito

às ondas de areia ("sandwaves"). que, embora devam ser de importância fundamental na origem das barras, não estão suficientemente conhecidas para serem incorporadas neste estudo.

As melhores exposições dos depósitos atuais e pré atuais do lençol arenoso do rio Paraná encontram-se, sem dúvida, nas escavações da hidroelétrica de Porto Primavera. Uma trincheira contínua expõe todo o pacote aluvial do rio Paraná, principalmente os depósitos de canal. Estes apresentam uma espessura de até 15m, onde ocorre areia média a grossa, cascalho e, muito raramente, delgadas camadas de lama.

A magnitude do afloramento permitiu uma avaliação mais precisa dos elementos arquitetônicos maiores (Allen, 1983 e Miall, 1985) nos depósitos do rio Paraná (Figura 5.15). Em A observa-se a extensão do elemento arquitetônico canal (CH), em dois níveis de abrangência. O paleovale, ou o elemento de canal mais antigo, determina a maior extensão do rio Paraná preservada no registro geológico. É provável que o elemento CH em épocas anteriores possa ter se estendido em áreas muito mais expressivas, cujo registro, todavia, não foi preservado. Na área estudada o elemento CH do rio Paraná pré-atual se estende por 11km, ao passo que o mesmo elemento do rio atual alcança 7,4km. Os valores de CH nesse rio superam os estabelecidos por Miall (1985) que variam entre 10^3 a 10^4 m de largura. Provavelmente esta seja a maior exposição desse elemento no mundo, pois é maior que a excepcional exposição descrita por Campbell (1976). Em B é possível avaliar a distribuição espacial dos elementos arquitetônicos nos depósitos do atual rio Paraná. É interessante observar que na porção mais basal do pacote sedimentar predominam o elemento SG e, secundariamente GB. No pacote médio, correspondendo ao maior volume de sedimento do canal, domina o elemento FM, seguido do LS e GB. O pacote superior, bastante delgado, é constituído pelo elemento LA.

Os três perfis da Figura 5.15C, apresentam características diferentes do ambiente sedimentar. No perfil 1 a fácies Gms predomina sobre as outras, identificando um processo sedimentar de fluxo de detritos ("debris flow"). Contudo, a relativa seleção e arredondamento dos clastos sugerem que os rudáceos já teriam sofrido vários ciclos de sedimentação e transporte, antes de serem definitivamente depositados no canal do rio Paraná. Provavelmente, a área fonte desse material tenha sido as gerações de cascalhos definidas por Fulfaro (1974) e Bogianni *et al.* (1985) ou mesmo os extensos depósitos de Três Lagoas, MS (Ruiz, 1963 e Guidicini & Fernandez, 1972). O processo de "debris flow" é bastante citado na literatura e constitui-se de um fluxo de gravidade, acionado por descarga intensa e de curta duração (Johnson, 1970; Harms *et al.*, 1975; Friedman & Sanders, 1978). Em ambientes aluviais esse processo está quase sempre associado a chuvas intensas e esporádicas (Rust, 1978; Walker, 1976 e Miall, 1978 e 1985), sugerindo condições climáticas diferentes das atuais (ver capítulo 6).

No perfil 1, a fácies Gms (Figura 5.1), predominante no elemento GB, lembra que o clima, à época deposicional, era relativamente mais árido, com ocorrência de descargas concentradas ocasionais. A associação com as fácies Gt e Sp, de fluxo aquoso, leva a supor que nos raros períodos de maior pluviosidade o canal tornava-se ativo, originando um rio de alta energia e alta carga sedimentar. A ocorrência de um pequeno pacote argiloso, rico em matéria orgânica (fácies Fm) reforça a hipótese de eventuais ocorrências de condições lânticas no sistema.

O perfil 2 (Figura 5.15) apresenta amplo predomínio das fácies Sp e St, com eventuais intercalações de Gt. Este perfil assemelha-se muito aos descritos por Smith (1970, 1971 e 1972) para o rio Plate, e por Williams & Rust (1969) e Rust (1972) para rio Donjek. Tal faciologia leva a incluir o pacote no elemento FM (frente de macro

formas), cuja forma de leito geradora consiste em "dunes", "megaripples" e "sandwaves" (Allen, 1983; Kirk, 1983; Cant & Walker, 1978 e Haszeldine, 1983a,b). Volumetricamente, o pacote definido por esse elemento arquitetônico é o mais representativo no canal do rio Paraná (Figura 5.16), podendo secundariamente ocorrer os elementos LS e GB. Aparentemente o elemento FM é bastante compatível com os depósitos atuais do rio sugerindo, à primeira vista, regimes fluviais semelhante. Essa interpretação é um tanto perigosa, tendo em vista a situação de desajuste que ele se encontra, como se verá no próximo capítulo. A presença das fácies Gm e Gms, produto principalmente de descargas relâmpago ("flash flood"), sugere a atuação, ainda que intermitente, de um clima menos úmido que o atual. Neste perfil foram coletadas amostras de restos de folhas e troncos, cuja idade, obtida pelo método do C¹⁴, ultrapassou os 40.000 anos A.P. (Cf. amostra CENA# 110).

Figura 5.16. Visão telescópica do elemento arquitetônico FM aflorante nas escavações da hidroelétrica de Porto Primavera. No alto da figura, vista panorâmica da exposição onde foi obtido o perfil 2 da fig. 5.15; no meio da figura, vista a meia distância do mesmo afloramento mostrando o arranjo e a geometria das fácies que compõem este elemento; na base da figura, fácies Ss, Sp e St - areia com estratificação cruzada sigmoidal, planar e acanalada. A ocorrência dessas três fácies depende da variação da velocidade de fluxo ou da disponibilidade de material durante a deposição. Observam-se também superfícies de reativação associadas às fácies Gt (cascalho estratificado). Figura na pág. 129.

Figura 5.17. Fácies Br - blocos ressedimentados. Esta fácies é formada pelo retrabalhamento de antigos depósitos de cascalho, ligeiramente diagenizados, que se acumulam sob a forma de blocos caóticos, misturados na areia. Mesma localidade da figura anterior. Figura na página 130.

Figura 5.18. Parte do perfil 3 (fig. 5.15. No topo da seqüência ocorre o elemento de acreção lateral (LA), pela primeira vez descrito em canais retilíneos (ver texto). Sotopostos encontram-se as fácies de cascalhos Gt e Br dos elementos sedimento de fluxo gravitacional (SG) e forma de leito em barra de cascalho (GB), e as fácies arenosas Sp e Sh, provavelmente do elemento areia laminada (LS). Mesma localidade das figuras anteriores. Figura na pág. 130.

Figura 5.17 (legenda pág. 128)

Figura 5.18 (legenda pág. 128)

O perfil 3 (Figura 5.15) registra a ocorrência das fácies rudáceas (Gm, Gms, Gt e Br) intercaladas às fácies arenosas (Sp, St e Sh). A ocorrência da fácies Br (blocos ressedimentados) sugere uma reativação no sistema, provocando o desequilíbrio seguido da escavação e remobilização do material sedimentar já depositado. Os blocos de areia seixosa e de cascalho arenoso com cimento ferruginoso revelam que tais depósitos já haviam sofrido algum tipo de diagênese precoce, que permitiu a sua manutenção, e não seu desmantelamento pelo efeito erosivo das águas fluviais (Figura 5.17). Fluxos gravitacionais localizados foram gerados associados a deslizamentos e fluidização. Contudo, a efetiva presença de fluxo aquoso redistribuiu os blocos e os rudáceos, construindo depósitos conglomeráticos constituídos pelas fácies Gp e Sp (elemento arquitetônico GB).

Nos dois metros superiores do perfil 3, uma associação de fácies predominantemente arenosa que, conforme sua distribuição no afloramento, parece desenvolver um tipo especial do elemento de acreção lateral (Figura 5.18). Na definição de Miall (1985) o elemento LA desenvolve em trechos curvos do rio, sob a atuação de fluxo helicóide. As superfícies deposicionais formam planos sigmóides com terminações em "off lap" que se desenvolvem transversalmente ao canal, sendo geralmente recobertas pela fácies de pelitos (elemento OF).

No caso estudado, a seqüência explicitamente "off lap" dos pacotes arenosos cortados por níveis de cascalho (superfícies de reativação?), sugere deposição por acreção lateral (elemento LA), desenvolvida dentro de um canal retilíneo, e não num meandrante como definiu Miall (*op. cit.*). Num rio meandrante a acreção lateral dá-se pela migração do canal no de um rio retilíneo esse fenômeno ocorre por migração do talvegue, sem alteração das linhas de margem. A migração do talvegue no rio Paraná é bastante

efetiva, como foi visto anteriormente (ver item 4.3, Figura 4.4), o que vem afirmar sua importância na morfologia do leito e faciologia dos depósitos.

5.3.1.3. Considerações sobre a faciologia de lençol arenoso

Miall (1985, p. 275) propôs, com base em modelos de rios recentes, dois ciclos típicos de preenchimento de canal com relação aos elementos arquitetônicos:

GB → FM → SB → OF e
LS → SB → OF

Para o rio Paraná, conforme foi observado nas exposições de Porto Primavera (Figura 5.15 B), estabeleceu-se o ciclo:

SG/GB → FM → LS → (GB) → LA → (OF) *

(*) Os elementos entre parênteses têm ocorrência restrita.

O início do ciclo com os elementos SG/GB está ligado a mudanças climáticas (câmbio úmido/árido) e ou tectônicas, que, por conseguinte, implicaram na implantação do canal ou reativação de um canal já estabelecido. Estes elementos apresentam predomínio de fácies ligadas a processos de fluxo gravitacional e fluxo de alta energia, com grande disponibilidade de seixos e clastos grossos.

Os elementos arquitetônicos FM e LS correspondem ao equilíbrio do sistema, tanto em relação ao nível de base, como em termos climáticos. O estudo

ecobatimétrico das formas de leito (itens 4.3.1. e 5.3.1.2.), juntamente com a análise faciológica dos depósitos de canal (item 5.3.1.1. e Santos, 1991) revelaram que a sedimentação atual deste trecho do rio tem gerado, predominantemente, o elemento (FM). Conforme a sugestão de Miall (*op. cit.*, p. 282) foi elaborada uma correlação entre os elementos arquitetônicos da seção estudada com os parâmetros faciológicos neles ocorrentes (Tabela 5.2).

Tabela 5.2. Elementos arquitetônicos e respectivos parâmetros faciológicos ocorrentes no rio Paraná.

Elemento	Fácies	Forma de leito	Granulometria
FM	Sp, St	DS, MO e O	areia fina a grossa
LS	Sh, Sl	P	areia fina a grossa
SG	Gm, Gms	?	seixos e areia grossa
GB	Gt, (Sp), (Br)	?	seixo e areia grossa
OF	Fm, Fl, Fs	P e O	lama, areia muito fina e fina

DS duna subaquosa; MO mega-ondulação; O ondulação; P planar.

O elemento LS, de ocorrência mais restrita, está ligado a processos de curta e intensa elevação da velocidade de fluxo, seguramente relacionado aos picos de cheias normais do sistema. A intromissão localizada do elemento GB pode estar ligada às cheias maiores, com recorrência mais efêmera, e à exumação e retrabalhamento de antigos depósitos de fases anteriores.

O potencial de preservação destes elementos é um assunto bastante interessante e ainda aberto à discussão, envolvendo as correntes do pensamento atualista e neo-catastrofista. Ricci Luchi (1980, *apud* Stevaux 1984) numa visão neo-catastrofista afirma que: "o potencial de conservação (de uma fácies) depende da complexa relação entre a duração e intensidade dos processos, e em muitos casos, os eventos catastróficos destroem uma longa série de eventos normais". Dessa forma, é muito fácil admitir-se que as fácies de eventos catastróficos (inunditos, tempestitos, etc.) tenham maior potencial de preservação.

Entretanto, os estudos feitos das exposições de Porto Primavera e o levantamento ecobatimétrico no canal do Paraná sugerem exatamente o oposto mencionado por Ricci Luchi (*op. cit.*). Assim, a ocorrência do elemento FM, gerado nas condições normais de fluxo, se sobrepõe ao elemento LS gerado durante as cheias. A resposta a esse paradoxo está ligada às características e a disponibilidade da carga de fundo. Sedimentos de um mesmo calibre podem gerar formas de leito diferentes, conforme o regime de fluxo. Assim, a areia média sedimentada num regime de fluxo mais intenso, numa cheia por exemplo, vai gerar formas do elemento LS. Todavia, nas condições normais de fluxo, esse depósito é retrabalhado e redepositado sob a forma do elemento FM. Neste caso específico, o maior potencial de preservação cabe aos depósitos gerados no "dia-a-dia" e não propriamente em eventos catastróficos. Em suma, conclui-se que:

o conceito de catástrofe, no que concerne ao registro faciológico, deve ser aplicado não às cheias maiores, mas às intervenções tectônicas e climáticas que podem afetar o ambiente. Essas sim, têm o poder de, em pouco tempo, destruir total ou parcialmente o edifício faciológico construído numa fase anterior.

Por fim, o elemento (LA) encerra o ciclo de sedimentação evidenciando a migração do talvegue de W para E. Este elemento não corresponde exatamente ao descrito pelo seu criador (Miall, 1985), que atribui sua origem a barras de pontal de canais com alta sinuosidade. No caso estudado no rio Paraná não se observa a formação da mencionada barra, mas apenas a uma migração do talvegue, conforme foi mostrado no item 4.3. Assim sendo, o elemento LA não é sucedido pelo OF, como no modelo de Miall (*op. cit.*), mas pode estar embutido numa única seqüência arenosa.

O significado do elemento LA na seção estudada não está bem esclarecido. Seria a resposta a uma

imposição tectônica, que ativou o canal atual? Seria causado pela própria evolução "natural" de um ciclo de preenchimento de canal em rios como o Paraná, e aí sim, se constituiria verdadeiramente num novo arranjo de elementos arquitetônicos, não previsto no modelo faciológico de Miall (1985)? Qual o potencial de preservação desta forma? São estas passíveis de reconhecimento em afloramentos de depósitos antigos? Em sedimentos depositados por rios meândricos esta forma é muito característica (Figura 5.19), porém em rios como o Paraná o seu valor diagnóstico na análise de fácies ainda não está avaliado.

Figura 5.19. Formas de acreção lateral em depósitos de canais meandrantes (sentido da migração da direita para a esquerda da foto). A granulometria varia ao longo da cunha apresentando termos mais grossos na porção inferior esquerda de cada cunha, afinando no sentido oposto e para o topo. Formação Allegheny (Pens. Sup.). Rodovia US 50, 21,3 milhas leste de Parkesburg, Virgínia do Oeste, EUA.

5.3.2. Depósitos de planície de inundação

Cerca de 70% da área da planície aluvial do rio Paraná, na região estudada, corresponde à planície de inundação do sistema. Aí se desenvolvem os subambientes de diques marginais, lagoas e pântanos ("back swamp"), canais e lobos de rompimento de dique marginal, além dos canais secundários anastomosados, que mantêm maior ou menor contato com o canal principal, conforme a natureza de sua morfologia e magnitude das cheias.

Nas enchentes normais a água do canal vai gradativamente adentrando à planície, por meio de canais abandonados ou em abandono, ou mesmo extravasando por sobre os diques marginais. A planície, por sua vez, se comporta como um grande corpo aquoso de velocidade de fluxo muito baixa, ou mesmo nula (ver item 4.1.5.).

Nas cheias "catastróficas" com recorrência de 7 e 27 anos, o fluxo unidirecional do canal pode instalar-se sobre a planície de inundação transformando-a num amplo canal. Neste caso, ocorrem, na planície de inundação, processos típicos de canal tais como: escavações ("scours"), desenvolvimento de formas de leito arenosas do tipo ondulações e mega-ondulações. Uma dinâmica como essa provoca complexa relação de associações faciológicas no registro sedimentar, que muito dificilmente se adapta aos modelos tradicionais da literatura.

É interessante ressaltar a importância dos estudos sedimentológicos da planície de inundação, tradicionalmente negligenciados pelos sedimentólogos fluviais, em detrimento dos depósitos de canal, que ainda assim se restringem a pequenos rios geralmente com influência de água de degelo. Contudo, é na planície de inundação que se pode obter o registro mais completo da história fluvial, uma vez que no canal, devido a sua própria

dinâmica, esses registros encontram-se entrecortados por lapsos deposicionais (Farrell, 1987).

Como se verá mais adiante, o registro dos diques marginais, por exemplo, fornece informações de um determinado período da história do rio que, muitas vezes, não se encontra mais preservado nos depósitos de canal. Outras informações como paleoclima, paleoecologia, paleohidrologia, datações absolutas e paleopedologia são obtidas, mais completamente, nos depósitos de "over bank". Como foi mencionado no item 2.3 a planície de inundação corresponde a uma superfície de condensação, abrangendo continuamente um grande intervalo da história fluvial num pacote não necessariamente espesso.

O conceito da "curva de migração de margem" (curva "G"), introduzido no item 5.4, aparentemente abre uma nova perspectiva de abordagem na Estratigrafia e na reconstituição ambiental dos depósitos fluviais. Como se verá, essa curva é, fundamentalmente, baseada em dados obtidos nos depósitos de planície de inundação.

O estudo que se segue consiste não apenas na análise faciológica, mas também na morfogênese dos depósitos de vários subambientes da planície de inundação, baseando-se em testemunhos de sondagem, afloramentos naturais e na própria dinâmica fluvial.

5.3.2.1. Depósito de dique marginal

Na carta geomorfológica (Anexo 1) verifica-se que os diques marginais ocupam apenas uma pequena extensão da planície de inundação, restringindo-se a uma estreita faixa que acompanha os canais. Contudo, as dezenas de perfis realizados nos barrancos, poços e trincheiras revelaram que

Figura 5.20. Dique marginal do rio Ivinheima. Formação de pântano ("back swamp") no canto esquerdo da foto. Ponte sobre o rio Ivinheima na rodovia BR 376, entre as cidades de Ivinheima e Nova Andradina.

A unidade basal é constituída pelas fácies arenosas Sp e St, bem desenvolvidas e capeadas, via de regra, pela fácies Sl, correspondendo aos depósitos de barra arenosa, já descritos no item 5.3.1.1. Sobreposta ocorre a unidade média lamosa, intensamente bioturbada, pertencente à instalação da bacia de inundação, com o desenvolvimento de lagos e pântanos, típicos deste ambiente, apresentando maior ou menor grau de pedogenização (ver 5.3.2.2).

A seqüência superior corresponde aos depósitos de dique marginal propriamente dito. A principal característica desses depósitos é o marcante ritmo de pacotes arenosos e lamosos, identificada na maior parte dos barrancos do rio Paraná.

Os pacotes arenosos apresentam forma de cunha, estendendo-se lateralmente de 1m a várias dezenas de metros. Sua espessura varia de alguns a até uma centena de centímetros e vão afinando gradativamente para o interior da planície para onde mergulham levemente (Figura 5.22). Para essa mesma direção as cunhas se interdigitam com pacotes de lama, até o completo predomínio destes últimos.

Os depósitos de diques marginais são gerados sob duas condições em relação à margem do canal, o que lhes atribui perfis verticais bastante diferenciados.

Dique de margem construtiva: o dique tem pequena expressão topográfica e seus depósitos vão gerar um lençol de areia homogêneo e de grande extensão em área. Essa situação é bastante típica no rio Paraná, onde se desenvolvem barras laterais (ver itens 3.4.2 e 5.3.1.1). Quando uma barra atinge estabilidade e altura suficientes para não ser removida, um pequeno dique marginal forma-se em sua borda durante as cheias menores. Essa forma é denominada de dique marginal primário (termo proposto neste trabalho). Se as condições de fluxo e carga perdurarem, uma outra barra se desenvolverá contiguamente à anterior (barra lateral) que, por sua vez, abrigará um novo dique marginal ao lado do primeiro (Figura 5.23). É interessante salientar que, neste caso, o dique não aumenta verticalmente, mas o amalgamento de vários diques, dispostos lateralmente, gera um corpo tabular bastante representativo. Por outro lado, no interior da barra cria-se um ambiente de baixa energia, protegido da ação das correntes do canal, com predomínio de depósitos gerados por decantação (lamas e argilas) e com o desenvolvimento de cobertura vegetal. As cicatrizes que se desenvolvem entre os diques são formas rebaixadas que, nos casos mais expressivos, permanecem como canais semi-abandonados, denominados localmente de ressecos (Figura 5.24).

