A Geologia da Calha do Rio Paraná nas Proximidades de Porto Rico (PR)

SOUZA FILHO, Edvard Elias de; STEVAUX, José Cândido
GEMA, Departamento de Geografia, UEM, (0 44 2614327)
edvardmarilia@wnet.com.br e jcstevaux@uem.br

RESUMO

A calha do rio Paraná nas proximidades de Porto Rico está assentada sobre arenitos da Fm Caiuá (K) e apresenta sucessivas faixas de exposição de diferentes depósitos de sedimentos inconsolidados. A Unidade Nova Andradina ocupa as maiores altitudes e é constituída por depósitos de cascalho (canais tipo Scott) na base e de areias pedimentares vermelhas no topo. A Unidade Taquaruçú domina os níveis intermediários e é constituída por depósitos de cascalhos e areias na base (canais tipo Donjek), recobertos por areia amarela de origem pedimentar. A Unidade Porto Peroba está encaixada em sedimentos da Unidade Taquaruçú, ocupa os níveis baixos em relação à planície fluvial e é composta por areias de origem fluvial (canais tipo Platte). A Unidade Rio Ivinheima compreende sedimentos subjascentes à planície fluvial, e é composta por uma sucessão de areia e cascalho na base, recobertos por areia, que estão quase completamente superpostas por um conjunto argiloso cortado por canais arenosos e diques marginais argilo-arenosos (sucessão de canais tipo Donjek, Platte e Anastomosados). A Unidade Córrego Baile ocorre sobre as Unidades Taquaruçú e Porto Peroba e compreende depósitos de rampas de colúvio e de leques areno-argilosos. A distribuição espacial das unidades indica que a calha fluvial vem sendo deslocada para leste, a alternância de depósitos fluviais e pedimentares indica sucessivas mudanças climáticas e a sucessão de depósitos fluviais mais finos indica uma provável diminuição do gradiente da calha.

Palavras chave: geologia, unidades estratigráficas, depósitos inconsolidados, rio Paraná

INTRODUÇÃO

A área próxima a Porto Rico está situada entre os paralelos 22° 30' e 23° sul, e os meridianos 53° e 53° 30' oeste, na divisa entre os Estados do Mato Grosso do Sul e Paraná. Este segmento encontra-se na parte média inferior do alto curso do rio Paraná, e na parte jusante do Compartimento Rio Baia (SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997). Este compartimento é um bloco estrutural limitado a norte pelo alinhamento de Guapiara (rio Feio) e a sul pelas falhas do rio Ivaí e Amambaí, subdividido em blocos menores separados por conjuntos de falhas que controlam os principais rios da área, incluindo o rio Paraná. Ao longo deste desenvolve-se uma estrutura que permitiu um significativo movimento diferencial entre o conjunto situado a leste (bloco alto) e o conjunto situado à oeste (bloco baixo). A área de estudo foi mapeada originalmente por SOUZA FILHO (1993) em escala regional, por STEVAUX (1993) em escala de semidetalhe. O mapeamento da área permitiu a definição de diversas unidades geológicas cuja distribuição foi definida pela tendência de deslocamento da calha fluvial para leste, e de sucessivos entalhamentos do leito do rio.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O substrato da área de estudo é constituído pelos arenitos da Formação Caiuá.(K). Esta unidade aflora na margem esquerda do rio e é constituída por arenitos arroxeados, bem selecionados, com granulação bimodal, fina e média, com estratificação cruzada de grande porte. Sua

espessura varia ao longo da calha fluvial, a partir de pouco mais de dez metros em Porto Primavera, espessando-se para jusante até superar cem metros nas proximidades do rio Ivaí.

Sobre a Formação Caiuá ocorrem cinco conjuntos de depósitos inconsolidados dispostos em quatro faixas. A Unidade Nova Andradina ocupa a posição mais alta, fora da calha fluvial (terraço alto), a Unidade Taquaruçú ocupa a posição mais alta na calha fluvial (terraço médio), a Unidade Porto Peroba ocupa os níveis médios da calha (terraço baixo), a Unidade Rio Ivinheima ocupa a parte mais baixa (planície fluvial), e a Unidade Córrego Baile ocorre sobre as áreas de ocorrência de outras unidades.

A **Unidade Nova Andradina** ocorre acima de 250 m, e abaixo dos 300 m de altitude, seus depósitos são tabulares e possuem espessura superior a 15 m e encontram-se assentados sobre a Formação Caiuá, em contato marcado por discordância erosiva. São constituídos por duas associações faciológicas, a Ta1 e a Ta2. A associação inferior (Ta 1) é constituída por camadas e lentes de seixos líticos com até de 1,2 m de espessura. Estas formas possuem estrutura maciça, seixos imbricados (fácies Gm), ou estratificação cruzada tabular com gradação normal (Fácies Gp). Entre as camadas de seixos pode ocorrer lentes e camadas de areia média a grossa, localmente média a fina, com estratificação cruzada acanalada (fácies St). A associação faciológica descrita é característica de barras longitudinais (Gm), barras transversais seixosas (Gp), e de depósitos de períodos de águas baixas (St). O domínio das barras longitudinais permite comparar esses depósitos com os de rios entrelaçados do tipo Scott (MIALL, 1977). A associação superior (Ta 2) é constituída por areia fina a média, às vezes fina, maciça, de cor vermelha, com espessura que pode ultrapassar 10 m, e podem representar pedimentos desenvolvidos em clima seco e que posteriormente foram pedogeneizados.