Figura 5.21. Afloramento no barranco da ilha Pacu. Em (B) depósitos de barra arenosa sobrepostos imediatamente por um delgado pacote originado por dique marginal primário (d). (I) corresponde à sequência de bacia de inundação, onde o sedimento lamoso encontra-se bastante bioturbado, podendo desenvolver níveis de paleossolo. O pacote do topo (D) foi depositado por diques em margem erosiva (barra vertical à esquerda = 1m).

Num perfil realizado na ilha Pacu (Figura 5.21, d) foi possível identificar o depósito correspondente a um pequeno dique marginal primário, onde se constatou sua pouca espessura em comparação com os depósitos de diques marginais de outro tipo.

Figura 5.22. Cunha arenosa de pequena dimensão em dique marginal com caimento para o interior da bacia de inundação (esquerda). Desenvolvimento de estratificação cruzada sigmoidal com gradação lateral para lama. Ilha Pacu.

Figura 5.23. Desenvolvimento de dique marginal em margem deposicional (dique marginal primário). 1) a barra b_1 é suficientemente estável e emersa para a deposição do dique marginal primário d_1 e sua respectiva bacia de inundação p_1 . 2) com o crescimento da barra b_2 o ciclo se repete sendo depositado d_2 lateralmente a d_1 . Na planície associada ocorre aggradação de p_2 sobre p_1 . 3) o crescimento sucessivo da barra b_3 dá continuidade ao processo (d_3 e p_3). d_1 , d_2 e d_3 geram um lençol de areia. Entre um dique e seu sucessor forma-se um canal raso (r) denominado regionalmente de ressaco (vide fig. 5.24, pág. 143).

Os depósitos de diques primários constituem-se de areia fina, laminada, ondulada ou com estratificação cruzada de baixo ângulo, que se identifica com as fácies S1 e Sr de Miall (1978). Pouca bioturbação pode ser observada neste material, e são geradas por raízes de vegetação herbácea ou pequenos arbustos que se instalam na barra (Figura 5.5). A exposição da superfície arenosa do dique primário, durante o nível normal e baixo das águas do canal, permite o seu retrabalhamento eólico, resultando em níveis de areia bem selecionada.

Nota-se que os diques marginais primários têm bastante relação, em termos faciológicos e morfogênicos, com as barras laterais estudadas no item 5.3.1.1. A diferença entre ambos reside no fato de que o dique marginal primário está associado a barra central, ao passo que a barra lateral associa-se a ilhas e margens condicionadas à ocorrência de uma zona de sombra.

Figura 5.24. Dique marginal em margem construtiva com formação de ressaco (r), conforme explicado no diagrama da fig. 5.23, pág. 142.

Dique marginal de margem erosiva: esse dique corresponde à forma tradicionalmente mencionada na literatura. A característica facirológica mais marcante deste tipo de depósito é a ritmicidade associada à granocrescência e espessamento ascendente (Figuras 5.21, 5.25 e 5.26). A associação facirológica consiste de ritmos de níveis centimétricos de areia muito fina e silte maciço, intensamente bioturbados, ou com incipientes laminações cruzadas migrantes e ou cavalgantes, com lençóis de argila ("drapes") e estrutura "flaser" (vide Figura 5.5). Para o topo esses níveis espessam-se e aumentam a granulometria, desenvolvendo estruturas cruzadas planares e acanaladas, e sigmóides com mergulho e granodecrescência para o interior da bacia de inundação (Figura 5.22). A medida que as intercalações argilosas adelgaçam-se, as arenosas atingem até 1 metro de espessura, para o topo do perfil.

Figura 5.25. Modelo morfológico e facirológico para dique de margem erosiva.

Em direção ao interior da planície essas camadas têm forma de cunha, onde a granulometria diminui até atingir termos lamosos, confundindo-se com os depósitos da planície de inundação. As curvas de frequência cumulativa obtidas de amostras coletadas no sentido do canal para o interior da planície (Figuras 5.25, 26 e 27) revelaram que a areia nas proximidades do canal variava de média a fina com alto desvio padrão, ou seja, baixa seleção (Figura 5.27 I). Já as amostras coletadas progressivamente mais afastadas do canal mostraram uma redução no diâmetro das partículas e um aumento na seleção (Figura 5.27 II, III e IV). Por sua vez, a amostra mais distal apresenta dois termos bem definidos (Figura 5.27 V), o que sugere a intercalação de lâminas arenosas em material argilosos da planície de inundação (vide perfis faciográficos da Figura 5.26).

Figura 5.26. Perfis verticais em diferentes posições no dique de margem erosiva (indicadas na fig. 5.25, pág. 144): A - próximo ao canal; B - a meia distância, e C - distal (no interior da bacia de inundação). Dados obtidos por sondagem e afloramentos.

Figura 5.27. Curvas granulométrica cumuladas relativas à amostragem transversal a um dique marginal, conforme indicado na fig. 5.25, pág. 144.

Os estágios de crescimento do dique marginal e sua arquitetura faciológica estão associados ao avanço erosivo do canal no sentido da planície (Figura 5.25). A cada estágio de crescimento (cheia anual por exemplo) ocorre a propagação, para o interior da planície, do trato deposicional do dique. A erosão marginal faz com que as fácies proximais (mais espessas e de termos granulométricos mais grossos) se sobreponham às mais distais do evento antecedente, resultando no empilhamento granocrescente e no espessamento para o topo tão característico.

5.3.2.2. Depósito de bacia de inundação

Primeiramente se faz necessário um comentário sobre o significado dos termos **bacia de inundação** e **planície de inundação**, que em muitas vezes são usados como sinônimos.

O primeiro caso refere-se ao nome genérico dado à região da planície aluvial que é regular, ou excepcionalmente, invadida pela água de inundação provinda dos canais principais do sistema. Já bacia de inundação é o termo genérico utilizado para designar a região da mais baixa da planície de inundação.

Agrupados sob essa designação estão os sedimentos depositados nos subambientes de pântano ("back swamp"), lago de abandono de canal, e nas porções da bacia emersas nas condições normais (áreas de grande atividade pedogenética). O estreito relacionamento fisiográfico entre esses subambientes impossibilita a definição de um modelo faciológico prático para suas diferenciações no registro sedimentar.

Basicamente foram identificadas 6 unidades faciológicas maiores nos depósitos de bacia de inundação: 1) unidade lama arenosa cinza rica em nódulos de hidróxidos de ferro; 2) unidade areno-siltica; 3) unidade areia gradando a argila; 4) unidade conglomerado de pelotas de argila, 5) unidade turfa e argila turfosa e 6) unidade areia maciça. Tais unidades podem, muitas vezes, ocorrer intercaladas entre si, sem uma ordem definida, mas que geralmente têm suas seqüências capeadas pelas unidades turfa ou areia maciça (Figura 5.28).

Unidade lama arenosa com nódulos de hidróxidos de ferro: a seção típica desta unidade foi identificada no poço Ribeirão Esperança Nº.1, (Figura 5.29 A) no intervalo 0,70 a 2,15m e consiste, predominantemente, de lama cinza claro/oliva, com predominância local de areia muito fina e de argila. O material apresenta-se intensamente bioturbado, atingindo o mosqueamento total, (Figura 5.29 B). Muito característicos desta unidade são os nódulos e secundariamente tubos de raízes preenchidos por hidróxidos

de ferro. São bastante freqüentes restos vegetais mal preservados, normalmente recobertos por película ferruginosa de coloração castanho alaranjado (5Y6/6).

Figura 5.28. Motivo deposicional dos depósitos referentes aos subambientes de bacia de inundação do rio Paraná.

As análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e de difratometria de raios X revelaram a presença de caulinita e esmectita como argilas mais freqüentes (Prancha I, fotos 5 e 6). Os nódulos de limonita sugerem que o ambiente foi relativamente bem drenado, de modo a ocorrer a mobilização do Fe^{2+} e posterior precipitação sob a forma de Fe^{3+} . Provavelmente o baixo teor em matéria orgânica deste material impediu a lixiviação total do ferro.

A areia pode ocorrer de três formas nesta unidade: em níveis mais ou menos irregulares, com 10 a 15cm de espessura; em manchas irregulares de ordem centimétrica e sob a forma de grãos dispersos na matriz.

No primeiro caso os pacotes arenosos podem ser interpretados como porções distais de lobos de rompimento de dique marginal ("distal splay" de Farrell, 1987), que constituem verdadeiros "micro deltas" instalados no corpo aquoso. A intensa bioturbação por raízes desenvolvida nesse material sugere que tais depósitos sofreram exposição subaérea, pelo menos em determinados períodos.

O segundo tipo de ocorrência de areia, em manchas irregulares, provavelmente tem a mesma gênese do primeiro caso e, por constituírem-se de lâminas delgadas de areia (subcentimétrico), foram praticamente mosqueadas pela intensa bioturbação (Figura 5.29 B).

Os grãos de areia esparsos disseminados na lama, que constituem o terceiro caso, têm sua origem ligada a processo eólico. O vento retirava material dos terraços colúvio-aluviais arenosos, para depositá-lo nos corpos d'água adjacentes. Como se verá mais adiante, essa fácies será de grande importância no estudo paleoclimático, pois está relacionada à intensidade da cobertura vegetal da

região (quanto menos vegetada a área, maior a facilidade de transporte eólico de areia para as bacias de inundação).

A interpretação do ambiente deposicional da "unidade lama arenosa com nódulos de ferro" é a de pântano ou lagoa rasa, estando sujeito a eventuais invasões de pequenos canais originados por rompimento de dique marginal. Essa situação provocava a geração de pequenos "lobos deltaicos" ou de "crevasse". De qualquer forma, considerando-se as sugestões de Farrell (1987) para ambientes semelhantes na planície do rio Mississipi, pode-se afirmar que, no caso apresentado, a bacia não distava do canal principal, o que permitia uma boa drenagem da água subsuperficial, proporcionando a formação de nódulos de limonita e impingindo ao sedimento cores mais claras e tons acastanhados, diferindo de outros depósitos de gênese semelhante.

Unidade areno-siltosa: apresenta-se, com maior ou menor espessura, embutida em outras seqüências e consiste de areia fina, silto-argilosa, de coloração cinza escura (5Y 3/1), localmente esbranquiçada por lixiviação do ferro (Stevaux, 1991). Via de regra encontra-se bastante bioturbada, podendo apresentar laminação planoparalela e, mais raramente, laminação cruzada. Tubos e perfurações de organismos mostram-se preenchidos por fragmentos ou películas de argila de iluviação.

A melhor exposição desta unidade foi obtida no poço Zé Vermelho nº-1, ZV-1, (Figura 5.30), onde o pacote arenoso apresentou-se com espessura mínima de 0,50m, na base do testemunho. A areia ocorre intercalada com lama arenosa cinza escura a preta (N2 a N3), maciça a pouco laminada, com farta presença de fragmentos de matéria orgânica.

Esta unidade é interpretada como depósitos de leques de inundação ("splay") intercalado por pequenos

canais de mesma origem, encontrando-se numa posição mais próxima ao canal do que a unidade anterior. Convém salientar que os depósitos de rompimento das duas unidades descritas não estão ligadas ao canal principal do sistema (como se verá no item 5.3.2.3) mas aos canais secundários que recortam a planície de inundação.

Unidade areia gradando a argila: é uma das fácies mais comuns nos depósitos da bacia de inundação. Constitui-se de uma seqüência granodecrescente, que se inicia com areia média a fina, atingindo a argila muito rica em matéria orgânica no topo. Sua espessura varia de ordem métrica a decimétrica.

Um exemplo desta fácies foi descrito no poço Três Morrinhos nº1, TM-1, (Figura 5.31), que consiste de um pacote de 0,40m de areia fina a muito fina, com contato basal erosivo sobre um substrato de argila escura. Na base a areia se apresenta limpa, bem selecionada, com micro clastos de argila, chegando a desenvolver estratificação cruzada de pequeno porte. Para o topo ocorre um rápido afinamento da granulometria, passando a argila maciça, cinza média (5Y4/1), bioturbada até o mosqueamento total. Análise de difratometria de raios X identificaram a caulinita e a esmectita como os argilo-minerais mais freqüentes (Prancha I, foto 4).

Figura 5.29 Perfil do poço RE-1 (Ribeirão Esperança nº- 1). O intervalo testemunhado atravessou uma seção típica da bacia de inundação, onde foi identificada a unidade lama arenosa com nódulos de hidróxido de ferro no intervalo basal do testemunho (1,6 2 2,1m). Constitui-se de lama arenosa com intensa bioturbação atingindo ao mosqueamento. A radiografia (B) identifica laminação incipiente e manchas difusas de areia (a) geradas pela intensa bioturbação. A intercalação de níveis centimétricos de areia (A) são interpretados como lobos distais de rompimento de dique marginal. Os 60cm do topo (detalhe em C) correspondem aos depósitos da unidade areia maciça (colúvio) e unidade turfa e argila orgânica (pântano).

RIBEIRÃO ESPERANÇA
Nº 1

ESTRUTURA	LITOLOGIA	FÁCIES

Esta faciologia é interpretada como sendo originada por pequenos canais abandonados. Estes canais, bastante comuns na planície, são derivados dos próprios canais secundários do rio Paraná ou vindos de micro bacias adjacentes.

Figura 5.30. Perfil geológico do poço ZV-1 (Zé Vermelho nº 1). A seção testemunhada apresenta três unidades faciológicas de bacia de inundação: a unidade basal areno-siltosa com fácies Sr intercalada com camadas de lama, interpretada como lobos de rompimento de dique marginal; a unidade média turfa e argila orgânica, gerada em pântanos e ou lagoas; e a unidade areia maciça provocada por coluvionamento. Datação por meio de C^{14} efetuada na base da unidade média alcançou 4780 anos A.P.

Unidade pelotas de argila: são pequenos níveis de conglomerado de pelotas de argila, englobados por matriz arenosa ou argilosa (Figura 5.31), neste último caso, dificilmente diferenciados. A análise de microscopia eletrônica de varredura em clastos de argila revelou a presença de esmectita detrítica como principal mineral argiloso (Prancha I, foto 3). Esta unidade já foi mencionada por Farrell (1987) e é interpretada, não como clastos arrancados e incorporados à matriz por fluxo unidirecional, como acontece nos clastos de base de canal, mas está ligada à exposição subaérea de uma superfície argilosa (fundo de lagoa ou pântano). A ressecção da argila associada à bioturbação de raízes gera os clastos mencionados. A nova cheia recobre a superfície, soterrando os clastos com novo material depositado.

A importância dessa unidade no registro sedimentar consiste no fato dessa fácies revelar que seu ambiente gerador, em determinados períodos, seca-se totalmente expondo o fundo. O estudo associado do conteúdo palinológico desse material pode fornecer importantes informações de cunho paleo-fitossociológico (como no conhecimento de espécies que florescem nos períodos de estiagem, por exemplo).

Unidade turfa e argila turfosa: consiste de pacotes com espessura variada (de decímetros a 2 metros), predominando, quase sempre, na metade superior do testemunho. É formada por turfa intercalada com argila muito rica em matéria orgânica, onde podem ser encontrados fragmentos de troncos, folhas, raízes e sementes.

O material argiloso foi depositado em bacias rasas que receberam a água transbordada dos diques marginais. A laminação original provavelmente constituía-se de delgados ritmos de lama gradando a argila que, via de regra encontra-se mosqueada por bioturbação (Figura 5.29 C, 5.31 B, e 5.32).

POÇO TRÊS MORRINHOS

Nº 1

Figura 5.31. Perfil geológico do poço TM-1 (Três Morrinhos nº. 1). Na seção basal ocorrem as unidades areia gradando a argila (1) sobreposta pela unidade turfa argilosa e argila orgânica (2). Essa associação indica um abandono de canal (A) com o domínio posterior de ambiente lântico com acúmulo de argila e turfa (B). A unidade de clastos argilosos (3 e C) na profundidade de 1m sugere que a superfície foi ressecada e a argila fraturada antes de ser recoberta pelas areias coluviais da unidade areia maciça superior (4).

Esta fácies ocorre em ambiente alagado (pântano) com intensa vegetação, desenvolvendo-se geralmente adjacente à unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Alta (Figura 5.33). A intensa movimentação do colúvio desta unidade geomorfológica é responsável por uma fácies arenosa que se interdigita à unidade turfosa.

Unidade areia maciça: esta fácies, muito embora intimamente associada às outras já apresentadas, não tem sua gênese ligada aos processos de inundação. Constituída de areia média a fina, creme avermelhada-amarelada (10YR5/6), maciça, homogênea, esse material provém dos solos da Formação Rio Paraná ou de áreas topograficamente mais elevadas e de constituição arenosa (como a unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista, por exemplo), que adentram à bacia de inundação por coluvionamento.

Dessa maneira, esta faciologia encontra-se quase sempre interdigitada às outras, aumentando seu predomínio à medida em que se aproxima da borda da planície (Figura 5.32A e 5.33). Quando esses sedimentos são intrometidos na seqüência turfosa, a acidez do meio provoca a mobilização do ferro, que normalmente dá coloração avermelhada às areias dos colúvios e do solo da Formação Rio Paraná, deixando-as extremamente branca e de aspecto sacaróide. Stevaux & Fernandez (1991) estudaram mais detalhadamente o referido processo, ressaltando o interesse econômico desses depósitos na sua utilização como matéria prima para o fabrico de vidro na modelagem para fundição (areia fina a média quartzosa, bem selecionada, bem arredondada e com teores de ferro inferiores a 0,014%).

Figura 5.32. A, diagrama com as relações entre as unidades sedimentares: alma arenosa com nódulos de hidróxido de Fe, turfa e argila orgânica, areia maciça e os depósitos da subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Alta. B, foto do ribeirão Esperança, a cor da água escura demonstra a presença de ácidos húmicos provindos da unidade turfosa. A subunidade geomorfológica foi cortada pelo ribeirão, sendo o vale posteriormente preenchido pelos depósitos turfosos. O atual córrego foi aprofundado artificialmente para drenagem da área alagadiça.

Figura 5.33. Terraço da subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Alta limitado pelas áreas pantanosas próximas ao ribeirão do Baile (subunidade geomorfológica Rio Paraná Várzea). As areias do terraço "coluvionam-se" interdigitando-se ou sobrepondo-se às argilas e turfas da várzea (vide fig. 5.28, 5.29, 5.30, 5.31, 5.32 e 5.40).

5.3.2.3. Depósito de rompimento de dique marginal

Durante as cheias a água do canal contida pelos diques marginais, vai gradativamente elevando o seu nível até que extravasa sobre eles, invadindo a planície de inundação. Muitas vezes a estrutura do dique marginal não suporta os esforços que lhe impingem as águas do canal e deixa-se erodir, ocasionando o fenômeno conhecido como rompimento de dique marginal ("crevasse"). As águas invadem planície com grande velocidade e se espalham formando um lobo de rompimento ("crevasse splay"). Esse fluxo tem alta

concentração de carga de fundo, constituída de areia e secundariamente grânulos, pequenos seixos e, principalmente, clastos de argila, que ao se depositarem, pela perda rápida da velocidade, vêm a formar os depósitos de rompimento de dique marginal.

Tanto a literatura geomorfológica como a sedimentológica não apresentam bons exemplos de rompimento de diques marginais e seus referidos depósitos em rios como o Paraná. Normalmente os estudos de casos são em rios de canal único, meandrante ou mesmo retilíneo de baixa energia, como nas planícies deltaicas. Certamente o caso mais conhecido é o do rio Mississipi, no sistema rio Falso-Atchafalaya, que vem sendo estudado desde o começo do século (Fisk, 1952, Jackson, 1978; Cross & Smith, 1985; Farrell, 1987; entre outros).

No rio Paraná os diques marginais não são contínuos, o que faz a água das cheias adentrar a planície de inundação antes do recobrimento do próprio dique. Essa dinâmica alivia os pontos de tensão e impede o rompimento violento dos diques e a formação de lobos de "crevasse" extensos, como no caso americano. Além disso, o sistema de acreção de barras e ilhas por soldamento gera uma série de canais semi-abandonados denominados regionalmente de ressacos (Figura 5.24), que nas cheias são reativados aliviando o "stress" da água do canal sobre as paredes do dique, diminuindo o efeito de rompimento. Dessa forma, quando o nível de margem plena é atingido, praticamente toda a planície já está alagada.

Nas cheias muito intensas, a planície de inundação se comporta como um grande canal, e é invadida pelo material arenoso que compõe a carga de fundo, gerando formas de leito semelhantes às do canal, sem que necessariamente tenha havido rompimento dos diques marginais.