Os depósitos da **Unidade Taquaruçú** ocorrem em níveis situados entre 240 e 260 m e também estão assentados sobre a Formação Caiuá em discordância erosiva. São tabulares, possuem uma espessura máxima próxima a 15 m, e podem ser divididos em três associações faciológicas. A associação faciológica inferior (Tm 1) é formada por lentes de até 4m, de cascalho interdigitadas a camadas de areia, localmente com argila no topo. As lentes podem ser maciças (Gm), ou com estratificação cruzada planar (Gp) e granodecrescência ascendente. As camadas de areia possuem textura grossa, com estratificação cruzada planar de até 40 cm no "set" e areia média com estratificação cruzada com 20 a 30 cm de espessura. A composição dos seixos é dominada por calcedônia, ágata e quartzitos. Aparentemente o antigo rio dispunha de áreas com domínio de barras transversais seixosas (Gp), e de locais com barras longitudinais arenosas (Sp) e dunas (St), semelhantes aos canais entrelaçados tipo Donjek (MIALL, 1977). A associação faciológica média (Tm 2) ocorre em toda a área de exposição e apresenta espessura maior que 10 m. É representada por areia fina a média, maciça, cor amarela, creme ou esbranquiçada, quase sem matriz. Tal como os depósitos similares do terraço alto, estes também devem representar antigos pedimentos. A associação faciológica superior (Tm 3) ocorre em depressões circulares com raio de pouco mais que uma dezena de metros até a algumas centenas de metros. Os sedimentos chegam a 2 m de espessura e são compostos por argila arenosa, maciça, cor cinza-claro, intercalada por lentes de até 20 cm de argila orgânica maciça, cinza-escuro, e representam o preenchimento de lagoas.

A **Unidade Porto Peroba** ocorre em altitudes que variam entre 240 e 245 m, e está assentada sobre a Unidade Taquaruçú ou sobre a Formação Caiuá. Os sedimentos formam uma única associação faciológica (Tb1) e ocorrem como corpos acanalados individualizados ou amalgamados, com espessura que pode chegar excepcionalmente a 4 m; a litologia mais comum é a areia fina com estratificação cruzada tabular (Sp), à qual se encontram intercaladas lentes de areia grossa a média com estratificação cruzada acanalada (St) e corpos acanalados de argila arenosa maciça com cores cinza, amarela e vermelha (Fm). Os depósitos ocupam uma calha larga, com inúmeros paleocanais separados por antigas ilhas de depósitos subjascentes. Embora os dados sejam escassos, a morfologia e a associação de fácies Sp $\rightarrow$ St $\rightarrow$ Fm permitem a comparação com o modelo Platte (MIALL, 1977).

A **Unidade Rio Ivinheima** compreende os depósitos subjascentes à planície fluvial, e está assentada sobre a Formação Caiuá. Ocorre em uma faixa de vários quilômetros de largura disposta principalmente à margem direita do rio Paraná, e sustentando ilhas de diversos tamanhos que dividem o seu canal. É constituída por cinco associações faciológicas distintas, enumeradas de P1 a P5.

A associação faciológica P1 é constituída por areia seixosa com granodecrescência até argila. A areia seixosa dispõe-se em bancos de até 0,5 m de espessura, com estratificação cruzada tabular e gradação normal no estrato cruzado (Sp). As camadas e lentes de seixos podem ultrapassar 0,7 m de espessura mas freqüentemente possuem apenas 0,2 m; apresentam ora estrutura maciça (Gm), ora estratificação cruzada tabular (Gp). As lentes de areia fina a média às vezes superam 2 m de espessura, apresentam estratificação cruzada acanalada (St), cor amarela ou cinza-claro. Os níveis de argila são maciços (Fm), de cor cinza, possuem espessura centimétrica a decimétrica e não apresentam persistência lateral. A espessura destes depósitos ultrapassa doze metros sob o canal do rio Paraná, mas é pouco maior que dois metros na área da planície. A associação faciológica permite interpretar a existência de áreas de domínio de barras longitudinais (fácies Gm e Gt), e de áreas com barras transversais (fácies Sp e St) e depósitos de acresção vertical (fácies Fm), similar ao do modelo Donjek.

A associação faciológica P2 é constituída por areias finas e médias que ocorrem em lentes com base plana e topo convexo, e possuem espessura variável entre 0,4 e 5,2 m. Na sua parte inferior os sedimentos ocorrem em camadas de areia média, às vezes grossa, com estratificação cruzada tabular (Sp) com distribuição quase que contínua ao longo da planície. Na parte média e superior os sedimentos ocorrem na forma das referidas lentes e compreendem areia fina com estratificação cruzada acanalada (St), com cor cinza-clara na porção abaixo do lençol freático e cor amarela na parte acima dele. As formas preservadas em superfície mostram conjuntos fusiformes, amalgamados em formas maiores, com dois a três quilômetros de largura, assentados sobre uma camada composta por fácies Sp. Descrição semelhante foi feita por RUST (1981), em depósitos com a mesma seqüência Sp $\rightarrow$ St $\rightarrow$ FM, considerados como do tipo Platte.

A associação faciológica P3 compreende um conjunto essencialmente argiloso com 1 a 6 m de espessura. A fácies aflorante mais comum é a de silte argiloso, maciço, cor ocre, manchada de vermelho. Essa fácies encontra-se intercalada por bancos e lentes decimétricas de argila arenosa maciça, cor cinza-clara e por camadas de até 20 cm de argila orgânica maciça. A área de exposição superficial desta associação compreende áreas de bacia de inundação. A associação faciológica P4 compreende um conjunto de corpos alongados, lenticulares ou acanalados, constituídos por areia média, às vezes grossa, com estratificação cruzada acanalada, ou por areia fina ou fina a média com estratificação cruzada acanalada (St). Ocorrem em canais inativos ou sub-ativos, parcialmente recobertos pela associação P3 ou pela P5, mas podem ocorrer totalmente recobertos pela associação P3. As formas maiores atingem dimensões de vários quilômetros de comprimento com largura de mais de 200 m, e espessura próxima a 0,5 m, podendo chegar a 2 m. A associação P5 compreende depósitos arenosos e argilo-arenosos dispostos em corpos lineares com seção em forma de cunha, constituídos por bancos de areia fina maciça argilosa de cor marrom, e de areia fina maciça, pouco argilosa, amarelo-acastanhado, e bancos de areia fina com estratificação sigmoidal com base plana e topo ondulado. As três associações ocorrem em canais (P4) ladeados por diques marginais (P5) e separados por planícies de inundação (P3), associação típica de canais anastomosados.

A **Unidade Córrego Baile** é constituída pela associação faciológica Tb2, e ocorre sobre as Unidades Taquaruçú e Porto Peroba. A associação Tb2 ocorre em corpos de forma lobada, freqüentemente coalescidos, com forma de cunha em corte transversal, e formas convexas em corte longitudinal. É constituída por até 4 m de areia fina a média, maciça, branca ou amarelada, com níveis de seixos com distribuição caótica, nas partes próximas ao declive que dá início ao terraço médio. Na parte média apresenta até 2 m de areia fina a média ou fina, maciça, branca, e

na parte final, possui até 1 m de areia fina, argilosa, maciça, cor cinza-claro, com intercalações de níveis centimétricos de argila arenosa maciça, cinza-claro. As formas preservadas em superfície e a associação faciológica demonstram a existência de rampas de colúvio e de leques arenosos, desenvolvidos durante um período em que houve domínio de pedimentação.

A distribuição das unidades geológicas (figura 1) demonstra que a calha do rio Paraná vem sendo deslocada para a parte leste na medida em que é aprofundada. Tal deslocamento permitiu a preservação dos depósitos situados à oeste, e uma reconstrução preliminar do que teria sido a calha fluvial em diferentes épocas. Os depósitos preservados permitem verificar a alternância entre a atuação de processos fluviais e de pedimentação, o que indica a alternância de diferentes eventos climáticos. Da mesma forma, os depósitos fluviais indicam uma diminuição da energia do sistema, o que pode refletir uma tendência à suavização do gradiente fluvial a partir da implantação do rio.

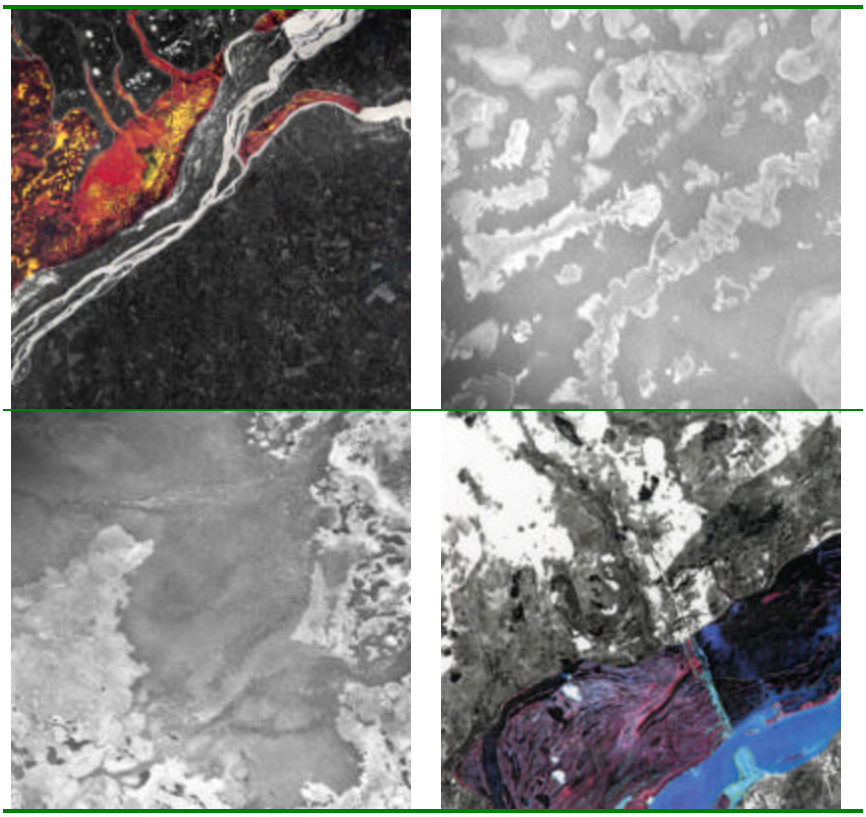


Figura 1 Quadro superior esquerdo: distribuição espacial das unidades estratigráficas (Unidades Taquaruçú, Porto Peroba e Córrego Baile em cores). Quadro superior direito: feições superficiais da Unidade Taquaruçú. Quadro inferior esquerdo: feições superficiais dos leques da Unidade Córrego Baile. Quadro inferior direito feições superficiais da Unidade Rio Ivinheima (em cores)

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq/PELD pelo apoio na realização do presente trabalho.

REFERÊNCIAS

MIALL, A.D. -1977- A review of the braided-river depositional environment. Earth Science Reviews, 13:1-62.

RUST, B.R. -1981- Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's creek, Central Australia. Sedimentary Petrol., 51(3): 745-755.

SOUZA FILHO, E. E.- 1993- Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaira (PR). Inst. Geoc., USP, tese de doutorado, São Paulo, SP, 214 pp. (inédito).

SOUZA FILHO, E.E. & STEVAUX, J.C.- 1997- Geologia e geomorfologia do complexo rio Baia, Curutuba, Ivinheima. *In:* A Planície de Inundação do Alto Rio Paraná. A.E.A. de M. VAZZOLER, A.A. AGOSTINHO, & N.S. HAHN, (Eds.), EDUEM NUPÉLIA, Maringá, 460 pp.

STEVAUX, J.C.- 1993- O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação, e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR). Inst. Geoc., USP, tese de doutorado, São Paulo, SP, 242 pp. (inédito).

A Geomorfologia da Área Ribeirinha ao Rio Paraná no Segmento entre os Rios Paranapanema e Ivinheima (PR e MS).

SOUZA FILHO, Edvard Elias de; STEVAUX, José Cândido.
GEMA, Departamento de Geografia, UEM, (0 44 2614327)
edvardmarilia@wnet.com.br e jcstevaux@uem.br

RESUMO

A área de entorno do rio Paraná nas proximidades da foz do rio Paranapanema e do rio Ivaí é caracterizada pela assimetria entre ambos os lados do vale. O lado leste é mais elevado, mais dissecado e com afluentes de maior declividade. A porção oeste possui relevo tabular desdobrado em três níveis de terraços. A Unidade Nova Andradina é um terraço alto, colúvio-aluvionar desenvolvido no Terciário. A Unidade Taquaruçú é um terraço médio, colúvio-aluvionar desenvolvido a mais de 40000 anos. A Unidade Fazenda Boa Vista é um terraço aluvial baixo entalhado na Unidade Taquaruçú a mais de 40000 anos, Ambas as unidades são parcialmente cobertas por leques aluviais com idade entre 30000 a 40000 anos e entre 1500 e 3500 anos. A Unidade Rio Paraná compreende a planície fluvial, que em parte é um terraço baixo, e cuja superfície é marcada por feições típicas de um sistema anastomosado ativo até 1500 anos atrás. Junto destas feições ocorrem feições relícticas (paleo-barras) e feições atuais. Os corpos de água da planície em sua maior parte estão relacionados ao antigo sistema ansatomosado. A tendência de deslocamento do canal ativo para leste, aliada ao aprofundamento do talvegue pode levar ao abandono completo da planície.