Num perfil obtido na ilha Pacu (Figura 5.34), constatou-se uma seqüência onde os depósitos de planície de inundação estão soterrados por mais de três metros de areia das fácies St e Sp. Neste caso, um antigo canal da planície de inundação foi reativado e preenchido de areia, deixando um legado sedimentar que facilmente pode ser confundido como de canal.

Figura 5.34. Perfil de afloramento na ilha Pacu. Depósito de rompimento de dique marginal superposto ao de barra. Predomínio exclusivo da fácies Sp não diferencia estes depósitos daqueles gerados por canal.

Assim sendo, os "depósitos de rompimento de diques marginais", em rios como o Paraná, não deixam registros típicos que possam identificá-los com segurança.

5.3.2.4. Depósito de ilha

Embora a ilha seja um elemento geomorfológico que habite o canal do rio, como ambiente deposicional, está mais intimamente relacionada aos processos de inundação,

sendo por isso tratada neste tópico. As ilhas originam-se a partir de barras que, permanecendo estáveis, permitem a aggradação produzida pelos processos de inundação.

Sua morfologia desenvolve-se por processos deposicionais e erosivos, cujo equilíbrio define a permanência ou remoção de conjuntos de ilhas, que compõem o padrão fluvial da área.

Um exemplo bastante elucidativo de depósito de ilha foi descrito nos testemunhos do poço IN-1 (Figura 5.35). Nele foi possível identificar uma origem mista para os depósitos de ilha. Uma primeira fase de barra arenosa, seguida por uma fase de acreção vertical de planície de inundação.

Os depósitos da fase barra são arenosos, compostos essencialmente pelas fácies Sp e St, conforme o descrito em 5.3.1.1. Para o topo gradam para a fácies Sl, identificada como originada pelo dique marginal primário que se desenvolveu logo após a estabilização da barra (ver item 5.3.2.1). Com esse arcabouço topográfico a barra já permitia a evolução da planície de inundação, iniciando uma fase de expansão lateral e vertical. Nessa etapa foram depositadas as fácies Fl, Fm e Sr, intensamente bioturbadas por raízes da vegetação primária (herbáceas) ou mesmo secundária (arbustivas) que nela se instala (intervalo 6,60 a 6,00m)

O intervalo entre 6,00 a 4,50m constituído de ritmos de lama e areia com espessamento e granocrescência para o topo, corresponde à seqüência clássica de dique marginal em fase erosiva (item 5.3.2.1).

Esse pacote é sepultado por 2,50m de lama arenosa avermelhada, intensamente bioturbada e com alguns níveis apresentando pedogênese incipiente, que foi interpretado como tendo sido depositado em ambiente de planície de inundação (ilha). A espessura do pacote de lama sugere que sua deposição tenha correspondido ao intervalo

Figura 5.35. Perfil geológico do poço IM-1 (Ilha Nanini n.º. 1) e curva de migração de margem (vide item 5.4). 1) O perfil inicia-se com os depósitos arenosos de canal/barra, curva "G" permanece em 0 (vide fig. 5.10A); 2) atingido condições de barra estável, há desenvolvimento de dique marginal primário (vide fig. 5.21, 5.23 e 5.24) iniciando a primeira fase de exposição da barra, o curva "G" se distancia de 0; 3) o processo de expansão horizontal e vertical (agradção) continua propiciando um maior afastamento da curva "G"; 4) a sequência de intercalações de areia e lama típicas de dique de margem erosiva (vide fig. 5.21, 5.25 e 5.26) inflexiona a curva na direção de 0; 5) inicia-se o período mais longo da história da ilha: a acreção vertical da bacia de inundação, a curva "G" permanece imóvel ou com uma ligeira tendência a afastar-se de 0; 6) inauguração de nova fase erosiva com o desenvolvimento de depósitos de dique margem erosiva, onde "G" tende a 0.

temporal mais longo do trecho testemunhado. Como se verá mais adiante (item 5.4), o mencionado pacote foi depositado num intervalo temporal de aproximadamente 1600 anos, considerado bastante elevado para ambientes fluviais dessa natureza (com ilhas e barras).

A análise micromorfológica nesse material revelou que a atividade pedogenética não foi suficiente para geração de paleossolo. Contudo, pode-se identificar a intensa bioturbação de raízes e animais (Prancha II)

O pacote de topo constitui-se de ritmos de areia lamosa intercalada com lama argilosa, apresentando granocrescência e espessamento ascendente, culminando com areia fina a média, limpa, com estratificação cruzada de médio porte (fácies Sp e St). A seqüência é bastante típica de dique marginal em margem erosiva, e corresponde ao estágio atual da ilha estudada.

Na coluna da direita da referida figura observa-se o traçado da Curva de Migração de Margem (curva "G"), correspondente à seqüência testemunhada. A conceituação desse termo será abordada no item 5.4.

5.3.3. Outros depósitos associados à calha do rio Paraná

Sob essa denominação estão incluídos os depósitos relativos às unidades geomorfológicas Taquaruçu e Fazenda Boa Vista (ver a carta geomorfológica do Anexo 1 tratada no capítulo 3). A gênese destas unidades está relacionada a coluvionamento e a aluvionamento. Processos pseudocársticos (lixiviação dos componentes não carbonáticos da rocha), provavelmente, também atuaram nesses depósitos gerando formas e depósitos muito característicos. Assim,

neste grupo estão incluídos cascalhos, colúvios arenosos e depósitos de lagoa.

5.3.3.1. Depósito de cascalho

Os depósitos de cascalho associados à calha do rio Paraná agrupam-se, quanto à gênese, idade e associação faciológica, em dois grupos. O primeiro grupo pertence aos rudáceos associados aos depósitos fluviais do rio Paraná, cuja descrição foi feita no item 5.3.1.2. O segundo engloba os depósitos mais antigos, que, via de regra, jazem diretamente sobre a Formação Rio Paraná, constituindo a base das seqüências coluvial e aluvial. Os depósitos deste segundo grupo dividem-se em pelo menos três tipos, aos quais Fulfaro (1974) e, posteriormente, Boggiani *et al.*, (1991) atribuíram uma conotação estratigráfica, cuja discussão será discutida no próximo capítulo.

As melhores exposições de cascalho da área encontram-se no vale do rio Ivinheima (onde este cruza a BR 376, a 23km de Nova Andradina, MS, próximo à ponte da BR 376 sobre o ribeirão Samambaia); na ombreira direita da represa de Porto Primavera (este afloramento corre o risco de ser destruído pelas obras da hidroelétrica); e alguns pontos isolados na margem do rio Baía.

No vale do rio Ivinheima (Figura 5.36 A) ocorre uma exposição de 3 metros de cascalho, onde predominam as fácies cascalho maciço (Gm), com graduação inversa (Gmi) e normal (Gmn), podendo, localmente, apresentar imbricação, formando seqüências de sedimentação gradativa normal e inversa, com os termos mais finos constituídos por grânulos. O tamanho médio dos seixos varia

A)

Areia média/fina, pouco argilosa, maciça. Colúvio.
Cascalho de seixos e grânulos de quartzo, ágata e sílex, cimentado por limonita. Maciço ou com discreta gradação inversa e imbricação (N125°).

Areia grossa/muito grossa a grânulos, seixosa, com preenchimento secundário de argila, estratificação horizontal com níveis de seixos e grânulos, também maciça. Apresenta cimento de limonita.

Arenito. Fm. Rio Paraná

A.1) CURVA DE FREQUÊNCIA ACUMULADA DE AREIA DO PERFIL A.

B)

Intercalção de cascalho de quartzo, ágata, sílex estromatólito silicificado e seixos de arenito, com gradação normal, intensamente cimentado por limonita, com areia grossa, seixosa, cimentada por limonita. Paleocorrente N0°.

Aerenito. Fm. Rio Paraná

C)

Areia média a fina, vermelha, pouco argilosa, maciça. Colúvio.

Cascalho de seixos e grânulos de quartzo, quartzito, ágata e preenchimento secundário de argila

Cascalho como acima gradando a areia

Arenito. Fm. Rio Paraná

Figura 3.36. Depósitos de cascalho (pré-sequência aluvial do rio Paraná). A) rodovia BR 376, vale do rio Ivinheima; B) rio Baía, planície aluvial do rio Paraná e C) ombreira direita da represa de Porto Primavera.

de 1 a 3cm, predominando os de composição quartzítica e, subordinadamente, ágata. Os seixos mostram-se, em parte, imbricados no sentido da corrente (N125°, obtido em 27 medidas). Intercalado a esse material ocorrem bancos de areia média, mal selecionada, variando de conglomerática a muito fina, com seixos pequenos e grânulos, apresentando estratificação planar incipiente, juntamente com níveis de argilito. Stevaux (1991), menciona a ocorrência de prováveis falhas sin-sedimentares cortando esses depósitos (Figura 5.37). As medidas dos prováveis planos de falha apresentam direção média N138°, mergulhando 50° a 90° (média de 12 medidas) para SW. O significado dessas falhas no contexto da área será discutido no capítulo 6.

A cascalheira do ribeirão Samambaia ocorre na base da unidade geomorfológica Taquaruçu, junto à rodovia BR 376 no trecho entre porto Primavera e Nova Andradina. A composição dos rudáceos é bastante semelhante à cascalheira do rio Ivinheima e as medidas de estratificação cruzada e imbricação de seixos indicam paleocorrente para S-SE, que coincide com a corrente atual de ribeirão no mesmo trecho.

A cascalheira que ocorre na base da planície de inundação do rio Baía constitui-se de rudáceos de composição semelhante ao cascalho descrito anteriormente, apresentando pequenos e bem definidos ciclos de gradação normal (Figura 3.36 B). Em relação ao anterior, este depósito ostenta imbricação de seixos muito mais evidente e estratificação cruzada e planoparalela bem definidas, evidenciando um possível retrabalhamento por águas fluviais (paleo rio Paraná?). O material encontra-se intensamente cimentado por limonita, com um grande número de fraturas. Estudos preliminares indicam uma paleocorrente para o quadrante NE, bastante discrepante da hidrologia atual. Dessa forma, esses estudos devem prosseguir após o término do presente trabalho.

O terceiro perfil foi descrito na ombreira direita da represa de Porto Primavera (Figura 5.36 C). Os depósitos de cascalho estão recobertos por cerca de 4m de colúvio arenoso, constituindo dois pacotes principais de rudáceos, de composição semelhante aos anteriores. O pacote inferior constitui-se de seixos de quartzito e ágata, com granodecrescência ascendente bem definida, atingindo a arenito médio a grosso no topo. O pacote superior apresenta cascalho aparentemente maciço.

A definição do ambiente deposicional dos rudáceos que ocorrem na base da seqüência do rio Paraná é um assunto bastante controverso, que se estende desde os trabalhos de Ruiz (1963), Arid & Barcha (1971); Guidicini & Fernandez (1972), Fulfaro (1974), Nogueira Jr. (1988) entre outros autores. Na literatura sedimentológica os depósitos de cascalho são, via de regra, descritos dentro dos modelos glaciais (Easterbrook, 1982; Boulton, 1971; Rust, 1975; Gravanor & Kuspch, 1959; Gustavson *et al.*, 1975; Santos, 1979) ou de leques aluviais em clima árido ou semi-árido (Anderson & Hussey, 1962; Nilsen, 1982; Allen, 1965; Collinson, 1978; Friedman & Sanders 1978; Rust 1979; Selley 1982; Miall, 1978).

Comumente tem-se atribuído aos depósitos rudáceos do Cenozóico continental brasileiro uma gênese ligada a clima árido, e os poucos autores que trabalharam na região são unânimes em aceitar esta idéia. Num trabalho pioneiro Arid & Barcha (1971) apregoaram uma gênese fluvial para os depósitos rudáceos do vale do rio Grande (que, aparentemente, mantêm certa correlação com os depósitos aqui estudados), mas foram duramente criticados por Ab'Saber (1971) que lhes dá um "puxão de orelhas" (Ab'Saber, *op. cit.*, p. 33) e sugere uma deposição em clima árido para esses depósitos.

Figura 3.37. Cascalheira da "geração ágata" no vale do rio Ivinheima (BR 376), provável presença de falhamento do tipo normal (?), separando um pacote de conglomerado (bloco esquerdo) e arenito conglomerático bloco direito).

Jabur (1992) descreveu vários conglomerados da região, comparando sua faciologia a rudáceos atuais de clima tropical úmido como os do rio São João (baixada de Paranaguá, PR) e do rio Tubarão, SC. O autor concluiu que grande parte dos conglomerados da área não foram necessariamente depositados em clima árido, pois apresentam faciologia idêntica aos seus análogos recentes.

Quando se utiliza da faciologia para estudos paleoclimáticos é imprescindível que se leve em consideração a posição dos depósitos em relação à bacia deposicional, pois é nela que ficam registrados os eventos climáticos ou

tectônicos que mais atuaram na sua história. Fora dela, a relação depósito-ambiente pode encontrar-se em "desajuste". Por exemplo, depósitos de cascalho gerados em clima árido podem ter sido remobilizados durante um período mais úmido, mas continuam apresentando características faciológicas muito semelhantes às anteriores. Um caso típico é o rio Paraná, onde a faciologia de seu lençol arenoso não é compatível (conforme os modelos da literatura) com o clima e o tectonismo atual (vide 2.1 e 5.3.1.2.).

Assim sendo, pode-se *a priori* afirmar que: os processos geradores dos rudáceos descritos neste item foram de torrente em lençol ("sheet wash"), que, localmente, evoluiriam para fluxos gravitacionais, gerando os cascalhos de gradação inversa. Tais processos não são exclusivos de um ou outro clima, e as fácies resultantes estão fortemente controladas pela natureza do material disponível.

A avaliação paleoclimática ainda pode ser possível utilizando-se a análise palinologia, que no caso do rio Paraná, é de difícil aplicação devido ao alto grau de oxidação do material. Outro método bastante usado para análise paleoclimática é o estudo das frações finas (minerais pesados e argilominerais) que são bastante suscetíveis às variações climáticas (Zuffa, 1985 e Latrielle & Le Griel, 1980). Resta, no entanto, saber quanto e como a condição intempérica atual e pré-atual afetou esses materiais, de modo a mascarar a interpretação do clima em que eles mesmos foram depositados.

A total compreensão dos rudáceos associados ao rio Paraná esta ainda longe de ser obtida. A problemática abordada neste item deixa antever a necessidade, não apenas da descrição faciológica e mineralógica detalhada desses depósitos, mas certamente, da introdução de novos conceitos no tocante o seu significado genético e paleoclimático.

5.3.3.2. Depósitos de colúvio

Os colúvios são produtos do remanejamento do manto intempérico por meio de processos gravitacionais e de erosão aquosa não concentrada, em situação onde a cobertura vegetal é escassa, podendo de certa forma, estar relacionado a flutuações climáticas tendendo a mais secas dentro de intervalos de clima úmido (Justus, 1985).

Na área são diferenciados três tipos principais de depósitos englobados na categoria de colúvios:

- 1) depósito de colúvio da unidade Taquaruçu,
- 2) depósito de colúvio da unidade Fazenda Boa Vista, e
- 3) depósito de leque colúvio-aluvial da unidade Fazenda Boa Vista, subunidade Leque.

Os colúvios das unidades Taquaruçu e Fazenda Boa Vista apresentam aspecto homogêneo, basicamente constituídos de areia fina a muito fina, maciça e de, modo geral, desagregada, podendo, localmente, estar cimentados por óxido de ferro ou, mais raramente, por cimento provavelmente silicoso. Genericamente o colúvio da unidade Taquaruçu apresenta, em afloramento, coloração vermelho acastanhado, ao passo que o colúvio da unidade Fazenda Boa Vista tem cor vermelho amarelado a creme rosado.

Estudando as curvas granulométricas de mais de uma centena de amostras pertencentes aos dois depósitos (Figuras 5.38 A e 5.39 A), pode-se concluir que o colúvio de ambas unidades apresentam granulometria semelhante, composta predominantemente de areia fina a muito fina. No entanto, a unidade geomorfológica Taquaruçu apresenta um maior desenvolvimento na fração fina (silte e argila), ao passo que a Fazenda Boa Vista mostra melhor seleção com 80% de

areia fina a muito fina, restando apenas 10% de silte e 10% de areia média, praticamente destituído de argila. Essa

Figura 5.38. A) curvas de frequência cumulativa da granulometria de amostras providas da unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista. B) perfil obtido por tradagem na mesma unidade (sede da fazenda Boa Manhã).

Figura 5.39. A) curvas de frequência cumulativa da granulometria de amostras providas da unidade geomorfológica Taquaruçu. B) perfil obtido por tradagem nessa mesma unidade. Notar o aumento da fração lama por percolação vertical.

diferenciação textural provavelmente esteja relacionada à idade mais antiga dos depósitos da unidade Taquaruçu, onde os processos de iluviação das argilas atuaram por intervalo de tempo muito superior ao da unidade Fazenda Boa Vista.

Tanto em afloramento como em testemunho ambos depósitos não apresentam estruturas sedimentares, com exceção de alguns nódulos, películas e veios de óxido de ferro, além de níveis enriquecidos de argila oriunda de migração vertical. O testemunho obtido no poço RE-2 (Figura 5.40, localização na Figura 5.32) apresentou 2,60m de areia fina a muito fina, bem selecionada, maciça, de coloração cinza oliva a cinza clara (5Y5/2 a 6/1), com nódulos amarelados e concreções de óxido de ferro castanha escuras (7,5YR3/4).

Muito embora não se encontrem associações faciológicas típicas de ambiente fluvial, CESP (1983a), Suguio *et al.* (1984) e Nogueira Jr. (1988) definem a unidade Taquaruçu como de origem mista colúvio-aluvial e a unidade Fazenda Boa Vista com um terraço aluvial do rio Paraná. Do ponto de vista das análise faciológica é difícil de se aceitar o ambiente deposicional francamente fluvial atribuído à segunda unidade. Nenhum dos autores identifica as fácies Sp, St e Sl tão ubíquas no canal atual do rio Paraná. Mesmo Nogueira Jr. (*op. cit.*), que apresenta uma detalhada análise sedimentométrica desses depósitos, não menciona quaisquer estruturas sedimentares pertinentes àquelas fácies, além de lentes de cascalho e areia grossa distribuídas erraticamente no depósito (Nogueira Jr. *op. cit.*). As descrições feitas para o presente trabalho (cerca de cinco afloramentos e duas testemunhagens contínuas por sonda vibratória), não revelaram a presença de estruturas sedimentares que sugerissem a atividade deposicional do rio Paraná na referida unidade.

POÇO RIB. ESPERANÇA
Nº 2

Figura 3.40. Perfil geológico do poço RE-2 (Ribeirão Esperança nº. 1), obtido por sonda vibratória. Seção típica dos depósitos coluviais (unidade faciológica areia maciça, vide item 5.3.2.2, pág. 149) da subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Alta. Nódulos de Fe sugerem variações no nível do lençol freático. Para localização vide fig. 5.32, pág. 157).

Provavelmente a característica mais favorável à presença de atividade fluvial nesta unidade geomorfológica seja a quebra topográfica bastante acentuada que ela faz com a unidade geomorfológica Taquaruçu (ver capítulo 3). A escavação para o terraceamento em que se apresenta a unidade Fazenda Boa Vista deve provavelmente ter sido efetuada por processos fluviais.

Dessa forma, embora não descartando a possibilidade de atividade fluvial na deposição da unidade Fazenda Boa Vista, acredita-se que esta deve ter sido bem menos intensa e provavelmente menos de caráter sedimentar que erosivo.

Finalmente o terceiro tipo de depósito associado pertence à subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Leque (Anexo 1 e Figura 3.2). Morfologicamente esta unidade foi interpretada como leque colúvio-aluvial, formado a partir da drenagem dos córregos Baile e Esperança. Outros autores como Justus (1985) e, principalmente, Bigarella *et al.* (1965) descreveram muito superficialmente depósitos dessa natureza.

Como o acesso a essa área é muito difícil, não foi possível realizar um estudo detalhado de sua faciologia. No entanto, deve-se ressaltar que o completo desse depósito será de fundamental importância para o esclarecimento da gênese dos depósitos coluviais da região.