Palavras chave: geomorfologia, unidades geomorfológicas, terraços, planície de inundação, rio Paraná.

INTRODUÇÃO

A área compreendida neste estudo abrange os arredores do rio Paraná nas proximidades das divisas entre os Estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul, onde estão localizadas as cidades de Loanda, Porto Rico (PR), Rosana (SP), Nova Andradina e Taquaruçú (MS). O clima da região é Subquente, Tropical Úmido, com 1 ou 2 meses secos (IBGE, 1990), e a vegetação é semidecidual, com áreas de domínio de cerrado a oeste. O relevo regional está inserido no Compartimento Beira Rio (JUSTUS, 1985) do Planalto Central da Bacia do Paraná (IBGE, *op cit.*), que é caracterizado por colinas alongadas com topos abaulados, às vezes tabulares, desdobrados em vários níveis. O relevo local está inserido na Planície do rio Paraná (IBGE, *op cit.*), que é caracterizada pela planície de inundação e terraços fluviais do próprio rio e de afluentes.

Os diversos níveis encontrados no relevo regional são explicados como resultado do desenvolvimento de diversas superfícies de pedimentação em períodos de clima seco, e entalhadas em clima úmido (BIGARELLA & MAZUCHOWSKI, 1985). Das três superfícies descritas pelos referidos autores, a mais baixa (Pd1) ocorre na região e ocupa o topo das colinas tabuliformes mais altas. Uma quarta superfície foi descrita por Justus (*op cit.*), como resultado da pedimentação de áreas ao longo dos rios Paraná, Paranapanema, e Ivaí. Os estudos desenvolvidos regionalmente por SOUZA FILHO (1993) e localmente por STEVAUX (1993),

consubstanciados em artigo posterior (SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997) relatam uma sucessão de terraços desenvolvidos em alternância de domínio fluvial e de pedimentação.

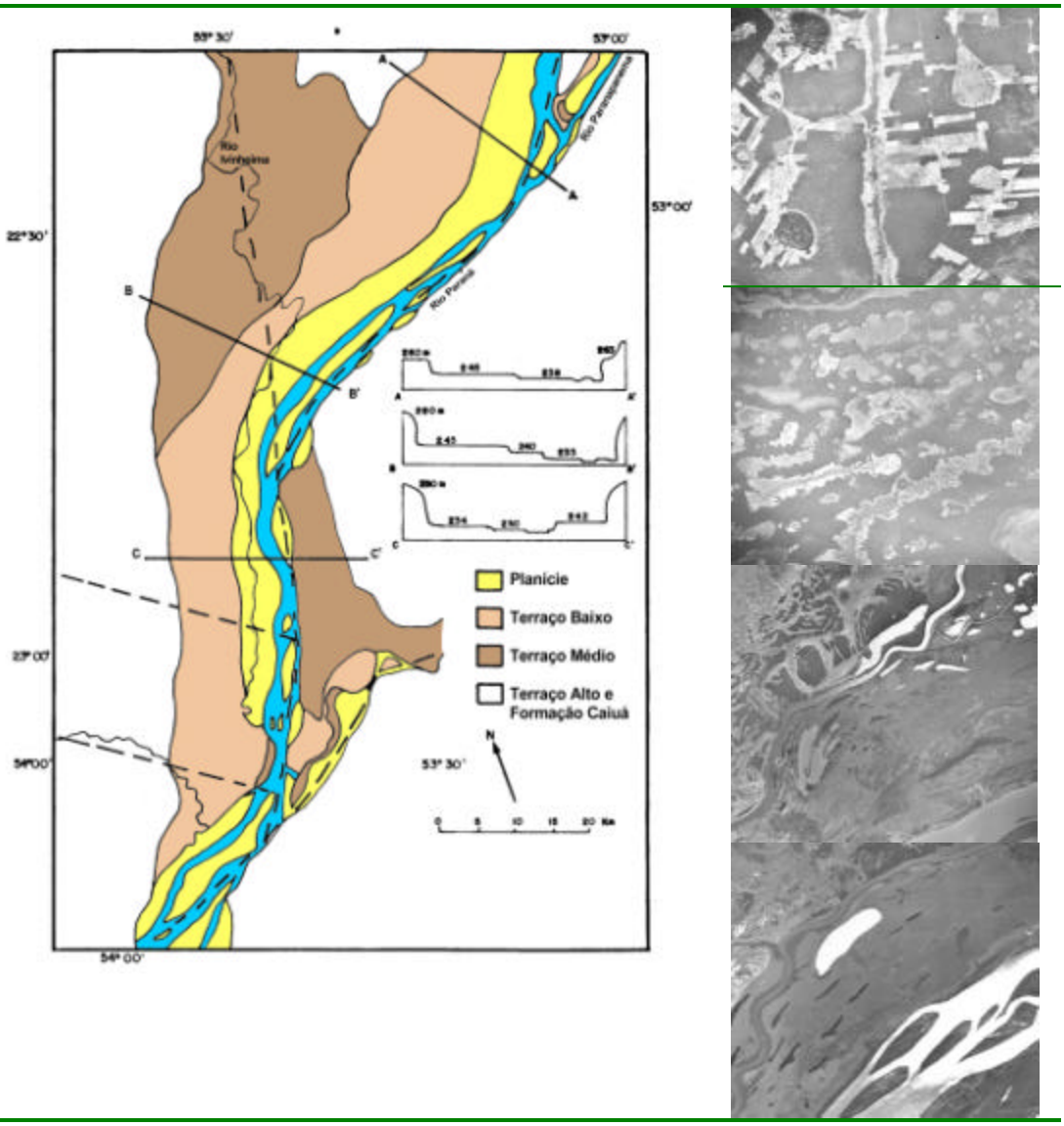


Figura 1:Mapa geomorfológico, e aspectos da superfície da Unidade Nova Andradina, Taquaruçú(quadros superiores), e das Unidades Fazenda Boa Vista e Rio Paraná.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O relevo da região é marcado por clara assimetria entre as duas margens do rio. A margem esquerda é marcada por colinas de topos convexos, às vezes planos, com até 500 m de altitude. Os afluentes de pequena ordem são curtos (5 a 30 Km) e com declividade alta (10 m\km). As margens do rio são marcadas por paredões com rocha exposta, e raramente aparecem margens baixas, nas áreas de ocorrência de pequenas faixas de planície fluvial.

A margem direita apresenta-se desdobrada em diversos patamares, com menor densidade de drenagem. Os afluentes de pequena ordem são longos (20 a 80 Km) e com declividade menor (2 a 3 m\km). O patamar mais elevado (Pediplano Pd1) possui colinas de topo plano, com altitude

entre 450 e 300 m, e encontra-se a uma distância de quinze a vinte e cinco quilômetros do rio. Os demais patamares correspondem às **Unidades: Nova Andradina** (terraço alto), **Taquaruçú** (terraço médio), **Fazenda Boa Vista** (terraço baixo), e **Rio Paraná** (planície fluvial). Os níveis de terraço encontram-se na figura 1.

A **Unidade Nova Andradina** está situado acima da cota de 250 m, e a cerca de dez a vinte quilômetros do rio. Este nível representa um terraço colúvio-aluvionar desenvolvido no Terciário, durante a evolução do Pediplano Pd0. Os sedimentos da sua base (cascalhos quartzíticos e areia subordinada) teriam sido depositados por um rio entrelaçado seixoso, e cobertos por areias de origem pedimentar de cor vermelha. O Terraço Alto possui topografia plana, marcada pela ocorrência de lagoas circulares (dales) espaçadas e amplas (1 a 3 Km de diâmetro).

A **Unidade Taquaruçú** ocorre entre as altitudes de 240 e 260 m, e está bem preservada no vale do rio Ivinheima, a uma distância de dez quilômetros do rio Paraná. Os depósitos de sua base (seixo-arenosos, ricos em calcedônia e ágata) teriam sido depositados por canais entrelaçados seixo-arenosos e cobertos por areias maciças, de cor amarela, de origem pedimentar, às vezes com lentes argilosas e argilo-arenosas, de origem lacustre. Sua topografia é marcada por alta densidade de lagoas, veredas e ocasionais leques aluviais. As lagoas teriam mais de 40 000 anos.

A **Unidade Fazenda Boa Vista** ocorre como uma faixa contínua de cinco a quinze quilômetros de largura, situada entre três e sete quilômetros de distância do rio. Esta feição corresponde a um terraço embutido na Unidade Taquaruçú, a mais de 40 000 anos A.P., durante o aprofundamento de drenagem que viria a originar a calha onde se encontra a planície fluvial. Sua superfície encontra-se entre 240 e 245 m de altitude, e é marcada por um conjunto de paleo-canais, parcialmente cobertos por leques aluviais. Sua borda oriental pode ser marcada por testemunhos e formas rebaixadas da Unidade Taquaruçú.A unidade constitui uma grande área de charcos, onde apenas as áreas mais altas são secas. O encharcamento é decorrente de um aqüífero suspenso, mantido por couraças lateríticas do substrato. Os leques aluviais podem ter se desenvolvido entre 30 000 e 40 000 anos A.P., e posteriormente entre 1500 e 3000 anos A.P..

A **Unidade Rio Paraná** ocorre em uma altitude que varia entre 237 e 240 m nas partes altas, e 231 e 235 nas partes baixas. Sua principal área de ocorrência é a margem direita, onde ocupa uma faixa que varia entre três e sete quilômetros de largura, mas sua ocorrência como ilhas de até dois quilômetros de largura também é expressiva. Sua superfície é plana, e a cobertura vegetal é a principal forma de realce das formas de relevo, uma vez que as áreas altas possuem vegetação arbórea, as médias são cobertas por arbustos, as baixas por campos, e os baixios por formas higrófilas. As partes mais rebaixadas constituem corpos de água (canais ativos e lagoas).

O seu relevo apresenta maior variabilidade em secções transversais, onde a amplitude altimétrica não ultrapassa 10m. As partes altas encontram-se até 4 m acima da média da planície, e o fundo dos canais até 6 m abaixo desta. A variação altimétrica longitudinal é menor, pois as áreas altas apresentam um gradiente de 7 cm/km entre Porto Primavera e a primeira foz do rio Ivinheima. A construção da planície foi iniciada a mais de 40 000 anos, e sua superfície adquiriu a maior parte das feições atuais no intervalo de clima seco entre 3500 e 1500 anos A.P., quando o sistema fluvial era anastomosado. As formas originadas pelos canais anastomosados pretéritos são os diques marginais, os canais, os leques de rompimento de diques, e as partes baixas e baixios da bacia de inundação.

Os diques marginais podem ser paralelos a canais ativos ou inativos, sendo que os primeiros são maiores. Os canais ativos compõem o complexo fluvial do rio Baía, Curutuba e Ivinheima, enquanto os inativos distribuem-se por diversas áreas da planície, podendo também estar associados ao referido complexo. Os canais do segundo conjunto podem estender-se por vários quilômetros, e sua largura pode atingir duzentos metros. Alguns são secos, outros formam

baixios, e outros formam lagoas com alguns metros de profundidade. Tais corpos de água constituem "lagoas de obstrução" (Drago, 1976).

A bacia de inundação compreende as áreas situadas abaixo da superfície média da planície. Estão situadas entre conjuntos de canais e diques, e suas dimensões são muito variadas, podendo ter vários quilômetros. Compreendem as principais áreas inundáveis, e não raro mantém corpos de água perenes. As lagoas desse tipo são extensas, arredondadas ou irregulares, rasas, e seus limites são pouco definidos, com passagem gradativa para os baixios. Elas são denominadas lagoas de "transbordamento", mas aquelas que mantém ligação entre si são "lagoas anexadas", e as que são ligadas lateralmente a antigos canais são "lagoas de expansão lateral" (Drago *op cit.*).

Os leques de rompimento de dique marginal ocorrem coalescidos, formando uma franja ao longo das cicatrizes dos canais dos quais tiveram origem. Cada forma individual apresenta-se lobada, com altura máxima junto aos paleocanais de origem, aonde chegam a até dois metros acima da média da planície, alongam-se por mais de dez quilômetros e alargam-se por até dois quilômetros de largura.