5.3.3.3. Depósito de lagoa

Uma das formas mais características da unidade Taquaruçu são as centenas de lagoas de tamanho variado e de forma circular, elíptica e alongada, que nela ocorrem (vide figura 3.2) Tais formas aparecem de maneira

generalizada nos depósitos quaternários do centro sul brasileiro, e especialmente nas proximidades do rio Paraná, desde sua nascente até a Mesopotâmia Argentina. Sua gênese, ainda não muito bem esclarecida, é atribuída a processos pseudocársticos (Popolizio, 1982; Justus, 1985 e Dr. Eliseo Popolizio, com. pes.) ou a processos de assoreamento de antigas drenagens.

No primeiro caso a migração de materiais solúveis, colóides e partículas de fração silte e areia muito fina, dá origem a áreas embaciadas e rasas. A retirada do material ocorre graças ao escoamento subsuperficial das águas, segundo linhas de fraqueza representadas por falhas, fraturas ou resultante da dissolução de carbonato ou ferro (Justus, 1985). As águas pluviais, posteriormente, preenchem estes locais, gerando um novo ciclo sedimentar de material fino. Com a evolução do processo as lagoas se unem vindo a formar uma nova superfície rebaixada em relação à original.

No segundo caso as lagoas teriam origem no coluvionamento progressivo de uma antiga rede de drenagem, o que parece ser bastante compatível com certas formas alongadas de lagoas (*vide* Figura 3.3) e com sua profundidade bastante acentuada.

Tanto no primeiro como no segundo caso as lagoas ou "dales" parecem constituir formas originadas sob condição morfoclimática de menor umidade que a atual.

Por sua própria natureza lacustre essas formas são verdadeiros coletores de informações paleoambientais, com registro praticamente contínuo através do tempo geológico. Foram obtidos três testemunhos de sondagem vibratória nas lagoas Fazenda Piranhas, Linda e Assombrada (ver Anexo 1 para localização). Esta última totalmente drenada para o aproveitamento agrícola do solo argiloso e orgânico do fundo.

Para a operação de testemunhagem foi construída uma pequena balsa com quatro tambores de 200 litros, sobre a qual foi instalada a sonda "vibro corer". As perfurações, em lâmina d'água de até 4m, não ultrapassaram os 2m de sedimento perfurado, não sendo possível atingir o substrato dos depósitos lacustres. Uma sondagem a trado, elaborada numa pequena lagoa seca (Figura 5.38) revelou que esses depósitos assentam-se sobre areias e cascalhos do colúvio da unidade Taquaruçu.

Os perfis das lagoas (Figura 5.41) apresentam sedimentos constituídos de lama arenosa, de coloração cinza clara e cinza oliva, tendendo a tonalidade mais escura para o topo (5Y5/2 a 5Y6/2). Os minerais argilosos identificados nesses depósitos foram esmectita detrítica e caulinita detrítica (Prancha I, fotos 1, 2 e 3). A fração arenosa, que em alguns casos atinge até 20%, é constituída de areia fina a muito fina, bem arredondada, hialina, bem selecionada, ocorrendo dispersa pela matriz, o que pode ser interpretado por "chuvas de grãos" de areia despejados na lagoa por ação eólica. Para o topo o material torna-se menos arenoso e mais rico em matéria orgânica, com exceção do poço Fazenda Lagoa das Piranhas nº-1, onde o topo do intervalo lamoso é marcado por um pacote de 20cm de areia fina a muito fina, bem selecionada, de aspecto sacaróide. O contato basal da camada de areia é irregular e constituído por um nível de intensa atividade de raízes.

A porcentagem de espícula de esponja aumenta da base para o topo, chegando a desenvolver um nível de até 10cm de espongólito no poço LL-1. A seção de topo é constituída por matéria orgânica vegetal atual, muito pouco argilosa e com grande quantidade de espículas de esponja e diatomáceas.

Figura 5.41. Perfis geológicos dos poços LL-1 (Lagoa Linda nº. 1); LP-1 (Lagoa Piranha nº. 1) e LA-1 (Lagoa Assombrada nº 1), obtidos por sondagem vibratória. São bastante semelhantes os perfis obtidos nas lagoas: todos mostram, da base para o topo, uma diminuição na quantidade de areia dispersa na matriz e também o pacote superior, rico em matéria orgânica, com a mesma espessura.

É interessante observar a grande semelhança entre as seções das lagoas perfuradas (Figura 5.41 A, B e C). Isso significa que elas tiveram gênese e evolução semelhantes e provavelmente contemporâneas. A seção lamo-arenosa da base das lagoas, com ocorrência de processos sedimentares eólicos associados aos lacustres, sugere um clima mais árido que não possibilitava o desenvolvimento de uma cobertura vegetal, se não nula, suficientemente escassa, a ponto de permitir o transporte eólico das areias para o interior do corpo aquoso. Datações por meio da termoluminescência apresentaram idade máxima de 41.000 anos A.P. para os depósitos de lagoa. A base da camada de argila

turfosa apresentou idade de 1540 anos A.P., obtida no poço LL-1 por meio da termoluminescência.

Para o topo a diminuição da fração arenosa, juntamente com o aumento da matéria orgânica (coloração mais escura) e a maior quantidade de espículas de esponja sugerem que o clima mostrava tendência a úmido. A camada arenosa que ocorre no poço LP-1 foi datada em 3230 ± 250 anos A.P. e pode representar uma rápida retirada da vegetação com intensificação de processos de assoreamento da lagoa.

Comparando os vários levantamentos aerofotográficos, e de acordo com informações de antigos moradores do local, observou-se que o nível d'água das lagoas subiu cerca de 2m desde 1953 (ano do levantamento aerofotográfico mais antigo). Este fato deve estar ligado à retirada da mata original e conseqüente diminuição no consumo de água subterrânea, provocando a subida do freático.

A integração dos dados obtidos nas testemunhagens das lagoas na análise do contexto regional está discutida no capítulo 6.

5.4 Apresentação da curva "G" de migração de margem

A curva de migração de margem "curva G" (G de Geomorfologia) é definida pela distância horizontal que um ponto na planície de inundação manteve do canal durante a deposição do intervalo estudado (um testemunho ou um perfil de afloramento, por exemplo). Os elementos utilizados para o traçado da curva G são: faciológicos, geoquímicos e paleontológicos:

Faciológicos: a seqüência faciológica de diques marginais pode determinar a aproximação ou distanciamento de um canal, conforme sua característica de margem erosiva ou deposicional, como foi tratado no item 5.3.2.1.

Geoquímicos: Farrell (1987) avaliou pela primeira vez a distância que determinada sucessão de "over bank" do rio Mississippi estivera do canal à época deposicional, por meio de sua coloração. No mencionado estudo, cores acastanhadas significariam ambiente oxidante, ou seja, maior drenagem, por conseguinte, maior proximidade do canal. Por outro lado, coloração cinza escuro a preto indicariam ambiente redutor, pouco drenado, mais distantes do canal.

Paleontológicos: já é sabido que a vegetação ribeirinha apresenta um zoneamento controlado pela morfologia do relevo da várzea. A vegetação arbórea, por exemplo, predomina nos locais mais elevados do ambiente (como os diques marginais, ao passo que as gramíneas ocupam predominantemente o interior da bacia de inundação ("back swamps"). Assim, estudos palinológicos provavelmente possam fornecer subsídios para o traçado da curva "G".

No perfil obtido no poço IN-1 (Figura 5.35) pode-se observar que o "0" (zero) da curva "G" corresponde à margem ou ao próprio canal, e todo ponto colocado à direita estará mais ou menos afastado dessa margem no momento em que foi depositado. O trecho basal abaixo de 7,5m de profundidade corresponde a depósitos de canal, portanto com a curva "G" ficando em "0". O intervalo imediatamente superior até 6,0m, revela a ocorrência de depósitos de diques marginais em margem deposicional (crescimento rápido da curva "G"), seguido de depósitos de planície de inundação

(ainda expansão da planície de inundação). O intervalo seguinte (6,0 a 4,5m) corresponde a uma seqüência típica de dique marginal em margem erosiva, o que provoca a deriva da curva "G" para a esquerda (aproximação do canal). Novamente a seqüência registra um ambiente de provável expansão de planície de inundação (a curva "G" afasta-se novamente do "0"). No trecho superior (de 2,25m até a superfície), novamente há o desenvolvimento de uma seqüência de dique marginal de margem erosiva, fazendo com que o canal se aproxime do ponto, e a curva "G" tenda a zero. Atualmente o canal está praticamente junto ao ponto onde foi executada a perfuração do poço estudado.

O conceito ora apresentado, muito embora ainda não totalmente desenvolvido, deixa antever uma grande aplicabilidade nos estudos fluviais. Assim, a curva "G" pode ser tomada como:

1) curva de correlação em áreas carentes de marcos estratigráficos: a curva obtida em vários pontos auxiliará a definir eventos maiores de erosão ou de sedimentação que tenham atuado no trecho estudado;

2) marco estratigráfico: quando associada a datações ou a marcos estratigráficos bem definidos, a curva "G" pode tornar-se uma poderosa ferramenta de correlação;

3) instrumento de recomposição paleoambiental: os padrões da curva "G" em vários pontos de uma determinada área poderá fornecer importantes informações paleoambientais tocantes a paleohidrologia e na avaliação da intensidade de processos erosivos e deposicionais que atuaram no sistema; e

4) na pesquisa mineral: indicando a tendência de maior ou menor isolamento que uma determinada área esteve em relação ao canal, poderá fornecer importantes subsídios na pesquisa, por exemplo, de turfa, esponglitos, diatomitos e determinadas argilas.

Cerca de trinta afloramentos em ilhas e margens do rio Paraná, na área de estudo, foram descritos e tiveram suas curvas "G" estabelecidas (Figura 5.42). O perfil obtido no testemunho do poço IN-1 foi tomado como base por conter o registro mais completo, inclusive com dados palinológicos e cronológicos (datações TL).

Primeiramente é necessário introduzir-se o conceito de fase construtiva e erosiva dentro da perspectiva da curva "G". *Fase construtiva* é um conceito aqui introduzido para designar um intervalo de tempo na história sedimentar de um sítio deposicional (ou trecho de um rio) em que os processos sedimentares de planície de inundação predominaram sobre os de canal. Neste caso ocorre crescimento de ilhas, anexação de ilhas às margens e expansão de planície de inundação. Em alguns casos pode significar predomínio do padrão meandrante no sistema. Quando um intervalo identificado com características construtivas, correlaciona-se com outros afloramentos de um determinado trecho de um rio (como no caso do exemplo que se segue), pode-se supor que o referido trecho foi submetido a uma fase construtiva. O registro faciológico de uma fase construtiva é formado por depósitos de planície de inundação ou de diques de margens construtivas e os sedimentos apresentam tons cinza a preto (pouca drenagem) e ocorre predomínio de polens de gramínea. Nesse intervalo a curva "G" afasta-se do 0. A *fase erosiva* é definida principalmente pela presença do perfil vertical de diques de margens erosivas e de fácies de canal, ou seja, a curva "G" tende a 0. Quando observada em conjunto esta fase identifica períodos de reativação dos canais fluviais por alterações no nível de base ou mudança climática, que aumentam a competência de transporte e erosão fluvial, e produzindo um sistema com características erosivas.

Quatro fases alternadas de construção e erosão foram definidas num intervalo de 8m testemunhado no

poço IN-1. As duas fases basais somente foram observadas no mencionado poço, uma vez que se encontram abaixo do nível d'água do rio. A fase basal de caráter erosivo é identificada pelos depósitos arenosos e canal, que estão recobertos por pelitos de planície de inundação pertencentes à fase construtiva subsequente.

A terceira fase que ocorre no poço IN-1, iniciou-se há 2.450 anos A.P. (datação TL), durando cerca de 1.620 anos (o topo foi datado pelo mesmo método em 830 anos A.P., embora esta datação seja duvidosa), foi reconhecida em quase todos os perfis (poços e afloramentos) descritos na área (Figura 5.42). O espesso pacote de lama e areia muito fina, com faciologia típica de planície de inundação, identifica esta fase como construtiva (curva "G" tende a se afastar do 0). Provavelmente o rio Paraná desenvolvia, na época de deposição desta fase, uma extensa planície de inundação de um sistema meandrante. Este fato é coerente com outros dados que serão abordados no próximo capítulo.

A última fase registrada tem características erosivas (curva "G" tendendo a 0) em quase todos os pontos estudados, devendo estar relacionada ao último rebaixamento do nível de base e à reativação do sistema fluvial para as condições que ele se encontra atualmente.

Figura 5.42. Correlação de perfis e evolução do rio Paraná baseada na curva "G" de migração de margem. Uma planície de inundação estabeleceu-se no local há cerca de 2450 anos A.P. (ilha Nanini), inaugurando uma longa fase construtiva. Canais foram abandonados (base dos perfis em outras ilhas) e vieram a constituir uma ampla planície de inundação correlacionável em todos os pontos estudados. A partir de 830 anos A.P.(?) o rio desenvolveu uma fase afetivamente erosiva, cujo registro (depósito de diques de margem erosiva) pode ser identificado em grande parte das ilhas e barrancos. Figura na pág. 183.

CORRELAÇÃO DE PERFÍS BASEADA NO PADRÃO DA CURVA "G" (EQUIDISTÂNCIA ENTRE PERFÍS)

Ainda que preliminar, este estudo revelou uma aplicação, aparentemente satisfatória, da curva "G" em depósitos fluviais. Acredita-se que, com seu desenvolvimento, a referida curva venha a ser empregada na compreensão da paleohidrologia e paleogeografia fluvial tanto de depósitos atuais como antigos.

Capítulo 6 DISCUSSÕES

As discussões específicas de cada assunto foram elaboradas nos capítulos pertinentes, ficando para o presente apenas aquelas de caráter mais abrangente, sendo abordadas, na medida do possível, dentro do contexto evolutivo da área.

6.1. Argilominerais e minerais pesados

A utilização de minerais de argila e minerais pesados no conhecimento da proveniência sedimentar e do paleoclima é um tema bastante atrativo para quem estuda depósitos antigos, modernos ou mesmo em deposição (carga suspensa de um rio, por exemplo). As investigações mineralógicas de sedimentos fluviais iniciaram-se na década de 20, e já nos primeiros estudos percebeu-se uma "boa correspondência entre a composição mineralógica de depósitos fluviais com a das formações geológicas da bacia de

drenagem" (Chamley, 1989, p. 61). Millot (1953) notou que os sedimentos do rio Niger no Sudão continham abundância em caulinita, um mineral típico dos solos lateríticos da sua bacia.

Fernandes (1992) analisou cerca de 165 amostras de superfície dos grupos Caiuá e Bauru, que constituem a maior parte da área da bacia hidrográfica do alto rio Paraná (Figura 6.1), encontrando o predomínio da caulinita (41%), secundada pela esmectita (40%) e illita (19%). Estes valores são bastante semelhantes ao da composição argilosa dos depósitos de várzea e de ilhas do rio Paraná na área estudada (Prancha 1, fotos 1, 3, 4, 5 e 6): caulinita (45%), esmectita (40%) e illita mais outros (15%). Infelizmente não foram feitas análises nos sedimentos suspensos do rio Paraná na área. Contudo, em seu trecho médio, Bertoldi Pomar (1984) determinou a seguinte composição de minerais de argila para esse tipo de sedimento: illita (54%), caulinita (37%) e montmorillonita mais clorita (9%).

A comparação desses valores (Figura 6.2) sugere, para o trecho estudado do rio Paraná, uma íntima associação entre os depósitos fluviais atuais e os grupos Caiuá e Bauru. O efetivo enriquecimento de caulinita verificada por Fernandes (*op. cit.*) para a porção superficial do Grupo Caiuá evidencia a atividade de laterização a que a região vem sendo submetida (Volkoff & Melfi, 1978).

Ao contrario dos argilominerais, os minerais pesados contidos na carga de fundo do rio Paraná (Tabela 6.1) não apresentaram boa correlação com a suíte desses minerais nos grupos Caiuá e Bauru. Santos & Fernandez (1992) postulam que a ocorrência de minerais meta estáveis estauroлита, cianita e sillimanita nos depósitos do rio indicaria que esses minerais teriam uma entrada mais recente no ciclo fluvial. Já a maior angularidade dos minerais

Figura 6.1. Ocorrência dos grupos Bauru e Caiuá na bacia hidrográfica do alto rio Paraná (Mod. Fernandes, 1992, fig. 1).

ultraestáveis e a alta percentagem de anfibólio angular não a pouco alterado poderia indicar uma proveniência do Embasamento Cristalino (Grupo Canastra?) e não propriamente dos grupos Bauru e Caiuá (Santos & Fernandez, *op. cit.*).

ANÁLISE DE ARGILOMINERAIS

Figura 6.2. Análise de argilominerais. Valores em porcentagem.

Essas observações, tanto sobre os minerais de argila como minerais pesados, deixam antever algumas hipóteses quanto à proveniência do material sedimentar do rio Paraná:

. Os argilo-minerais provêm, em sua maioria, dos sedimentos dos grupos Caiuá e Bauru, bem como dos colúvios deles originados. A entrada das argilas no sistema dá-se preferencialmente durante as cheias, quando a descarga de material sólido em suspensão aumenta consideravelmente, muito embora a concentração diminua (fig. 4.2, pág. 83).

. A carga de fundo provém, em sua maior parte, do retrabalhamento de antigos depósitos fluviais pré-holocenos originados em condições climáticas mais áridas que as atuais. Ao contrario do que se imagina, a rápida ocupação do solo na região Noroeste do Estado do Paraná, que intensificou os processos de voçorocamento em toda região "arenítica", não aumentou significativamente a carga de fundo do rio Paraná. A maior parte da areia retirada do solo

fica retida nos tributários menores do Paraná. Nesses locais o assoreamento atinge proporções alarmantes quanto ao impacto ambiental. Um exemplo disso é o ribeirão do Indio (próximo a cidade de Umuarama, PR) que no início dos anos 70 apresentava um canal estreito (20m) e relativamente profundo (2m), hoje, completamente assoreado, comporta-se mais como um pântano, onde a profundidade pouco ultrapassa 0,5m e o espelho d'água se estendendo por toda a várzea com cerca de uma centena de metros de largura.

Tabela 6.1. Minerais pesados em amostras de sedimentos provindos de barras centrais e laterais. Valores em % (Fonte: Santos & Fernandez, 1992).

Minerais	Barra lateral	Barra central	Média
Opacos	60,2	65,1	62,8
Estaurolita	5,4	4,3	4,8
Sillimanita	3,1	2,3	2,8
Zircão	0,7	0,7	0,7
Anfibólio	7,2	7,5	7,3
Piroxênio	0,9	0,2	0,6
Epídoto	3,8	4,6	4,1
Grenada	4,5	3,8	4,2
Turmalina	5,3	3,1	4,1
Cianita	7,7	6,5	7,2
Andalusita	0,7	0,2	0,3
Rutilo	0,4	0,5	0,6
Total	99,9	100,1	99,8

6.2. Datações absolutas, palinologia e interpretações paleoclimáticas

A integração dos resultados das datações absolutas (C_{14} e TL) e as análises palinológicas realizadas em testemunhos de sondagem obtidos tanto na várzea do rio Paraná, como nas lagoas da unidade geomorfológica Taquaruçu, permitiram a formulação de algumas hipóteses sobre o paleoclima local. Utilizando-se de uma integração de dados

de literatura elaborada por Jabur (1992) foi possível identificar, para os últimos 20.000 anos, dois períodos de aridez intercalados por dois períodos de melhoria climática para a região centro-sul do Brasil (Tabela 6.2).

O primeiro período de aridez encerra-se no limite Pleistoceno-Holoceno, onde inicia-se uma tendência de melhoria nas condições climáticas que vai culminar com o ótimo climático entre 5.000 a 6.000 anos A.P. (ótimo climático Atlântica). Esses dois períodos são perfeitamente identificados nos depósitos do rio Paraná. Uma recrudescência das condições climáticas áridas foi identificada entre 2.000 a 3.000 anos, seguida do retorno às condições de umidade anteriores, que se mantiveram até hoje. Não foram também obtidas evidências da chamada pequena idade do gelo, caracterizada pela intensificação do frio entre 1540-1670, 1740-1770 e 1800-1890 (Suguio, 1992).

Primeiro período de aridez: foi identificado em dois depósitos sedimentares de gênese diversa: nos depósitos de canal do rio Paraná aflorantes nas escavações da represa de Porto Primavera; e nos testemunhos de sondagem obtidos nas lagoas Piranhas e Assombrada, próximo à cidade de Taquaruçu na unidade geomorfológica homônima.

Os depósitos de canal do rio Paraná foram caracterizados como típicos de clima semi-árido, onde predominaram processos de fluxo de densidade (fluxo de grãos e ou fluxo de detritos). Duas datações por meio do C_{14} realizadas nesses depósitos revelaram idades superiores a 40.000 anos A.P. Isso comprova que a área esteve sob um clima de aridez ou semi-aridez pelo menos ao final do Pleistoceno.

Tabela 6.2. Flutuações climáticas no Quaternário. Autor, local: 1 e 2 - Barbosa, 1990, sul de GO; 3 - Schmitz, 1990, geral; 4 - Laming-Emperaire, 1968, rio Ivaí, PR; 5 - Bombim & Kiant, 1974, sul do RS; 6 - van der Hammer, 1990, sul do RS; 7 - Liu & Collinvaux, 1988, AM; 8 - Neves, 1991,itoral norte do RS; 9 - Bigarella, 1971, 1974,itoral do PR; 10 - Roth, 1990, planalto do RS; 11 - Cordetro, 1991,itoral do RS; 12 Bombim, 1976, RS; 13 - Vanzolini, 1970, geral; 14 - Ab'Saber, 1977, geral; 15 Turq et al, 1987, oeste de SP. Mod. de Jabur, 1992.

No segundo caso, a seção basal da sequência testemunhada nas duas lagoas era composta por lama (caulinita) de coloração amarelada com cerca de 20% de grãos de areia flutuando na matriz (vide 5.3.3.3 e Figura 5.41). Tal fábrica só pode ser explicada por processo de deposição eólica da areia naqueles corpos d'água sob a forma de "chuva de grãos". Essa condição sugere que os arredores dos sítios deposicionais tinham cobertura vegetal escassa ou mesmo ausente, para que fosse possível um transporte eólico efetivo. Tal condição de aridez foi também salientada pela coloração amarelada dos depósitos (ausência de matéria orgânica) e pelo seu baixo conteúdo polínico (material estéril em quase todas as lâminas estudadas). Datações por meio da termoluminescência efetuadas na base da seção argilosa apresentaram idades variando entre 23.540 ± 2.240 anos a 41.680 ± 4.880 anos A.P. (respectivamente nas lagoas Assombrada e Piranhas).

Progressivamente, para o topo da seção houve um aumento no teor de matéria orgânica (cores mais acinzentadas), uma redução na quantidade de areia "flutuante" na matriz (diminuição do processo de deposição eólica da areia) e um aumento no conteúdo polínico do depósito. Tais fatos sugerem o desenvolvimento de uma vegetação mais expressiva nos arredores do lago refletindo certamente uma melhoria nas condições climáticas.

A seção encerra-se com um pacote arenoso de 20 a 30cm de espessura cuja base foi datada em 3.230 ± 250 anos A.P. no testemunho do poço LP-1. Se esse pacote for interpretado como um período seco efêmero, seria bastante sugestiva sua relação como o segundo período de aridez (Tabela 6.2), que se verá mais adiante. Para o topo, a ocorrência de uma camada de matéria orgânica (turfa) muito rica no seu conteúdo polínico, demonstra que as condições climáticas mais úmidas retornaram ao ambiente no qual persistem até hoje.

Primeiro período de umidade: que culminou com o ótimo climático entre 5.000 e 6.000 anos A.P., e foi identificado principalmente nos depósitos de várzea e de ilha por uma mudança na padronagem do canal do rio Paraná. De canais aparentemente entrelaçados com sedimentação exclusivamente arenosa o rio passou a apresentar um padrão meandrante, com predomínio de termos finos (argila, silte e areia muito fina). Nessa condição foi construída uma ampla planície de inundação de consistência lamosa, cujo registro é bastante freqüente na área (vide item 5.4). Uma amostra próxima à base da seqüência de planície de inundação (poço ZV-1) apresentou uma idade de 4.870+/-100 anos A.P. (datação C14), dentro do intervalo do primeiro período de umidade. O conteúdo polínico, embora não tendo caracterizado uma associação típica da floresta pluvial atual, refletiu, pela grande quantidade de pólen encontrada, um período de melhoria climática.

Segundo período de aridez: aparentemente o recrudescimento da aridez ocorrido entre 2.000 a 3000 anos só foi identificado, ainda que precariamente, no poço LP-1, como foi acima comentado. Contudo, a presença de cactáceas dispersas na vegetação ribeirinha, pode ser interpretada como restos do segundo período de aridez ao qual a região foi submetida (Maack, 1968; Jabur, 1992 e Montovani *in* Jornal da USP, 13 a 19/9/93, p. 8). A própria entrada da floresta pluvial só tenha talvez ocorrido nesse período e não no ótimo climático do período anterior (Jabur, 1992).

Segundo período de umidade: corresponde a retomada das condições climáticas semelhantes às do primeiro período as quais se mantêm até o presente. Nesse intervalo estabelece-se definitivamente a mata pluvial atual. Análise

do conteúdo polínico dos depósitos desta fase (amostras providas dos poços IN-1, RE-1, TM-1) forneceram uma associação bastante semelhante à atual.

Estudos mais detalhados de palinologia, bem como o mapeamento e a análise dos níveis de paleossolo que ocorrem na região poderão pormenorizar a evolução paleoclimática e ambiental da região, cujo esboço preliminar já se deixa antever.

6.3. Evolução do sistema fluvial do rio Paraná

Grande parte dos autores que trabalham com a evolução da paisagem no Cenozóico continental brasileiro define o intervalo correspondente entre o final do Plioceno e o Pleistoceno Médio como o último grande período modelador do relevo, sobre o qual instalaram-se os modelados próprios de cada unidade geomorfológica (King, 1956; Barthelness, 1961; Bigarella & Ab'Saber, 1964; Maack, 1968; Braun, 1971; Fulfaro & Suguio, 1974; Soares & Landim, 1976a; entre outros). A essa época, a ampla superfície instalada na porção centro-sul do território brasileiro (equivalente à superfície Sul-Americana de King, *op. cit.*) começa a ser compartimentada e escavada pelas drenagens que viriam a compor a bacia hidrográfica do rio Paraná. Na porção oeste, o soerguimento da serra de Maracaju (tardi-contemporâneo à Serra do Mar, no leste) compartimenta as bacias dos rios Paraguai e Paraná. Ruiz (1963) postulou a sugestiva idéia de que a composição das gerações de cascalho, que ocorrem principalmente na região de Três Lagoas (MS) e estendem-se por toda margem direita do rio Paraná, refletiriam os estádios anterior e posterior ao soerguimento da mencionada

serra. Essa idéia foi corroborada pelos trabalhos de Fulfaro (1974), Fulfaro & Suguio, 1974 e Boggiani *et al.* (1991) que diferenciaram duas gerações de cascalho associados ao vale do rio Paraná: a geração quartzítica e a geração calcedônia (Fulfaro, 1974), posteriormente redefinida como geração ágata (Boggiani *et al.*, *op. cit.*).

Os rudáceos da Geração Quartzítica, mais alta topograficamente, compõem-se basicamente de blocos e seixos de quartzito e quartzo, provenientes do embasamento pré-Cambriano (Grupos Cuiabá, Corumbá, Alto Paraguai e "Granito São Vicente") aflorante na borda oeste e dispersos por toda porção ocidental da antiga bacia hidrográfica. Após o soerguimento do divisor de águas constituído pela serra de Maracaju, a área fonte dos rudáceos passou a constituir-se de rochas vulcano-sedimentares da bacia sedimentar do Paraná (principalmente basaltos, arenitos e sílex) e do próprio retrabalhamento dos cascalhos mais antigos. Talvez o mesmo mecanismo de soerguimento seguido da deposição de cascalho tenha ocorrido na porção oriental da bacia (cascalheiras dos rios Paranapanema, Grande, Ivaí etc.), mas não foi estudado neste trabalho, nem aparece na literatura.

A compartimentação geomorfológica do rio Paraná foi submetida a um novo aplainamento de caráter regional, reconhecido por vários autores com as denominações superfície de Guaira (Bartheless, 1961), P2 (Bigarella & Ab'Saber, 1964), Pd0=P2 (Bigarella & Mazuchowski, 1985), Superfície Interplanáltica I (Justus, 1985); Superfície Beira Rio (Justus *et al.* 1985). É nessa superfície, sob clima árido a semi-árido e intermitente movimentação tectônica, que começa a ser definido o atual canal do rio Paraná (Figura 6.3 A).

Figura 6.3. Morfogênese e evolução dos depósitos do rio Paraná, Porto Rico, PR. Figura na pág. 188.

A. Plioceno a Pleistoceno Inferior (2,0 a 1,8 m.a.): escavação da superfície de Guaira=P2=Pd0=Beira Rio (1, 2 e 3) com deposição de níveis de cascalho incluindo as gerações Quartzito e Agata (4, 5 e 6). Clima árido a semi-árido e atividade tectônica relativamente intensa (1, 2, 7 e 8). Início da definição da bacia hidrográfica do Paraná na sua configuração atual.

B. Pleistoceno Inferior a Médio: alternância de longos períodos de aridez e curtos períodos de clima úmido. Gerações das cascalheiras alta e média, não muito bem caracterizadas no rio Paraná (9 e 10). Aprofundamento do canal do Paraná com volumosa deposição areno-conglomerática.

C. Pleistoceno Médio a Superior: terraceamento da unidade geomorfológica Taquaruçu, deposição colúvio-aluvial da unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista e de vários níveis de cascalho correspondentes à cascalheira baixa (7, 9, 10 e 11).

D. Holoceno Inferior a Médio: aprofundamento do canal do Paraná e terraceamento da unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista. Instalação de ampla planície de inundação com o rio Paraná desenvolvendo canal meandrante. Afluentes da margem direita (Ivinheima, Samambaia, Esperança e Baile) também desenvolvem padronagem meandrante e escavam um terraço secundário sobre a unidade Fazenda Boa Vista (subunidade Fazenda Boa Vista Baixa).

E. Holoceno Médio ao atual: recrudescimento das condições da aridez (3.000 a 2.000) com geração de leques aluviais ao longo dos tributários da margem direita (subunidade Fazenda Boa Vista Leque). O talvegue do rio Paraná aproxima-se de sua margem esquerda, provavelmente por atividade tectônica associada a melhoria nas condições climáticas. Desajuste fluvial recicla os antigos depósitos arenosos pleistocenos impingindo características de canais múltiplos e entrelaçados. A erosão da antiga planície de inundação meandrante gera inúmeras ilhas no sistema.

(1) Barthelmess, 1960, (2) Bigarella e Ab'Saber, 1964, (3) Justus, 1985, (4) Fulfaro, 1974, (5) Fulfaro & Suguio (1974), (6) Boggiani et al., 1991, (7) Stevaux, 1991, (8) Barthelmess, 1961, (9) Dehira et al., 1981, (10) Bigarella e Mazuchowski, 1985, (11) Stevaux & Fernandez, 1991.

Grande parte do registro sedimentar do Pleistoceno na área não permitiu uma definição cronológica mais detalhada. Mesmo assim, algumas considerações sobre o clima, sedimentação e tectonismo puderam ser elaboradas. O clima apresentou-se árido a semi-árido na maior parte do período (ver item anterior e 5.3.1.2), com intensa sedimentação coluvial (unidade geomorfológica Taquaruçu) e aluvial, no próprio canal do rio Paraná e a efetiva formação de grande parte dos depósitos de canal do rio Paraná. (Figura 6.3 B). A continuidade da movimentação tectônica ascendente e ligeiramente basculante, gerou mais dois níveis de cascalheiras não muito evidentes na área, mas identificadas também por Dehira *et al.* (1981) no vale do rio Ivaí.

O vale do rio Paraná, graças ao intenso processo de agradação, se alargou, avançando em direção ao Estado do Mato Grosso do Sul, e erodindo os sedimentos inconsolidados da unidade geomorfológica Taquaruçu (Figura 6.3 C). Provavelmente nova intervenção tectônica provocou o aprofundamento do canal e a sua retirada em direção à margem esquerda, onde afloravam (e afloram) os arenitos duros da Formação Rio Paraná. A margem direita é novamente recoberta por um pacote de sedimentos colúvio-aluviais com cerca de 15 a 20m de espessura que viria a constituir a unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista.

Aparentemente, ao final do Pleistoceno os colúvios correspondentes à unidade geomorfológica Taquaruçu, que se desenvolvem à margem direita do rio Paraná, foram submetidos a processos pseudocársticos originando depressões acentuadas na superfície do relevo. Quando o clima propiciava umidade suficiente, estas depressões enchiam-se de água, vindo a formar lagoas ou pântanos que tinham grande importância como reduto faunístico na região. Em vista disso esses locais devem ser muito interessantes sob o ponto de vista da Paleontologia e Paleoecologia pleistocena e

holocena do centro-sul do Brasil. Inicialmente essas "dales" teriam formas circulares (várias lagoas atualmente ainda têm essa forma), não ultrapassando duas centenas de metros de diâmetro (Figura 6.4). Com a continuidade do processo pseudocárstico, as formas foram se ampliando e unindo-se umas às outras, vindo finalmente formar uma nova superfície rebaixada em relação à original (Popolizio, 1975 e 1982).

Figura 6.4. Lagoas circulares produzidas por processos pseudocársticos, muito comuns na área estudada e no médio curso do rio Paraná, província de Corrientes, Argentina (Popolizio, 1982, fig. 17 e 18).

Uma nova atividade tectônica acompanhada de mudança climática propiciou a reativação do sistema fluvial, provocando o aprofundamento do canal e a escavação de um terraço de aproximadamente 15m de altura nas areias da unidade Geomorfológica Fazenda Boa Vista (Figura 6.3 D). O clima úmido (ótimo climático) e a relativa estabilidade tectônica que se instalou na área permitiram, há cerca de 6.000 A.P. anos, a construção de uma extensa várzea, onde o rio Paraná desenvolvia um padrão de canal meandrante. A carga sedimentar, que se restringia a termos finos (areia fina/muito fina, silte e argila), por meio de um ativo processo de aggradação, sepultou os antigos depósitos arenosos e cascalhosos das fases anteriores.

Os ribeirões do Baile e Esperança, tributários da margem direita do rio Paraná, a exemplo do atual rio Ivinheima, desenvolveram um sistema meandrante ligeiramente represado, no terraço da unidade geomorfológica Fazenda Boa Vista. Esses tributários não desaguavam diretamente no rio Paraná, mas corriam-lhe paralelamente, vindo de encontro ao rio Ivinheima. As cicatrizes de antigos diques marginais e canais, bem como a distribuição característica da antiga mata ciliar, produto da atividade desses ribeirões, ainda eram passíveis de serem identificados nas aerofotografias de 1953 e 1965 (ver Anexo 1 e fig. 3.5 e 3.6). Atualmente a intensa atividade agropecuária destruiu, em parte, as mencionadas formas. Popolizio (1982) descreve situações semelhantes no trecho médio a inferior do rio Paraná, no Noroeste argentino, região de Corrientes e Resistência, relacionando-as a movimentações monoclinais de blocos (Figura 6.5). Essa hipótese não deve ser descartada nos estudos estruturais da área de Porto Rico.

Entre 2.000 a 3.000 anos A.P. a recrudescência das condições climáticas de aridez, ainda que não muito intensas (segundo período de aridez, vide 6.2), desativou o sistema meandrante dos tributários da margem direita, provocando a construção de leques alúvio-coluviais sobre o antigo sistema fluvial meandrante, que os mesmos tributários tinham desenvolvido na subunidade geomorfológica Fazenda Boa Vista Baixa. Essa nova forma foi denominada neste trabalho como Subunidade Fazenda Boa Vista Leque (Figura 6.3 E, vide também Anexo 1).

Figura 6.5. Morfologia de terraceamento e áreas inundadas associados a movimentos monoclinais de blocos (Popolizio, 1975, fig. 15).

Desde 2.000 anos A.P. as condições de umidade se reinstalaram na região, desativando parcialmente os leques mencionados. Os tributários, com maior poder de transporte e erosão, escavaram o espigão constituído pela subunidade Fazenda Boa Vista Alta, para atingirem a planície de inundação do rio Paraná.

Novo impulso tectônico ascendente provocou o atual desajuste o rio Paraná. O talvegue do canal, como de outras vezes, dirigiu-se para a margem esquerda até encostar-se nos paredões de arenito da Formação Rio Paraná. A padronagem se estabeleceu como multicanal em parte retilínea, legando uma ampla planície de inundação assimetricamente posicionada à margem direita.

Antigos canais do rio Paraná, agora semi-abandonados, vieram a constituir o complexo sistema anastomosado formado pelos rios Baía, Curutuba, Araçatuba e pelo próprio rio Ivinheima. Este sistema comporta também um grande número de canais secundários (canais do Baía, Poitã, etc.), lagoas (lagoas do Rodrigo, do Arroz, Paraguaia, etc.) e áreas pantanosas.

Mais duas transformações importantes ocorreram no canal do rio Paraná devido às últimas mudanças mencionadas. A primeira foi a instalação de uma fase erosiva no sistema (*vide* item 5.4), onde as atuais grandes ilhas do canal apresentam margens verticais com taxas de erosão bastante altas (*vide* item 4.4). A segunda diz respeito ao desajuste quanto à carga sedimentar hidro-transportada e à pendente do canal. Com a incisão do canal, os depósitos arenosos pré-holocenos do rio Paraná foram exumados e reintroduzidos à dinâmica fluvial. A quantidade e calibre do material do leito do rio tornou-se incompatível às condições hidrodinâmicas atuais, o que impõe ao Paraná uma forte tendência ao entrelaçamento ("braiding"). Tal desequilíbrio é também sentido quando se estuda a relação entre a pendente

e a vazão do rio (Figura 6.6) por meio da equação empírica estabelecida por Leopold & Wolman (1957).

Figura 6.6. Relação entre vazão e declividade para o rio Paraná segundo o modelo de Leopold & Wolman (1957).

6.3.1. Algumas idéias sobre o tectonismo da área

Se por um lado, a hipótese de um clima árido a semi-árido ter atuado durante quase todo o Pleistoceno é compartilhada tanto por geólogos como geomorfólogos, a ocorrência de atividade tectônica nesse período jamais gozou da mesma aceitação. Maack (1968) foi talvez o primeiro autor a admitir uma efetiva atividade tectônica na área, quando mencionou o sistema de falhas que ele denominou "fenda do cañion do Paraná", onde, próximo à localidade de porto Embalse, mediu um rejeito de 68m entre os blocos alto, do lado paraguaio e baixo, do lado brasileiro (Figura 6.7).

Figura 6.7. O canhão do rio Paraná em porto Embalce acompanha uma "linha de falha". As várzeas antigas do Pleistoceno situam-se atualmente 68m sobre o nível médio da água do rio (Maack, 1968, fig. 130).

Iriondo, & Suguio (1981) e Iriondo (1988) afirmam que tanto o rio Paraná como o Amazonas são claramente influenciados por neotectonismo. O Paraná, por sua vez, percorre 600 km ao longo de uma lineação tectônica de provável idade pleistocena. Essa lineação compreenderia um complexo de blocos menores com movimentação vertical independente (Iriondo, *op. cit.*).

Contudo, os inúmeros trabalhos geotécnicos realizados nas construções das barragens ao longo do rio Paraná, muito pouco ou nada mencionam sobre evidências de tectonismo ativo na área, sendo alguns categóricos em excluir tal possibilidade (Washburne, 1930 e Ruiz, 1963). A grande maioria dos relatórios dessas barragens se prendem a avaliação geotécnica do "maciço rochoso", sem uma contextualização estrutural mais regional. Os geomorfólogos, por sua vez, preferem explicar o complexo quadro de terraços, canais assimétricos, aprofundamento de talvegues e mudanças de padronagem de canal, apenas pelas mudanças climáticas que assolaram a região em toda sua história cenozóica.

Desde as características geomorfológicas das unidades mapeadas à verificação direta de falhas nos

depósitos associados ao rio (Figura 5.37), várias são as evidências de atividades tectônicas na região. Mesmo não incluindo a análise tectônica dentro dos objetivos deste trabalho, menos por interesse do que por incompetência do Autor, acredita-se que uma breve discussão de algumas idéias venham contribuir, ainda que modestamente, na compreensão, desse assunto.

A explicação para assimetria do canal do rio Paraná talvez seja um dos maiores focos de contradições entre os pesquisadores que trabalharam na área. Justus (1985) e Justus *et al.*, (1985) corroboram com outros geomorfólogos a idéia de que a diferença climática entre o Estado do Paraná (mais úmido) e o Estado do Mato Grosso do Sul (mais seco) propiciaria um maior aporte sedimentar ao rio Paraná vindo de oeste. Isso implicaria num assoreamento muito mais expressivo da margem direita e a constante migração do seu canal para a margem esquerda.