Outros conjuntos de formas podem ocorrer na planície, resultado da preservação de formas antigas, ou resultado da atividade atual do rio. As feições reliquiares são antigas barras fluviais, fusiformes, dispostas em conjuntos com forma idêntica, com dez quilômetros de extensão por três de largura, elevando-se quatro metros acima da planície. As feições associadas ao atual padrão de drenagem são os diversos tipos de barras fluviais, e as áreas de acumulação associadas à bacia de inundação e aos canais abandonados recentemente. Os canais abandonados recentemente formam dois tipos de corpos lênticos: as "lagoas inter-barras" (de Drago, *op. cit.*), originadas em canais obstruídos por barras de coalescência, e os chamados "ressacos", formados por barras laterais.

O quadro geomorfológico demonstra que a Unidade Nova Andradina e a Taquaruçú possuem expressão geomorfológica mais definida que as demais, com exceção da Unidade Rio Paraná. Isso ocorre devido à maior persistência das condições climáticas no Terciário e provavelmente no Pleistoceno, em especial no que diz respeito a climas secos, que favoreceriam o assoreamento da calha e a deposição de pedimentos. As alternâncias mais rápidas do final do Pleistoceno e do Holoceno, aliadas à movimentação tectônica podem ser responsáveis pela pouca expressão da Unidade Fazenda Boa Vista. Isto porque a calha foi deslocada para leste, e as condições de clima seco não perduraram tempo suficiente para o desenvolvimento de uma pedimentação significativa.

A Unidade Rio Paraná ainda é expressiva tanto em área como em espessura. Porem, deve ser levado em conta que a maior espessura de sedimentos encontra-se sob o canal ativo, e em erosão, e que de acordo com SOUZA FILHO *et al.* (2000), há uma tendência do rio remover as ilhas que mantém o registro desta unidade, assim como de alargar seu canal. Dessa forma é possível que tais registros também venham a ser significativamente diminuídos em tempo relativamente curto. Outro ponto importante, é que ela é um terraço baixo, e que a tendência futura é a de haver diminuição das áreas ativas da bacia de inundação, até que os processos fluviais deixem de atuar sobre ela.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com apoio do CNPq.

REFERÊNCIAS

BIGARELLA, J.J. & MAZUCHOWSKI, J. Z.- 1985-Visão integrada da problemática da erosão. 3° Simpósio Nacional de Controle da Erosão. ABGE, ADEA, Publicação Especial, Maringá, PR, 332 pp.

DRAGO, E.C.- 1976- Origen y clasificacion de ambientes leniticos en llanuras aluviales. Rev. Asoc. Cienc. Nat. Lit., 7: 123-137.

IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- 1990- Geografia do Brasil. Vol. 2. Região Sul. Rio de Janeiro, RJ, 326 p.

JUSTUS, J.O.- 1985- Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar. Univ. Fed. Bahia, dissertação de mestrado, Salvador, BA, 204 pp., (inédito).

SOUZA FILHO, E. E.- 1993- Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR). Inst. Geoc., USP, tese de doutorado, São Paulo, SP, 214 pp. (inédito).

SOUZA FILHO, Edvard Elias de; ROCHA, Paulo César; CORRÊA, Geraldo Terceiro; COMUNELLO, Eder. – 2001 - O ajuste fluvial e a erosão das margens do rio Paraná em Porto Rico (BRASIL).In: V REQUI / ICQPLI, 2001, Lisboa. Actas do V REQUI / ICQPLI. Lisboa: 2001. v. 1, p. 37-40.

SOUZA FILHO, E.E. & STEVAUX, J.C.- 1997- Geologia e geomorfologia do complexo rio Baia, Curutuba, Ivinheima. *In:* A Planície de Inundação do Alto Rio Paraná. A.E.A. de M. VAZZOLER, A.A. AGOSTINHO, & N.S. HAHN, (Eds.), EDUEM NUPÉLIA, Maringá, 460 pp.

STEVAUX, J.C.- 1993- O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação, e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR). Inst. Geoc., USP, tese de doutorado, São Paulo, SP, 242 pp. (inédito).

Característica e Dinâmica das Formas de Leito do Rio Paraná: Considerações Sobre a Barragem de Porto Primavera, a Extração de Areia do Canal e a Implantação da Hidrovia do Rio Paraná

STEVAUX, José C.; SOUZA FILHO, Edvard E.; MARTINS, Débora P.
Universidade Estadual de Maringá, Depto. Geografia, 87020-900, Maringá, PR
jcstevaux@uem.br; edvardmarilia@wnet.com.br e deby.martins@zipmail.com.br

RESUMO

Esse tópico traz a fundamentação teórica de estudos que estão sendo implantados no rio Paraná e que visam avaliar as possíveis alterações na carga de fundo do rio Paraná, a jusante de Porto Primavera, resultantes de ações antropogênicas como a formação de barragens, a mineração e a navegação.

Palavras chaves: rio Paraná, impactos de reservatório, mineração, navegação

INTRODUÇÃO

O conhecimento das características e da dinâmica das formas de leito (carga de fundo) dos rios é de grande interesse não apenas no estudo da geomorfologia e da hidráulica fluvial, mas também em vários problemas concernentes às ciências ambientais. Extração de areia para construção de construção, dragagem para implantação e conservação de hidrovias, assoreamento de barragens, implantação de praias artificiais e portos são algumas das atividades freqüentes em rios de médio a grande porte que dependem diretamente desse conhecimento. A carga de fundo de um sistema fluvial tem relação direta com geometria hidráulica do canal e quaisquer alterações envolvendo essa variável pode acarretar no desequilíbrio do perfil longitudinal do rio (Leopold, *et al*., 1964).

Esse fato pode ser observado atualmente no rio Paraná, no trecho a jusante da represa de Porto Primavera, onde o impedimento da mobilização da carga de fundo pela barragem proporcionou alterações imediatas na dinâmica erosivo-sedimentar do canal. Essas alterações foram de tal ordem que, mesmo sem estudos mais detalhados, podem-se observar fenômenos como o abandono do porto de Primavera pelo acúmulo rápido e intenso de uma barra lateral na margem esquerda, impedindo o atracamento das balsas e a erosão ativa de barras arenosas e ilhas situadas a algumas centenas de metros a montante desse porto. Outras atividades também contribuem em maior ou menor escala para alterar a dinâmica das formas de leito e as características da carga de fundo de um rio. A extração de areia de construção seja talvez uma das mais impactantes atividades desenvolvidas no canal depois da barragem. Agindo diretamente no leito do rio, a extração de areia causa destruição do "habitat" dos organismos bênticos e produz uma alteração na dinâmica e no suprimento da carga de fundo.