Essa assimetria pode também ser analisada do ponto de vista tectônico. A seção transversal ao canal na localidade de porto Primavera (Figura 6.8 A) fornece alguns subsídios muito sugestivos para o entendimento da tectônica da área.

O primeiro trata da diferença de espessura dos depósitos fluviais. No setor do atual canal o pacote sedimentar atinge até 30m de espessura, com idade que ultrapassa 40.000 anos A.P. (*vide* item 6.2), no setor da planície de inundação, os antigos depósitos de canal não atingem 10m. Isso indica que o canal manteve-se a maior parte de sua história deslocado para a margem esquerda do rio. Tal fato seria explicado por um ativo tectonismo de basculamento de bloco, ou pelo menos pela erosão diferencial do canal sobre uma zona fraturada mais antiga.

Figura 6.8. A) seção geológica do canal do rio Paraná em Porto Primavera evidenciando a superfície irregular de erosão do canal (CH) com forte caimento para a leste e uma possível falha normal na direção do canal. B) numa seção ideal a superfície de erosão do canal tende a ser horizontal (mod. Lerand & Oliver, 1974, fig. 2).

Outro fato interessante é o traçado do elemento de canal (CH) que se desenvolve sobre as formações Rio Paraná e Serra Geral. O contato entre o substrato e o pacote aluvial, que no setor da planície de inundação mantém-se aproximadamente plano na cota 235m, mergulha na direção do canal do Paraná, atingindo a cota de 215m, ou seja, 20m mais abaixo. Numa migração lateral sem imposição tectônica (Figura 6.8 B) se esperaria uma superfície erosiva mais regular e não com o forte mergulho apresentado.

Em terceiro lugar, constatou-se uma diferença de cota de 10m no contato entre as formações Rio Paraná e Serra Geral na região do talvegue do rio, que pode ser interpretada como uma falha normal com o bloco alto no Estado do Paraná. Obviamente deve-se levar em consideração que o contato entre as duas formações não é necessariamente

plano, mas na situação específica a idéia da falha é bem atraente.

O expressivo lineamento NE/SW que ocorre na porção oeste e noroeste da área, a inflexão no mesmo sentido que o rio Paraná adquire a montante das desembocaduras dos rios Ivinheima e Ivaí juntamente com a drástica mudança no curso do rio Ivinheima e dos demais córregos ao atravessar o suposto lineamento (Figuras 6.9 e 3.2), são as maiores evidências, em escala regional, de intervenção tectônica na morfologia do rio Paraná. O estabelecimento das unidades geomorfológicas Taquaruçu e Fazenda Boa Esperança balizadas entre o mencionado lineamento e o rio corroboram tal hipótese. A própria origem das lagoas da unidade Taquaruçu, se creditada a idéia de processos pseudocársticos, conforme o modelo elaborado por Popolizio (1975, 1982), implicaria num sistema de fraturas e falhas no substrato por onde seria drenada a água que solubilizara o cimento da cobertura coluvial da unidade.

A idéia aventada por Potter & Stevaux (1987) e por Iriondo (1988) de blocos falhados com basculamento para este que se repetiriam contiguamente por todo trecho superior e médio do rio Paraná, ainda que não comprovada, parece ser uma ótima hipótese de trabalho para quem se dedicar ao entendimento da tectônica da região.

6.4. Correlação entre trechos do rio Paraná

Ao se tentar organizar o mosaico de dados geológicos e paleoclimáticos disponíveis na literatura do rio Paraná, de modo a construir uma correlação entre seus trechos, depara-se com dois problemas principais. O primeiro

Figura 6.9. Imagem de satélite LANDSAT. O rio Paraná tem seu curso deslocado abruptamente da direção N-S para NE-SW pelos lineamentos Taquarugá-Anaurilândia (A) e Porto Rico-Rosana (B), onde atualmente ele se encaixa. Entre os dois lineamentos compartmentam-se as unidades geomorfológicas estudadas neste trabalho.

envolve a qualidade e quantidade dos dados disponíveis que para montante vão diminuindo. O segundo se refere ao comportamento e história geológica de cada trecho e a falta de continuidade física entre seus depósitos, principalmente no trecho superior.

O primeiro trabalho de correlação entre trechos de um rio foi realizado por Wilson & Breed (1964)

para o rio Arizona, onde os autores dispunham de uma bibliografia bastante ampla que permitiu uma correlação bem apurada de dezesseis trechos do referido rio. No caso do Paraná foram considerados cinco trechos que incluem a área estudada (Porto Rico), o trecho do canhão do Paraná (a jusante de Guaira), o trecho de Misiones (que se estende entre a fronteira do Paraguai e Argentina), o trecho médio ou de Santa Fé (entre Corrientes até Rosario na Argentina) e o delta do rio Paraná, na sua foz (Figura 6.10).

O intervalo de tempo estudado vai do Mioceno ao Recente e estão registradas as unidades estratigráficas reconhecidas (formais ou informais), os eventos tectônicos mais importantes, os elementos geomorfológicos regionais e as condições climáticas vigentes (Figura 6.11).

Figura 6.10. Trechos do rio Paraná.

O trecho de Santa Fé é o mais rico em dados e com o que melhor se correlacionou com a área de Porto Rico. Os trechos contíguos do canhão do Paraná e de Misiones são os mais desconhecidos.

O elemento mais antigo nos trechos brasileiros é a superfície Sul-americana que, ao final do Mioceno, começa a ser escavada dando origem a drenagem Paraná-Paraguai. Os trechos de Santa Fé e do delta estão à essa época, submersos pelo mar (Formação Paraná).

O estabelecimento da serra de Maracaju no Plioceno é acompanhado por vários pulsos de soerguimentos que encontram equivalentes nos trechos argentinos (tectonismo La Paz-Paraguai, Ituzaingó e Tostados-Sallado) e talvez correspondam ao lineamento NE/SW que ocorre na borda noroeste da área estudada. Todas essas movimentações são reativações de sistemas de falhas preexistentes (Iriondo, 1990b, 1991).

O registro mais antigo do rio Paraná no trecho de Porto Rico remonta provavelmente ao início do Pleistoceno, época em que presume-se tenha sido escavado o canal atual do rio. No trecho argentino de Santa Fé os depósitos do rio Paraná se identificam pela Formação Ituzaingó de idade pliocênica.

Outro evento de reconhecimento regional, cujo registro se estende desde Porto Rico até Santa Fé, foi o **segundo período de aridez**, que na Argentina é identificada pela Formação Guillermo composta por siltes eólicos: loes (Iriondo *et al.*, 1988).

Os períodos de aridez e umidade são bastante correlacionáveis nos vários trechos do rio Paraná.

Figura 6.11. Quadro correlativo dos trechos alto, médio e baixo do rio Paraná.

7. Capítulo CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE ESTUDO

7.1. Evolução do sistema do rio Paraná

. A Geomorfologia e os depósitos associados ao rio Paraná na área de Porto Rico (PR) procedem de um quadro evolutivo iniciado no final do Terciário, tendo seu atual arcabouço sido desenhado no Pleistoceno Inferior a Médio.

. Os principais estádios evolutivos pelos quais passou o rio Paraná foram: 1. escavação da Superfície de Guaíra (Mioceno), 2. definição do canal atual e instalação de padrão entrelaçado (Pleistoceno Inferior a Médio); 3. terraceamento das unidades colúvio-aluviais da margem direita (em etapas, até o final do Pleistoceno); 4. instalação do padrão de canal meandrante e construção da atual planície de inundação (a partir do início do Holoceno, principalmente entre 6.000 e 4.000 anos A.P.); 5. mudanças

no padrão dos tributários e dos leques alúvio-coluviais da margem direita (3.000 a 2.000 anos A.P.) e 6. estágio atual multicanal em desajuste quanto a carga sedimentar e padrão.

. Tanto as variações climáticas como o tectonismo atuaram na modelagem da bacia e do vale do rio Paraná. Os principais eventos de câmbios climáticos foram: 1. clima árido a semi-árido durante quase todo o Pleistoceno (1º. período de aridez), com provável intermitência de melhoria climática que não deixaram registro sedimentar significativo; 2. clima úmido iniciado no Holoceno, com culminância no ótimo climático a cerca de 6.000 anos A.P. (1º. período de umidade); 3. recrudescimento da condição de aridez no intervalo de tempo entre 3.000 e 2.000 anos A.P.; e 4. condições climáticas atuais.

. Os principais eventos tectônicos que influenciaram a área estudada foram: 1. levantamento da serra de Maracaju com a compartimentação das bacias do Paraná e Paraguai (provavelmente tardi-contemporaneamente à elevação da serra do Mar) e a escavação do canhão do rio Paraná no trecho de Guaíra a Foz do Iguaçu; 2. instalação (ou reativação) de um sistema de falhas normais com basculamento de blocos, que atuou suave porém continuamente durante toda a evolução da área.

7.2. Faciologia e modelagem sedimentar

- Os modelos faciológicos consultados na literatura não se encaixaram à arquitetura faciológica dos depósitos do Paraná. A grandeza dos rios usados como modelo juntamente com suas histórias quaternárias (a grande

maioria, fortemente influenciada pelas características glaciais herdadas da última glaciação) são as causas principais da inaplicabilidade dos modelos.

- Também nunca foram considerados fatores de primordial importância para a geração de modelos como: 1. a característica deposicional ou erosiva do trecho estudado, principalmente na aplicação de modelos recentes em depósitos antigos; 2. a correlação entre as formas de leito e a faciologia pré-atual estudada, ou seja, definir se o sistema está ou não desajustado. Deve ser lembrado que os estudos quase sempre se desenvolvem nos terraços e margens e que na maioria das vezes são exatamente gerados pelo desajuste fluvial.

- Os principais elementos arquitetônicos encontrados foram: canal (CH), sendo provavelmente a melhor exposição deste elemento no mundo; frente de macroformas (FM); acréscimo lateral (LA) e forma de leito e cascalho (GB). O ciclo faciológico de preenchimento de canal em relação aos elementos arquitetônicos para o rio Paraná é:

SG/GB -> FM -> LS -> (GB) -> LA -> (OF),

com predomínio do elemento FM, diferindo daqueles propostos por Miall (1985),

- A grande maioria dos sedimentos arenosos do rio Paraná provém do retrabalhamento de material depositado nas antigas fases de sedimentação pré-holocenas, exumadas e recicladas após seu último estágio evolutivo.

- Cerca de 70% de área da planície aluvial do rio corresponde à planície de inundação, sendo que mais da

metade desses depósitos foram originados por diques marginais.

- Os depósitos de bacia de inundação compreendem seis unidades faciológicas que se repetem e se combinam na sucessão sedimentar.

- O estudo dos rudáceos ainda está pouco desenvolvido, mas preliminarmente pode ser comprovada sua importância na determinação da proveniência e na história tectônica e climática da área. Além do detalhamento da descrição e do posicionamento topográfico, esses depósitos devem ser estudados no que concerne à composição dos termos mais finos (minerais pesados e leves, argilo-minerais e fitólitos), bem como na revisão dos modelos genéticos disponíveis na literatura.

- A curva de migração de margem, curva "G", baseada no registro sedimentar (faciológico, fossilífero e geoquímico) pode vir a ser uma ferramenta muito útil nos estudos estratigráficos, paleohidrológicos e paleogeomorfológicos fluviais.

7.3. Geomorfologia

- A área pode ser dividida em 5 unidades e 6 subunidades geomorfológicas, que se mostraram bastante operacionais para a escala de trabalho adotada (1:100.000).

- As lagoas abundantes na unidade geomorfológica Taquaruçu, apresentam idade superior a 40.000 anos A.P pelo método TL (datações efetuadas pelo Dr. Watanabe do Instituto de Física da USP alcançaram valores superiores a 200.000 A.P.), o que as torna muito importantes nos estudos paleoclimáticos e paleontológicos para o Quaternário.

- A origem dessas lagoas ainda é um tema aberto para estudo. No entanto, a idéia de gênese ligada a processo pseudocárstico é bastante sugestiva.

- O padrão do rio Paraná não se encaixa nos modelos propostos na literatura, mas a grosso modo foi tentada uma divisão em dois tipos de padrões principais. O complexo principal multicanal-unicanal, com características mistas (retilíneas, anastomosadas, entrelaçadas e meandantes, onde a sinuosidade aumenta com a ordem do canal). E o complexo anastomosado, desenvolvido pelos canais secundários que cortam a planície de inundação do sistema.

7.4. Dinâmica fluvial

- As formas de leito encontradas no rio foram: ondulações, macro ondulações e dunas subaquosas. Estas formas apresentaram boas correlações com os depósitos atuais de barras arenosas de canal.

- As formas se alteram muito pouco durante as cheias normais (as catastróficas ainda não foram estudadas) mas são retrabalhadas intensamente durante os períodos de nível d'água normal.

- O talvegue do rio migra com velocidade variada, conforme sua posição no sistema. A seção nodal apresenta menor migração de talvegue com $2,7\text{m.ano}^{-1}$ ao passo que na seção de maior entrelaçamento a variação do passeio do talvegue foi de 56m.ano^{-1} .

Capítulo 8 BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N., 1955. Bacia do Paraná-Uruguai. **Estudo de geomorfologia aplicada**. CIBPU, V. 1, p 76-93.
- AB'SABER, A., 1969a. Ritmo da epirogênese pós-cretácea e setores das superfícies neogênicas em São Paulo. **Geomorfologia**. Univ. São Paulo/Inst. Geog., n.17, p.1-19.
- AB'SABER, A., 1969b. Os baixos chapadões do oeste paulista. **Geomorfologia**, São Paulo, v.17, p. 1-8.
- AB'SABER, A.N., 1971. Fragmentos de leitura na mira crítica-I-1971. **Sedimentologia e Pedologia**, 2. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia. p. 30-37.
- AGOSTINHO, A.A., BORGHETTI, J.R., VAZZOLER, A.E. e GOMES, L.C., 1991. Itaipu Reservoir impacts on the ichthyofauna and biological bases for its managements. **Annals of Internatioanl Workshop on Regional Approach to reservoir and manegement in La Plata Basin: focus on environmental aspects**. S. Carlos-Foz do Iguaçu/Brasil and Jaciretá/Argentina, 1991, UNC/RD/DUMEP (no prelo).
- ALLEN, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, v.5, p. 89-191.
- ALLEN, J.R.L., 1968. The nature and origin of bed-form hierarchies. **Sedimentology**, v.10, n.3, p.161-182.

- ALLEN, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstone (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, v. 33, p. 237-293.
- ALMEIDA, F.F.M., 1956. O planalto Brasileiro da bacia do Paraná. *Boletim de Geografia*, São Paulo, v. 24, p. 3-34.
- ALMEIDA, F.F.M., 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo*, n.41, p.167-262. São Paulo.
- ARID, F.M. & BARCHA, S.F., 1971. Sedimentos Neocenoicos no vale do rio Grande. *Sedimentologia e Pedologia*. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia. n.2, p.1-29.
- ANDERSON, G.S. & HUSSEY, K.M., 1962. Alluvial fan development at Franklin Bluffs, Alaska. *Proceedings Iowa Academy of Science*, v.69, p.310-312.
- BACKER, V.R., 1978. Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. In: *Fluvial sedimentology*, A.D. Miall (ed.), Can. Soc. of Petrol. Geol., p. 211
- BANGNOLD, B., 1960. Some aspects of the shape of river meanders. *U S Geological Survey*, Professional Paper n. 282-E, p. 135-144.
- BERTOLDI-POMAR, H., 1984. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná (III. Componentes sólidos transportados en suspensión). *Revista de La Asociación de Ciencias del Litoral*, n. 15, p. 25-46.
- BARTHELNESS, H., 1960. Comentário geomorfológico sobre o vale do rio Ivai. *Boletim Paranaense de Geomorfologia*, a. 1, n. 1, p. 8-17.
- BARTHELNESS, H., 1961. Inferências de comportamento de uma drenagem. *Boletim Paranaense de Geografia*, n. 2 e 3, p. 6-13.
- BIGARELLA, J.J., 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método C^{14} . *Paleoclimas*, USP. Instituto de Geografia, p.1-22.
- BIGARELLA, J.J., 1975. Lagoa dune field (State of Santa Catarina, Brazil) a model of eolian and pluvial activity. In: Bigarella, J.J. & Becker, R.D. (ed.),

International Symposium of the Quaternary, Special Contributions. Southern Brazil, p.133-372.

- BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A., 1964. Palaeogeographische und Paleoklimatische Aspekte der Kaenozoikus in Sudbrasilien. *Z. Geomorph.*, Berlin, v. 8, n. 3, p. 286-312.
- BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R. e SILVA, J.X., 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geociência*, n.16/17, p.117-151.
- BIGARELLA, J.J. e MAZUCHOWSKI, J.Z., 1985. Visão integrada da problemática da erosão. In: **III Simpósio Nacional de Controle da Erosão**. Livro Guia. Maringá, PR, 332p.
- BOGGIANI, P.C., COIMBRA, A.M. & FAIRCHILD, T.R., 1991. Seixos silicosos da cascalheiras dos rios Paraná e Araguaia: nomenclatura e proveniência. In: **Simpósio Regional de Geologia 5**, São Paulo. Bol. de Resumos.
- BRAUN, O.P.G., 1971. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira Geografia*, v.32, n.32, p.1-36.
- BRICE, J.C., 1964. Channel patterns and teraces of the Loup River in Nebraska. U.S. Geological Survey, Prof. paper 422-D.
- BROWN, E.N., 1968. Planation surface. In: Fairbridge, R.W. (Ed): **The Encyclopedia of Geomorphology**. New York, Reinhold Book Co., 856p.
- BOULTON, G.S., 1971. Till, genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen. In: **Till - A Symposium**. Ohio State University Press., Columbus, Ohio, p.41-72.
- CAMPBELL, C.V., 1976. Reservoir geometry of a fluvial sandstone. *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v.60, p.1009-1020.
- CANT, D.J. & WALKER, R.G., 1978. Fluvial process and facies sequences in the sandy braided South Saskachewan River, Canada. *Sedimentology*, v.25, p.625-648.
- CESP, 1983a. Ilha Solteira. **Simpósio sobre Geotecnia do Alto Paraná**, v.1, p. 305-358.
- CESP, 1983b. Jupiá. **Simpósio sobre Geotecnia do Alto Paraná**, v. 1, p. 435-459.

- CESP, 1985. Mapeamento geológico-geotécnico da fundação da ensecadeira incorporada à barragem de terra da margem direita. Porto Primavera. Relatório técnico PP/TC/01/140/RT-0812.
- CHAMLEY, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag Ed., 623 p.
- CHITALE, S.V., 1970. River channel patterns. *Journal of Hydraulic Division*, v.9, n.1, p.201-221.
- CHRISTOFOLETTI, A., 1981. *Geomorfologia Fluvial*. Editora Edgard Blucher Ltda., 313p.
- CODIGNOTTO, J.O., 1987. Novo método cronoestratigráfico aplicável nas acumulações quaternárias de praia. I Congresso da ABEQUA, Porto Alegre, p. 335-342.
- CODIGNOTTO, J.O., BERS, C.A. E TREBINO, L.G., 1986. Nuevo metodo cronoestratigrafico. Morfocronologia en secuencia deposicional. *Revista de la Asociación Geologica Argentina*, n. XLII, p. 462-468.
- COLEMAN, J., 1969. Brahmaputra River: channel process and sedimentation. *Sedimentary Geology*, v.3, p.129-139.
- COLLINSON, J.D., 1978. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary environments and facies*. New York, Elsevier, p.13-60.
- COLLINSON, J.D., 1981. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary and Facies*. Blackwell Scientific Publication, London, p.15-60.
- COLTRINARI, L., 1975. Contribuição à Geomorfologia da região de Guaratinguetá-Aparecida. Tese de doutoramento. Universidade de São Paulo, Inst. de Geografia, 156p.
- CROSS, T. A. & SMITH, N. D., 1985. Comparative anatomy of contemporary and ancient crevasse splay and anastomosed channel complexes. III International Fluvial Sedimentology Conference. Abstract Volume. Fort Collins, Colorado, USA. p. 14.
- DALCON S/A, 1987. Coletânea de relatórios de sondagens geotécnicas. sem numeração, relatório interno, inédito.
- DEHIRA, L.K., BRAGA, T. de O., PONÇANO, W.L., GOMES Fº., A., PIRES NETO, A.G., RICCOMINI, C. e MELO, M.S., 1981. Sedimentos cenozóicos na região de Paranavaí-Cianorte, PR. *Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, Atas*, v. 2, p. 14-24.

- DESLOGES, J.R. & CHURCH, M., 1987. Channel and floodplain facies in a wandering gravel bed-river. Ethridge, G.F.; Flores, R.M. and Harvey, M.D. (Ed.), **Recente development in Sedimentology**. Soc. Econ. Paleon. Miner., Oklahoma, EUA. p.191-196.
- DRAGO, E.C., 1977. Campanha "Karatela I" al largo del río Paraná médio II: formas del lecho en su cauce principal. *Rev. Assoc. Cien. Nat. Litoral*, v.8, p.57-62.
- DRAGO, E.C., 1990. Hydrological and geomorphological characteristics of the hydrosystem of the middle Paraná River. *Acta Limnológica Brasileira*, v. III, p. 907-930.
- EASTERBROOK, D.J., 1982. Glacial Sediments. In: Scholle, P.A. e Spearing, D. (Ed.), **Sandstone Depositional Environment**, Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 31, p. 1-10.
- FARREL, K.M., 1987. Sedimentary and facies architecture of overbank deposits of Mississippi River, False River region, Louisiana. In: Ethridge, F.G., Flores, R.M. e Harvey, M.D. (Ed), **Recente development in fluvial sedimentology**. Soc. Econom. Paleon. Miner., Spec. Publ. n.39, p. 111-120.
- FERNANDES, L.A., 1992. A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os Grupos Bauru e Caiuá. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. Inédito, 129p.
- FERNANDEZ, O.V.Q., 1990. Mudanças no canal fluvial do rio Paraná e processos de erosão nas margens: região de Porto Rico, PR. Dissertação de mestrado, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro. Inédito. 96p.
- FERNANDEZ, O.V.Q., SANTOS, M.L. dos & STEVAUX, J.C., 1990. Evolução de conjunto de ilhas no rio Paraná região de Porto Rico, PR., **XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia**, Bol. de Resumo, p. 82.
- FERREIRA, F.S.F., MORAES, R.A.V., FERRARI, M.P. e VIANNA, R.B., 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. **III Simpósio Regional de Geologia**, São Paulo, Atas, v. 1, p. 226-240.
- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H., 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Trans.*, v.17, p.105-125.

- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H., 1969. Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* v.53, p.30-54.
- FISK, H.D., 1944. **Geological investigation of the alluvial valleys of the lower Mississippi River.** Mississippi River Comission, Vicksburg, 78 p.
- FISK, H.D., 1947. **Fine grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity.** Mississippi River Comission, Vicksburg, 82 p.
- FISK, H.D., 1952. **Geological investigation of the Atchalfalay Basin and problem of Mississippi River diversion.** Corps of Engineers, U.S.Army, Vicksburg. Vol. I e II.
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E., 1978. **Principles of Sedimentology.** John Wiley & Sons, 792 p.
- FULFARO, V.J., 1974. **Depósitos de cascalho da bacia hidrográfica do rio Paraná.** Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Relatório Interno s/n, 20 p.
- FULFARO, V.J. & SUGUIO, K., 1974. O Cenozóico paulista: gênese e idade. *Anais XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre*, v.3, p.91-101.
- FULFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V. e VIANNA, R.B., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, v.12, n. 4, p. 590-610.
- FURNAS CENTRAIS ELETRICAS S.A., 1974. **Bacia do rio Paraná trecho Guaíra-Jupiá. Levantamento aereofotogramétrico e perfis topográficos (ELETROSUL).**
- GALLOWEY, W.E., 1981. Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal plain fluvial system. In: Ethridge, F.G. & Flores, R.M. (Ed.), **Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration.** Soc. Econ. Paleon. Miner., Spec. Publ. n.31, p.127-156.
- GEYH, M.A., BENZER, J.H. e RHODESCHMAN, G., 1977. Problem of dating Pleistocene and Holocene soils by radiometric methods. In: Yaalon, D.H. (ed.), **Paleopedology: origin, nature and dating of paleossols.** International Soc. Soil Science and Israel University Press, Jerusalem. p.63-75.

- GRAVANOR, P.C. & KUSPSCH, W.O., 1967. Ice desintegration features in Western Canada. *Journal of Geology*. v. 67, p. 48-64.
- GRENN, C.P. & MCGREGOR, D.F.M., 1980. Quaternary evolution of the River Thames. In: Jones (Ed.), *The shaping of Southern England*. Acad. Press., London, p. 177-202.
- GREEN, C.P. & MCGREGOR, D.F.M., 1987. Rivers terreces: a stratigraphic record of continental change. In: Gardiner V. (ed.), *International Geomorphology*. Part I, 977-987.
- GUIDICCINI, G. & FERNANDEZ 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: *Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, v.1, p.155-165.
- GUSTAVENSON, T.C., ASHLEY, G.M. e BOOTHROYO, J.C., 1975. Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. In: *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Soc. Econ. Paleon. Miner., Spec. Publ. n.23, p.264-280.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. e WALKER, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleon. Miner.*, short course 2.
- HASUI, Y. *et al.*, 1982. *Geologia, geomorfologia, tectônica e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna*. Inst. de Pesq. Tecn. de São Paulo (IPT, monografia, 7).
- HASUI, Y. *et al.*, 1989. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. Secretaria da Ciência, Tecnologia e Desenvolvimento do Estado de São Paulo. 2 vol. Relatório interno n. 27 394.
- HASZENLDINE, R.S., 1983a. Fluvial bars reconstruction from a deep, stright channel, Upper Carboniferous coal field of northeast England. *Journal of Sedimentary Petrology*, n.53, p.1233-1248.
- HASZENLDINE, R.S., 1983b. Descending tabular cross-bed sets and bounding surfeces from a fluvial channel in Upper Carboniferous coalfield of north-east England. In: Collinson, J.D. and Lewin, J. (Ed.). *Modern and ancient fluvial system*. International Association of Sedimentology, Spec. Publ., n.6, p.449-456.

- IRIONDO, M.H., 1972. Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraná, desde Helvecia hasta San Nicolas, República Argentina. *Rev. Assoc. Geol. Argen.*, tomo XXVII, n.2, p.155-160.
- IRIONDO, M.H., 1988. A comparision between the Amazon and Paraná Rivers Systems. *Mitteilung der Geologisch-Paleontologisches. Universitat Hamburg* (pre-print).
- IRIONDO, M.H., 1990. Relacion longitud de onda/caudal en los rios Chaco-pampeanos. *Actas da 3a. Reunión Arg. de Sedimentologia*. San Juan, p.145-150.
- IRIONDO, M.H., 1990. The Quaternary of Northeastern Argentina. In: Rabassa, J. (ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A. A. Balkema/Roteterdam, Ushaia, p. 51-71.
- IRIONDO, M.H., 1991. El Holoceno en el Litoral, *Com. Mus. Prov. Ciencias Naturales "Florentino Ameghino"*, Santa Fé (Argentina), v. 3, n. 1, 40p.
- IRIONDO, M.H. e DRAGO, E.C., 1972. Descripcion cuantitativa de dos unidades geomorfológicas de la llanura del Paraná medio, Republica Argentina. *Rev. Assoc. Geol. Argen.*, tomo XXVII, n.2, p.143-160.
- IRIONDO, M.H. & SCOTTA, E., 1978. The evolution od the Paraná River delta. *Int. Symp. on Coastal Evolution in Quaternary, INQUA*, São Paulo (Brasil, proceedings, 405-418.
- IRIONDO M, & CERUTI, C.N., 1981. Las unidaqdes geomorfológicas fluviales del extremo noroeste de Entre Rios y su relacion con los asentamientos humanos prehispanicos. *Rev. de la Asociacion de Ciencias Naturales del Litoral*, n. 12, p. 72-84.
- IRIONDO, M. & SUGUIO, K., 1981. Neotectonic of the Amazon Flood Plain. *Bull. of the INQUA, Tectonic Commission*, n. 4, p. 72-78, Stokholm.
- IRIONDO, M.H., ALTAMARINO, L. e SANGUINETTI, J., 1988. Parque San Martin e La Toma Vieja, guia de campo n. 2 y 3, *Simposio Internacional sobre o Holoceno en América del Sur*, 16p.
- ITAIPU BINACIONAL, 1990. Estudo sobre carga suspensa na bacia do rio Paraná no período 1986-1988. Relatório Interno s/n. 2 vol.

- JABUR, I.C., 1992. **Análise paleoambiental do Quaternário Superior na bacia do alto Paraná**. Tese de doutoramento. Universidade Estadual Paulista UNESP. Instituto de Geociências e Exatas, Rio Claro, SP. Inédita, 184 p.
- JABUR, I.C. & SANTOS, M.L. dos. 1984. Revisão estratigráfica da Formação Caiuá. **Boletim de Geografia**, Maringá, v.2, p.91-106.
- JABUR, I.C. & BASSACO, D.C., 1991. Sedimento de fundo do rio Baía. I Encontro Científico da Universidade Estadual de Maringá. Bol. de Resumos.
- JACKSON, R.G., 1978. Preliminary evolution of lithofacies models for meandering alluvial streams. In: Miall, A.D., ed., **Fluvial Sedimentology**. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, Albert, Canada, p. 543-576.
- JENNINGS, A.E. & FORMAN, S.L., 1992. Thermoluminescence properties of a deglacial marine sequence from Cumberland Sound, Arctic Canada: sedimentologic and geochronologic implications. In: **Marine Geology**, n.103, p.111-123.
- JUSTUS, J.O., 1985. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar**. Dissertação de mestrado, Univ. Fed. Bahia., 204p.
- JUSTUS, J.O., 1990, Hidrologia da Região Sul. In: IBGE, **Geografia do Brasil**, v.2, p.189-216.
- JUSTUS, J.O., BRASIL, A.E. e HERRMAN, M.L., 1985, Projeto Geomorfologia. In: **RADAMBRASIL**, folha SF 22 Paranapanema. Rio de Janeiro.
- JOHNSON, A.M., 1970. **Physical process in Geology**. Freeman, Coper. San Francisco, 577p.
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano XVIII, No. 2, p. 3-48.
- KIRK, M., 1983. Bar development in a fluvial sandstone (Westphalian "A"), Scotland. **Sedimentology**, v. 30, p. 727-742.
- KLEIN, R.M., 1975. Southern Brazilian phytogeographic features and the probable influence of Upper Quaternary climatic changes in floristic distribution. In: Bigarella, J.J. & Becker, R.D. (ed), **International Symposium on the Quaternary**, Special Contribution. Boletim Paranaense de Geociências, n. 33, p. 67-78.

- KONTA, J., 1985. Crystalline minerals and chemical maturity of suspend solids of some major world rivers. *Miner. Petrogr. Acta*, 29A, p. 121-133.
- KRAUS, M.J., & BOWN, T.M., 1985. Paleossols and time resolution in alluvial stratigraphy. In: Wright, V.P. (Ed.), *Paleossols - their recognition and interpretation*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p. 180-207.
- LATEREILLE, G. & LE GRIEL, A., 1980. Reconstuction du système des terraces de la Loire dans les bassins de Roane et de Digoin à l'aide des miméraux lourds. *Revue de Geologie Dynamic et Geography Physic.* v. 22, f. 3, p. 223-228, Paris.
- LEOPOLD, L.B. & MADOCK, T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiography implications. *U.S. Geol. Survey, Professional Paper 252*, Washington, 57 p.
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G., 1957. River patters, braided, meandering and straight. *U. S. Geol. Surv. Professional Paper*, 282-B, 85 p.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P., 1964. *Fluvial process in geomorphology*. W.F. Freeman & Co., San Francisco, 522 pp.
- LERAND, M.M. & OLIVER, T.A., 1974. Recognition of fluvial depositional environment: the meandering stream model. In: Shawa, M.S. (ed.), *Use of sedimentary structures for recognition if clastic environments*. Canadian Society od Geologists. p. 13-22.
- MAACK, R., 1968. *Geografia Física do Paraná*. Secretaria da Cultura e do Esporte do Governo do Estado do Paraná. ED. José Olimpo S.A., 450 p.
- MARTIN, L.; MÖRNER, N-A; FLEXOR, J-M e KENITIRO, S., 1986. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. *Boletim IG/USP, Publicação Especial 4*, 161p.
- MELO, M.S. 1990. *A Formação Pariqüera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. Dissertação de mestrado, IG/USP, inédito, 211 p.
- MIALL, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, n. 13, p. 1-62.
- MIALL, A.D., 1978. Fluvial sedimentology: an historical review. In *Fluvial sedimentology*, (Ed. A.D. Miall) Can. Soc. of Petrol. Geol., p. 1-47.

- MIALL, A.D., 1985. Architectural-element analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, n. 22, p. 261-308.
- MILLOT, A.D., 1953. Mineraux argileux et leurs relations avec la Géologie. *Rev. Inst. Franc. Pétrole.* n. 8, spéc. pub., p. 75-86.
- MILLOT, G., 1980. Les grands aplainissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux e desertiques. *Mém. Ser. Soc. Géol. de France*, n. 10, p.295-303.
- MILLOT, G., 1983. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic process. *International Symposium Lataterization*, Proc. II. São Paulo, Brasil. Melfi, A.J. & Carvalho, A. (Ed.), p.53-63.
- MITCHUM, R.M.Jr., VAIL, P.R. and THOPSON, S.,III, 1977. Siesmic stratigraphy and global changes of sea level, part II: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *Am. Soc. Petrol. Geol.*, Memoir 26, p.53-62 .
- NILSSEN, T.H., 1982. Alluvial fan deposits. In: Scholle, P.A. and Spearing, D. (Ed.), *Sandstone Depositional Environments*. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Memoir 31, p. 49-86.
- 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, IG/USP, inédita, v I e II, 229 p.
- NORPAR S/A, 1982. Relatório de sondagem do Poço Taquaruçu (MS). Relatório Interno s/n.
- PARKER, G., 1990. Estratigrafia del delta del Río de La Plata. *Rev. Assoc. Geol. Argentina*. v. XLV, n. 3-4, p. 193-204.
- PENTEADO, M.M., 1983. *Fundamentos de Geomorfologia*. Fund. Inst. Geog. Estist. (IBGE), 3a. ed. 185p.
- PETRI, S. e FULFARO, V.J., 1983. *Geologia do Brasil*. Editora Universidade de São Paulo, São Paulo, 631 p.
- POPOLIZIO, E., 1975. El pseudokarst y su importancia en los estudios hidrológicos del Nordeste Argentino. *Centro de Geociencias Aplicadas*. Serie C. Investigacion n. 1, Universidad Nacional de Nordeste Argentino. Resistencia, Chaco, Argentina, 14, XIX p.

- POPOLIZIO, E., 1982. Geomorphology of the Argentina Northeast. *Water International*, n.7, p.162-177.
- POPP, J.H. & BIGARELLA, J.J., 1975. Formação cenozóicas do Nordeste do Paraná. *An. Acad. Bras. Ciênc.* Rio de Janeiro, v.47, p.465-472 (suplemento).
- POTTER, P.E. & STEVAUX, J.C., 1988. Stratigraphy and sedimentation of the alluvian plain of the Paraná River, State of Paraná, Brazil: comprehensive, three-dimensional sedimentary model for a tropical river. A proposal to The Petroleum Research Fund.; American Chemical Society. Washington D.C., 9 p., inédito.
- RHODES, D.D. & WILLIAMS, G.P., 1979. Adjustments of the fluvial systems. A proceedings volume of the 10th Annual Geomorphology Symposia Series, New York. Kendall/Hunt Publishing Co., p.308.
- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A.M., 1993. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Boletim IG-USP, Série Didática* (no prelo).
- RUIZ, M.D. 1963. Geologia aplicada à barragem de Jupia (Sistema Urubupungá). Instituto de Pesquisas Tecnológicas - Centrais Elétricas de Urubupungá, S.A. s/n, 34 p.
- RUST, B.R., 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, v. 18, p. 221-246.
- RUST, B.R., 1975. Fabric and structure in glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Soc. Econ. Paleon. Miner.*, Spec. Publ. n. 23, p. 238-248.
- RUST, B.R., 1978. A classification of alluvial systems. In: A.D. Miall (editor), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 187-198.
- RUST, B.R., 1979. Coarse alluvial deposits. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series, 1, p. 9-21.
- SANTOS, M.L. dos, 1987. Geografia física e geologia dos morros dos Três Morrinhos, região de Guairaçá (PR). Monografia do curso de Especialização, inédito, DGE/UEM, 80 p.
- SANTOS, M.L. dos, 1991. Faciologia e evolução de Barras de canal do rio Paraná na região de Porto Rico (PR). Dissertação de mestrado. IGCE/UNESP/Rio Claro. Inédito.

- SANTOS, M.L. dos, & FERNANDEZ, O.V.Q., 1992. Minerais pesados nas barras arenosas do rio Paraná em Porto Rico (PR). **XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, boletim de resumos, p. 310-311.
- SANTOS, M.L. dos, FERNANDEZ, O.V.Q. & STEVAUX, J.C., 1989. Aspectos morfogênéticos das barras de canal do rio Paraná, Região de Porto Rico (PR). **An. II Cong. de ABEQUA**, Rio de Janeiro (no prelo).
- SANTOS, M.L. dos; FERNANDEZ, O.V.Q. & STEVAUX, J.C., 1992. Aspectos morfogênéticos das barras de canal do rio Paraná. **Boletim de Geografia**, Universidade Estadual de Maringá, Depto. de Geografia, a. 10, n. 1. p. 11-24.
- SANTOS, P.R. dos, 1979. **Distribuição estratigráfica, características e fácies de diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé do centro-sul do Estado de São Paulo**. (Dissertação de mestrado), IG/USP, inédita.
- SCHUMM, S.A., 1963. A tentative classification of alluvial river channels. **U.S. Geol. Surv. Circ.**, 477.
- SCHUMM, S.A., 1979. Geomorphic thresholds. **Transactions of the Inst. of British Geog.**, New series 4, p.485-515.
- SELLEY, R.C., 1982. **Ancient sedimentary environments**, 2nd. edition. Cornell University Press. Ithaca, New York, 287p.
- SIOLI, H., 1984. The Amazon and its main affluents: hydrology, morphology of the river courses, and rivers types. In: Sioli, H. (ed.), **The Amazon**. Dr W. Junk Publishers. p.127-165.
- SMITH, D.G., 1976. Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacial meltwater river. **Geol. Soc. of Am. Bull.** v.87, 857-860 pp.
- SMITH, D.G. & SMITH, N.D., 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: Examples from alluvial valleys near Banoff, Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**. v. 50, p. 157-164.
- SMITH, N.D., 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.81, p.2993-3014.
- SMITH, N.D., 1971. Transgressive bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.82, p.3407-3420.