PRINCÍPIO DO MÉTODO:

A quantificação da carga de fundo (Equação de Stuckrath, 1969): Durante os anos de 1986 a 1989, a Itaipu Binacional desenvolveu um projeto sistemático de avaliação da carga transportada pelo rio Paraná e seus principais afluentes a montante do reservatório de Itaipu até

a foz do rio Paranapanema (Itaipu Binacional, 1990). Contudo estes trabalhos quantificaram apenas a carga suspensa, sendo a carga de fundo inferida indiretamente assumindo a relação:

$$C_f = 0{,}2\ C_s$$

onde C_f é a carga de fundo e C_s a carga suspensa).

A quantificação da carga de fundo constitui ainda uma dificuldade a ser enfrentada. A literatura menciona alguns métodos desenvolvidos na década de 1940, principalmente na Europa, para medição direta da carga de fundo que utilizam armadilhas de captura de sedimento (Einstein, 1944). Esta metodologia, contudo, é desencorajada por muitos pesquisadores (Hubbell, 1964), principalmente nos casos de médios e grandes rios. Uma nova metodologia vem sendo testada por um grupo de pesquisadores da Univesidad Nacional del Litoral, Santa Fé, Argentina, Universidade Federa; de Goiàs e Universidade Estadual de Maringá (Amsler, 1982; Amsler, e Prendes, 2000; Amsler e Gaudi, 1994) baseia-se nos trabalhos pioneiros de Stuckrath (1969). Num rio de fluxo permanente, bidimensional, aproximadamente uniforme e que percorre o fundo móvel com formas de leito desenvolvidas e em regime de fluxo inferior, a carga sedimentar de fundo (Cf), dada em unidade de largura, é determinada pela equação de Stukrath (1969):

$$C_f = (1 - p)\ H\ k\ ud$$

onde: p, porosidade da areia (~ 0,4); H, altura média das dunas; ud, velocidade de deslocamento das dunas; k , coeficiente de forma das dunas (~0,67 para as dunas naturais)

Princípio do método: Em última análise, o cálculo da carga do fundo de um canal é obtido pela determinação do tamanho das dunas (que permitirá o cálculo do volume de material) e a sua velocidade de deslocamento a jusante (Stuckrath, 1969). No trecho de estudo escolhido serão definidos 4 pontos (A, B, C e D) distribuídos ao longo de uma seção transversal no extremo montante do trecho. Estes pontos serão posicionados pelo GPS (de estação dupla) e sinalizados por bóias de navegação. Cada ponto será a origem de uma seção principal ecobatimétrica, a ser obtida com o barco navegando no sentido da corrente. A trajetória do barco seguirá a zona de maior velocidade. Para tanto, serão lançados na corrente, a partir de cada bóia, flutuadores que percorrerão o trecho alinhando-se às linhas de maior velocidade de fluxo. O barco acompanhará o movimento dos flutuadores registrando sua trajetória pelo GPS. Este trabalho será repetido após 20 a 30 dias, nos períodos de águas baixa e médias e de 10 a 20 dias nos períodos de cheias. Dessa forma pretende-se observar o deslocamento das formas de leito. Os valores de profundidade (ecobatímetro) e de coordenada (GPS). Por meio do programa de computação "SURFER" os dados serão convertidos em perfis batimétricos geo-referenciados. O tratamento dos seguirá os seguintes passos:

Etapa 1 (cada duna separadamente em uma seção): Cada duna (i) separadamente (seções de apoio). O deslocamento de uma frente "d_i" será dado pela média dos deslocamentos desta mesma frente nas seções de apoio:

$$d_i = d_{A1} + d_A + d_{A2}/3$$

onde d_{A1}, d_A e d_{A2} é o deslocamento nas seções de apoio e na principal.

A velocidade do deslocamento ud_i entre duas campanhas sucessivas para uma seqüência de dunas em um perfil é calculada pela equação:

$$ud_i = d_i/\Delta t$$

onde d_i é o deslocamento de um frente de duna e Δt é tempo entre dois levantamentos sucessivos (20 a 30 ou 10 a 20 dias)

*Etapa 2 (extesão paa todas dunas de uma seção):*O cálculo da velocidade média de deslocamento das dunas de uma seção ud_p é dada pela seguinte equação:

$$ud_p = \Sigma ud_i/n$$

onde, n é o número de dunas em uma seção.

A altura média das dunas em uma seção, por sua vez, é assim obtida :

$$\mathbf{H_m = H_i/n}$$

onde, H_i é a altura de cada duna da seção.

O cálculo da carga de fundo para cada seção "Cf_p" será então:

$$\mathbf{Cf = (1 - p)\ k_f\ H_m\ ud_p}$$

com valor de p (porosidade) é de 0,4 e a constante referente a forma da duna varia geralmente entre 0,50 e 0,66. A descarga solida resultante do deslocamento de uma frente de duna pode ser dada da seguinte forma:

$$\mathbf{Cf_p = 0{,}396\ H_m\ ud_p}$$

onde, 1-p = 0,6 e 0,66 o coeficiente de forma de duna.

Etapa 3 (integração com as quatro seções A, B. C e D): A descarga de fundo total, dada em unidade de largura será a média ponderada pela largura de abrangência de cada seção. Este valor advém das informações dadas por uma série de seções transversais ao trecho estudado (ver no próximo em "Levantamento preliminar", no próximo ítem). Assim, Cf será obtida pela equação:

$$\mathbf{Cf = Ó\ Cf_p x\ L_p / Ó\ L_p}$$

onde, L_p é a abrangência de cada seção A, B, C e D (em m^2/dia por metro linear de seção).