- SMITH, N.D., 1972. Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river, *J. Sediment. Petrol.*, v.42, p.624-634.
- SMITH, N.D., 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology*, v.82, p.205-224.
- SMITH, N.D., 1978. Some comments on terminology for bars in shallow rivers. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Canada, p.85-88.
- SOARES, P.C., 1973. Nota sobre a tectônica moderna da depressão periférica paulista. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, SP, v. 13, n. 25, p. 75-81.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B., 1976a. Depósitos cenozóicos da região Centro-Sul do Brasil. *Notícias Geomorfológicas*, Campinas, SP, v. 15, n. 31, p. 17-39.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B., 1976b. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basin in South Brasil. *An. Acad. Bras. Ciên.*, v.48, p.313-324 (suplemento).
- SOBREIRO NETO, A.F., BARTORELLI, A., ARAUJO, C.H.A., SEIGNEMARTIN, C.L., COUTO, E.A. e SUGUIO, K., 1981. Fácies fanglomeráticas das Formações Caiuá e Santo Anastácio. *Atas do III Simpósio Regional de Geologia*, Curitiba, v. 2, p. 47-59.
- SOUZA-STEVAUX, M.C., 1992. Levantamento florístico da mata ciliar do rio Paraná, Proto Rico, PR. In: Vazzoler, A.E. (Ed), *Relatório anual de andamento - Projeto: Análise Ambiental da planície aluvial do rio Paraná*. Conv. UEM/CNPq-RHAE. NUPELIA, Maringá.
- STEVAUX, J.C., 1984. *Faciologia e ambientes de sedimentação da Formação Rio Bonito*. Exame de Qualificação, IG/USP, p.98-118.
- STEVAUX, J.C., 1986. *Faciologia e ambientes de sedimentação da Formação Rio Bonito (P) da bacia do Paraná*. Dissertação de mestrado, IG/USP, inédito, 100pp.
- STEVAUX, J.C., 1991. *Acertos e desacertos entre a Geomorfologia e Sedimentologia fluvial*. Seminários Gerais. Pós-graduação IG/USP, 45p.
- STEVAUX, J.C., 1993. Upper Paraná River: Geomorphology, Sedimentology and Paleoclimatology. In: M. Iriondo

- (ed.), *Tropical Quaternary in South America*, spec. pub. International Quaternary (no prelo).
- STEVAUX, J.C., & FERNANDEZ, O.V.Q., 1991. *Avaliação do potencial mineral do Grupo Bauru no Estado do Paraná*. Conv. MINEROPAR/UEM, 200p.
- STEVAUX, J.C., NOBREGA, M.T. E NAKASHIMA, P., 1990. *Mapeamento geológico e geotécnico aplicado ao planejamento urbano de Umuarama, PR*. Conv. UEM/SECEAM. Relatório interno, 100p.
- SUGUIO, K., 1992. Os climas do passado. *Boletim de Geografia*, Universidade Estadual de Maringá, Depto. de Geografia, a. 10, n. 1, p. 95-96.
- SUGUIO, K., NOGUEIRA Jr., J., TANIGUCHI, H. & VASCONCELLOS, M.L. 1984. Quaternário do rio Paraná em Pontal do Paranapanema: proposta de um modelo de sedimentação. XXXIII An. Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, v.1, p10-18.
- THEMAG, 1980. *Modelo de sedimentação dos aluviões do rio Paraná na área de interesse da usina e eclusa de Porto Primavera*. Relatório interno para CESP, inédito.
- THORNE, C.R. & LEWIN, J., 1979. Bank processes, bed material movement and planform development in a meandering river. In: Rhodes, D.D. and Williams, G.P. (Ed), *Adjustments of the fluvial systems*. A proceedings volume of the 10th Annual Geomorphology Symposia Series, p. 117-137. New York.
- TURCQ, B., SUGUIO, K., SUBIÉS, F., SERVANT, M. e PRESSINOTTI, M.M.N., 1987. Alguns terraços fluviais de SE e Centro-Oeste brasileiro datados por radiocarbono. In: I Cong. ABEQUA, Porto Alegre, p.379-392.
- UEM/FINEP, 1990. *Análise geoambiental e ecotoxicológica da planície aluvial do rio Paraná, Porto Rico, PR*. GEMA/Univ. Est. Maringá, relatório interno, n. 3, final.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M.Jr. and THOMPSON, S., III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea, part III: relative changes of sea level from coastal on lap. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Memoir 26.
- VARAJAO, C.C., 1987. *Superfícies de aplainamento*. Seminário de Pós-graduação, IG/USP, p. 46-65, inédito.
- VARDORFF, B. & MELFI. A.J., 1978. Evolucion des micas dans la région équatoriale, probleme de la présence de

smectites dans les sols ferralsitiques fortement
dézaturés de l'Amazonie brésilienne. *Acad. Sci., Paris*,
n. 286, p. 837-840.

VISHER, G.P., 1965. Use of vertical profile in environmental
reconstruction. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*,
v.49, n.2, p.41-61.

WALKER, R.G., 1976. Facies and facies models, general
introduction. In: R.G. Walker (Ed), *Facies models*.
Geoscience Canada Reprint Ser., p.1-8.

WALKER, R.G., 1984. *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint
Serie 1, 2nd ed., 210p.

WALKER, R.G., 1990. Facies modeling and sequence
stratigraphy. *Jour. of Sed. Petrol.*, v.60, n.5, pp.777-
786.

WASHBURNE, C.W., 1930. Petroleum geology of the State of São
Paulo, Brasil. *Comissão Geográfica e Geológica do
Estado de São Paulo*. Boletim n. 2, p. 159-222.

WAYMER, J.J., 1968. Lower paleolithic Archeology in Britain:
as represented by Thames valley. John Backer, London,
368p.

WILLIAMS, P.F. & RUST, B.R., 1969. The sedimentology of a
braided river. *J. Sediment. Petrol.*, v.39, p.649-679.

WILSON, B. & BREED, J., 1964. Geological Evolution of
Arizona River. *Am. Soc. of Geol. Bull.*, n. p.

ZUFFA, G.G., 1985. Provenance of arenites. D. Reidel
Publishing Co., USA, 341p.

PRANCHA 1

- Foto 1. Poço IN-1, prof. 2,30m. Caulinita detrítica
Foto 2. Poço LL-1, prof. 1,60m. Caulinita detrítica
Foto 3. Poço TM-1, prof. 0,80m. Essectita detrítica
Foto 4. Poço TM-1, prof. 1,60m. Essectita detrítica
Foto 5. Poço RE-1, prof. 1,20m. Essectita detrítica
Foto 6. Poço RE-1, prof. 1,00m. Caulinita detrítica
Foto 7. Poço LP-1, prof. 1,32m. Essectita detrítica
Foto 8. Poço LA-1, prof. 1,70m. Essectita detrítica

Obsv.: As determinações e as fotos por MEV foram feitas pelo Dr. Max Brandt Neto da UNESP/Rio Preto, SP. As determinações por difratometria de raios X foram elaboradas na PETROBRAS, Rio de Janeiro

PRANCHA 1

1

2

3

4

5

6

7

8

PRANCHA 2

Foto 1. Poço IN-1, prof. 3,05m. Lâmina delgada. Silte argiloso, maciço, bioerodido. Cavidade gerada por organismo (semelhante a uma paquinha) preenchida por pelotas fecais (p). A superfície do tubo e os próprios "pellets" fecais estão recobertos por uma película de matéria orgânica (m). Embora a amostra esteja atualmente baixo do nível de água do rio, a estrutura apresentada indica que houve exposição sub aérea do material com intensa atividade de organismos do solo. O comprimento da foto corresponde a 1,5mm; nicóis cruzados.

INDICE REMISSIVO

Abreviaturas usadas no índice

bh bacia hidrográfica	bs bacia sedimentar
f fácies	fm formação
ger geração	gr grupo
he hidroelétrica	i ilha
l lagoa	lin lineamento
m morro	min mineral
p padrão, padronagem	(PR) sigla do estado ou país
r rio	ser serra
sup superfície	veg vegetação
ud unidade geomorfológica	

A

Adamantina (fm) 14
ajuste fluvial 39, 49, 128, 169, 201, 212, 213
ágata (ger) 13, 19, 164, 168, 195, 196
(min) 105, 166, 167
agradiação 46, 49, 142, 161, 162, 198, 199
Allegheny (fm) 135
Altônia (PR) 22
Amambai (r) 22
Amazonas 6
análise de fácies 103-105, 114, 117, 126, 135, 137
anastomosado (p) 31, 34, 36, 70, 77, 80, 87, 90, 91, 201, 215
anfíbólio 116, 119, 188
aplainamento climático 44, 195
Araçatuba (r) 73, 76, 80, 89, 201
arbórea (veg) 119
areia quartzosa (minério) 151
Argentina 5, 6, 50, 59, 72, 86
argilomineral 172, 185, 186, 188
assoreamento 1, 91, 102, 167, 175, 178, 189, 204,
Atualismo 28, 29, 133
Atchafalaya (r) 159

B

Buenos Aires 3, 6, 25
bacia de inundação 139, 142, 144-148, 152, 156, 214
Baía (r) 73, 80-82, 90, 164-166, 201
Baile (r) 72, 158, 174, 196, 200
barra de canal 30, 35, 36, 38, 40-43, 70, 73, 77, 79, 84, 101, 109, 110,
115, 123, 161, 162
tipos 41, 42, 80, 106
central 41, 11, 92, 95, 112, 114-117, 119, 122, 143
lateral 41, 100, 112-115, 117-121, 140, 143
soldamento 41, 134
pontal 134
Barbado (i) 77

Bauru (gr) 10, 12, 14
 Bijou (r) 32
 bioerosão 107
 Brahamaputra (r) 99

C

C¹⁴ (radioisótopos de carbono) 51, 54-56, 100, 128, 153, 189, 193,
 Caiuá (gr) 11, 12, 15, 17, 22, 59, 62, 64, 90, 149, 186-188
 calcedônia (ger) 13, 18
 caulinita 16, 149, 151, 176, 186, 192
 Canadá 36
 carapaça laterítica 45-476
 canhão 62, 86, 212
 Cajá (i) 77, 78
 Carioca (i) 82, 96, 97
 carga de fundo, suspensa 82, 85, 109, 127, 134, 138, 159, 185, 186, 188,
 199, 201, 212
 canais abandonados 71, 73, 82, 86, 91, 113, 136, 140, 142, 153, 159, 182,
 201
 efêmeros 86
 Catastrofismo (neo-Catastrofismo) 84, 128, 133
 cerâmica refratária 16
 Chaco (bs) 6
 chuva-de-grãos 176
 cianita 116, 119, 186
 ciclos de preenchimento de canal 132, 135, 213
 ciclo sedimentar, 127, 134, 175
 cimento 107, 131, 170, 206
 clima árido 160, 161, 195, 196, 198, 202, 212,
 semi-árido 160, 190, 195, 198, 202
 couraça 46
 crosta 46
 "crevasse" (rompimento de dique marginal) 142, 143, 151-153
 curva "G" 55, 137, 162, 163, 178-182, 184, 214
 Curutuba (r) 73, 76-82, 182, 201
 curva de frequência cumulativa 111, 115, 139, 140, 162, 163

D

"dale" 175
 declividade 85
 depósito de lagoa 68, 113, 174-177
 colúvio 59, 62, 170
 cascalho 128, 131, 157, 167-169
 canal 30, 39, 42, 43, 58, 115, 133, 135, 137, 179, 190, 198,
 204
 ilha 160, 161
 descarga (líquida, ou vazão, débito) 31, 39, 69, 71, 72, 186-86, 101,
 102
 (relâmpago, "flash flood") 102, 123
 (plena) 72, 159
 Diabo (m) 10
 diagênese 131, 128
 diatomáceas 110, 172

"distal splay" 143, 150
 dique marginal 71, 86, 90, 117, 120-126, 140, 142, 149, 150, 154, 158-160, 179, 200, 214

 construtivo 140, 143, 179, 181
 primário 111, 140, 141, 142, 161, 162
 erosivo 141, 144, 145, 161-163, 179, 180

domínio morfoestrutural 8, 9

Donjec (r) 32, 37, 76, 122

"drape" 111, 112, 119, 144, 138

duna subaquosa 95, 97, 110, 123, 215

E

ecobatimetria 96, 97, 122, 123, 133, 134

efeito pluma 95

elemento arquitetônico 29, 31-34, 38, 125, 126, 131-133, 135

entrelaçado (p) 30, 31, 32, 35, 38, 40, 70, 77, 85, 87, 91, 92, 106, 109, 193, 196, 211

 (índice) 35, 38

esmectita 141, 157, 164, 176

Esperança (r) 66, 72, 147, 174, 196, 200, 206

espongólito 113, 176, 180

Estratigrafia 43

estratigrafia genética 44

estratificação cruzada 105, 106, 108-112, 128, 142-145, 150-152, 166

F

fase construtiva 181, 182

 erosiva 161, 162, 181, 182

Fazenda Boa Vista (ud) 13, 21, 58, 61, 62, 68-72, 75, 90, 156-158, 163, 170, 171-174, 196, 198, 199, 200, 201, 205, 206

"flaser" 111, 112, 119, 144

Floresta (i) 77, 78, 81

Floresta Estacional Semidecidual 62, 70, 193

fluidização 111, 131

fluxo de gravidade 126, 127, 128, 131, 132, 169

 de detrito 105, 127, 190

 de grãos 103, 190

 acanalado 40, 90, 91, 107

 unidirecional 86, 96, 97, 99, 101, 118, 136, 154

 de alta energia 95, 113, 132, 138

 de baixa energia 111, 113, 136

 helicoidal 131

forma de leito 32, 34, 45, 93-97, 103, 104, 109, 116, 122-124, 126, 128, 132-134, 136, 159, 213, 215

furo (canal) 91

G

Geomorfologia 27, 28, 30, 31, 40, 45, 84, 178

Goio-Ere (fm) 14

Grande (r) 2, 160

gramínea 117, 179, 181

granocrescência 130, 146, 144, 161, 163

granodecrescência 105, 144, 151, 167
 Guaira (sup) 13, 195, 196, 208
 (soleira) 22
 Guapiara (lin) 20
 Guarani 68
 Guaratinguetá (SP) 57

H

herbácea 120, 121, 143, 161
 hidráulica 31

I

Iguaçu (r) 2
 Ilha Nanini - IN (poço) 161, 162, 179, 181-183
 inunditos 133
 Ivaí (r) 16, 17, 19, 21, 104
 Ivinheima (r) 10, 21, 61, 67, 71, 72, 75, 78, 80-82, 84, 139, 164, 166, 168
 Ituaingo (fm) 39, 209, 210

J

Japonesa (i) 77, 89
 Jupia (he) 21, 67, 83

L

Lagoa Assombrada - LA (poço) 175, 177
 Lagoa Linda - LL (poço) 175, 177
 Lagoa Piranha - LP (poço) 176, 177
 laminação 106, 107
 cavalgante 111, 119, 144
 migrante 111, 119, 144
 cruzada 110-112, 143
 ondulada 106-108
 planoparalela 150, 166
 Laranjal (r) 22
 leito móvel 122, 201
 lençol arenoso 115, 122, 125, 132, 140, 142, 169
 lêntico 155
 leques de inundação ("splay") 149, 150
 limonita 66, 105, 111 149 150, 166
 linguóde 108
 linha de tempo 50
 lixiviação 149, 150, 163
 Loanda (PR) 56
 lótico 85

M

Mamborê (f) 14
 Maracaju (ser) 7, 13, 194, 195, 209
 Marília (fm) 14
 margem (tipos) 99, 100, 1016
 mata ciliar 71
 meandrante (pd) 30-32, 35, 40, 52, 53, 129, 130, 152, 193, 199, 200, 211, 215

mega-ondulação ("megaripple") 94-97, 112, 117, 118, 123, 128, 131
 Mesopotâmia Argentina 39, 167
 microscopia eletrônica de varredura 104, 149, 154
 Mississippi 6, 29, 43, 150, 159
 modelo deposicional (faciológico) 27, 28, 102
 morfostasia 49, 68
 multicanal (pd) 70, 89, 90, 98, 201, 212, 215
 Mundo Novo (PR) 22

N

Nanini (i) 173, 182
 Nova Andradina (MS) 139, 164, 166

O

"off lap" 131
 Onça (i) 79
 onda de areia ("sand wave") 92, 93, 108, 110, 124
 ondulação ("ripple") 91-93, 110, 111, 122, 124, 136
 ordem de barra 35, 36, 75, 76
 de canal 35, 38, 75, 76, 215
 de forma de leito 96, 97, 123, 124
 opacos (min) 11, 111, 116, 119
 "outwash" 32, 56
 "over bank" 38, 55, 137, 179

P

Pacu (i) 141-143, 160
 padrão, padronagem 28, 29, 34, 36, 38, 40, 76, 77, 80, 81, 87, 89, 90, 92, 99, 193, 199
 paleoclima 137, 149, 168, 169, 185, 189, 194, 198, 206, 215
 corrente 166, 159
 ecologia 137
 fitossociologia 154
 geografia 175, 214
 hidráulica 31
 hidrodinâmica 29
 hidrologia 29, 137, 180, 184, 215
 solo 45, 50, 52-56, 113, 137, 141, 163
 palinologia 104, 169, 189, 194
 Panorama (SP) 22
 Pantanal Mato-Grossense 39
 pântano 75, 136, 139, 147, 150, 151, 153, 154, 156, 189, 198,
 Paraguaçu (ciclo) 13
 parâmetro de entrelaçamento 35-38, 74, 76
 paraná ou paranã (canal) 88
 Paraná (bh) 2, 6, 7
 (bs) 6, 7, 52
 (r, trechos) 7
 (r, pd) 36, 38
 Paranapanema (r) 2, 19, 22, 59-61, 77, 81-83, 85
 Paranavaí (fm) 15, 59, 62
 Parksburg (EUA) 130
 Pardo (r) 10, 21
 Patamar de Itapetininga (ud) 57

planície de inundação 28, 40, 41, 50, 56, 77, 79, 86, 87, 89, 90, 136, 138, 141, 145, 146, 180, 193, 196, 201, 204, 205
 Plata (r) 6, 89
 (bh) 6, 12
 Platte (r) 32, 38
 pedimento 11, 62
 pediplano 11, 62
 pedogênese 62
 peneiramento ("sieve process") 105
 período úmido e árido (1º. e 2º.) 190, 192, 194, 200, 209, 212
 Piquiri (r) 10, 16, 17, 19
 Poitã (r) 76, 81, 82
 ponto nodal ("node point") 92, 98, 117, 122
 Pontal do Paranapanema (SP) 14
 Porto Rico (bar) 109, 110, 124
 (f) 14
 (PR) 3, 77, 81, 86, 87, 95
 (ud) 58, 59, 61
 Porto Primavera (he) 64, 69, 72, 104, 108, 122, 125, 126, 128, 132, 134, 164-167
 Posadas (Argentina) 86
 Pós-Gondwana (sup e ciclo) 13
 protobarra 118, 121-124
 pseudocárstico 66, 163, 175, 198, 199, 206, 215

Q

quartzito (ger) 13, 18

R

raios X, radiografia 104, 149, 151
 região geomorfológica 9
 regime de fluxo 108, 11, 113, 134
 ressaco 113, 121, 140, 142, 143, 159
 retilíneo (pd) 31, 34, 36, 128, 131, 159
 Ribeirão Esperança - BE (poço) 147, 151, 157, 173, 174
 Rio Alonzo (lin) 19, 20, 22
 Rio Bonito (fm) 51
 Rio Grande (fm) 17
 Rio Paraná (ud) 13, 61, 69, 70, 76, 79, 80, 82, 158
 (fm) 14, 62, 64, 66, 67, 69, 121, 156, 158
 Rio Paranapanema (ud) 61, 82
 Rio Piquiri (lin) 20, 22
 Rio do Rastro (fm) 38
 Rodrigo (l) 80-82
 rompimento de dique (v. "crevasse") 136, 149, 150, 151, 153, 158-160
 Rosana (he) 83

S

Santana (sup) 13
 Santa Fé (Argentina) 5
 Santo Anastácio (fm) 14
 Santo Tomé (Argentina) 5
 São Jerônimo-Curiúva (lin) 19, 20
 São José, porto (PR) 84, 85, 86, 92, 93, 97, 122

Saskatchewan (r) 37
 Scott (r) 31
 Serra Geral (fm) 10, 12, 15, 21, 22
 Seta Quedas 13
 sigmóide 108, 109, 128, 136, 142
 sinuosidade 36, 38, 79, 80, 83, 90, 91, 215
 (índice) 35, 78
 sísmica (prospecção e estratigrafia) 42, 43
 sistema deposicional 28, 34, 44
 Sul Americana (sup) 13
 Sucuriú 21
stasis 52, 55
 "stoss side" 91
 superfície de aplainamento 45, 46, 48
 de condensação 49, 51, 52, 137
 Interplanáltica 13, 60
 de reativação 108-110, 128, 131

T

talvegue 35, 36, 79, 89, 92-94, 131, 134
 Taquaruçu (ud) 13, 58, 61-65, 72, 156, 163, 162, 166, 172, 189, 190,
 196, 198, 206, 207, 216
 Tietê (r) 2
 Três Irmãos (m) 10, 19
 Três Lagoas (fm) 17, 122
 Três Morrinhos (m) 19, 80
 tempestito 129
 terraço 45, 47-53, 58, 59, 83, 103, 149, 158, 172, 196, 199, 200, 203,
 213
 termoluminescência, TL 51, 56, 57, 68, 104, 177, 178, 181, 182, 189,
 190, 192, 215
 turfa 100, 147, 151, 153-155, 157, 158, 192

U

Uberaba (fm) 14
 Umuarama (PR) 48
 unidade geomorfológica, definição 9
 Uruguai (bh) 13

V

van Veen 100, 104, 122
 Velhas (ciclo) 12
 "vibro corer" 63, 104, 176
 voçoroca, voçorocamento 59

W

West Virginia (EUA) 135

Z

zona de sombra 118, 120, 143
 Zé Vermelho - ZV (poço) 150, 153