RESULTADOS ESPERADOS

Pela primeira vez no trecho superior do rio Paraná será experimentado um método de medição da carga de fundo que leve em consideração a grandeza do canal e a variabilidade da intensidade e natureza dos processos de canal. Os métodos convencionais de amostragem por equipamento são muito questionáveis devido a natureza pontual da amostragem. O método aqui proposto vem ao encontro das pesquisas atualmente desenvolvidas no canal e que abrangem: o efeito das varáveis geomorfológicas do canal na comunidade bêntica (Stevaux & Takeda, 2002); e os estudos consernentes às alterações na hidrologia do canal a jusante do reservatório de Porto Primavera (Crispim, 2001 e Rocha, 2001).

REFERÊNCIAS

AMSLER, M. E PRENDES, 2000. Transporte de sedimentos y processos fluviales asociados. In Paioli, C. e Schreider, M. (eds.), *El Río Paraná en su tramo medio.*Universidad Nacioanl del Litoral, tomo 1:234-306.

AMSLER, M. E GAUDI, H.E., 1994. La susperposición de dunas y el transporte de la carga de fondo en el río Paraná. *Memórias XV Congresso Nacional del Agua*, La Plata, v. 3: 1-10.

CRISPIM, J. Q. 2001. Alterações na hidrologia do canal a jusante da represa de Porto Primavera, Rio Paraná. Disseratação de mestrado, UEM/Pos-graduação em Ecologia de Ambientes Aqüáticos Continentais, Maringá, PR, p.25

EINSTEIN, H.A., 1944. *Bed-load transportation in Mountain Creek*, U. S. Dept. Agric. Soil Cons. Tech. Publ. 55, 44p.

HUBBEL, D.W., 1963. *Apparatus and techiniques for measuring bed load.* U. S. Geol.Survey Water-Supply Paper 1748.

ITAIPU BINACIONAL, 1990. *Estudo sobre a carga suspensa na bacia do rio Paraná no período de 1986-1988.* Relatório Interno s/n. 2 vol.

LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. AND MILLER, J.P., 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Dover, 522p.

ROCHA, J.A., 2001. Características geomórficas do canal do rio Paraná nas proximidades da barragem de Porto Primavera. Disseratação de mestrado, UEM/Pos-graduação em Ecologia de Ambientes Aqüáticos Continentais, Maringá, PR, p.21

STEVAUX, J.C. AND TAKEDA, A.M., 2002, Geomorphological processes related to density and variety of zoobenthic community. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 129:143-158.

STUCKRATH, T., 1969. *Movimento de las ondulaciones del lecho de río Paraná. Mitteilungen das Frazius Institute* . Universität Hannover, v.1:20p. (tard. Espanhol por Ing. M.H. Balderiote).

Alterações na Hidrologia do Canal do Rio Paraná após a Construção do Reservatório de Porto Primavera.

CRISPIM, Jefferson Q. & STEVAUX, José C.
Universidade Estadual de Maringá/Depto. Geografia - 97020-900, Maringá, PR
E-mail: jcstevaux@uem.br

RESUMO

Este trabalho avaliou as alterações na vazão, velocidade de fluxo, profundidade, temperatura da água, condutividade, pH, oxigênio dissolvido, concentração de sedimento suspenso, textura do material de fundo e morfologia das formas de leito e da seção transversal do canal do rio Paraná antes e após o fechamento da represa de Porto Primavera, ocorrido em dezembro de 1998.

Palavras chaves: impactos de reservatório, rio Paraná, hidrologia.

INTRODUÇÃO

A construção de reservatórios em canais aluviais alteram o estado de equilíbrio de um rio, conduzindo a uma série de mudanças na características e nos processos fluviais, acarretando em problemas de gerenciamento tanto na área inundada como no trecho jusante à barragem. Tais alterações no regime fluvial vêm sendo tratadas na literatura há pelo menos 3 décadas.

O rio Paraná é o mais importante rio sistema fluvial do centro-sul brasileiro e dos países do cone sul. Sua bacia perfaz 2.800.000 km^2, estendendo-se desde os Andes ocidentais até a serra do Mar, e desde o planalto central brasileiro até Buenos Aires, Argentina. Somente em território brasileiro a bacia do Paraná alcança 800.000 km^2, sendo que o próprio rio Paraná e seus principais tributários encontram-se quase totalmente inundados por barragens .

Foram avaliadas as alterações na vazão, velocidade de fluxo, profundidade, temperatura da água, condutividade, pH, oxigênio dissolvido, concentração de sedimento suspenso, textura do material de fundo e morfologia das formas de leito e da seção transversal do canal do rio Paraná decorrentes do fechamento da represa de Porto Primavera (ocorrido em dezembro de 1998). O trabalho compara dados coletados no *Primeiro Período* (1987-1988, Itaipu, 1990), *Segundo Período* (1994-1995, Stevaux & Takeda, 2002) e *Terceiro Período* (2000-2001, Crispim, 2001).

Nos três períodos foi estudada a seção de porto São José (22º45'52"S e 53º'34"W), localizada 35 km a jusante da represa de Porto Primavera e 3 km da foz do rio Paranapanema). Trata-se de uma seção nodal (no conceito de Coleman, 1968) com 1200 metros de comprimento com profundidade entre 6 e 13 metros e razão entre largura e profundidade de 92,3 m. Tem canal assimétrico, com o talvegue principal desviado para a margem esquerda. A seção transversal estudada foi dividida em 4 pontos de coleta.

Os pontos de coleta foram posicionados mensalmente, através GPS e levantamento ecobatimétrico, uma vez que o leito móvel do rio altera continuamente a morfologia da seção do canal. A metodologia utilizada esta resumida na tabela 1.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Vazão e velocidade de fluxo:

A série histórica da vazão em Porto São José apresenta-se relativamente semelhante para o 1º e 2º período. No último período pós-fechamento da barragem nota-se uma redução drástica no desvio padrão relativo a média anual, sendo, contudo notável a intensa variação diária da vazão resultado do manejo da barragem (Tab. 2).

Carga de fundo, carga suspensa e transparência:

Constatou-se uma mudança na textura da carga de fundo entre o segundo e o primeiro período, com incremento dos termos granulométricos mais finos (predomínio de areia fina ,areia muito fina e lama) no último período.Tal alteração pode ser atribuída ao fechamento da barragem – a redução na velocidade do fluxo de água está propiciando apenas o deslocamento de material mais fino. A concentração de material suspenso (Css) e a carga total (Qst) e carga suspensa total (Qst) apresentaram uma drástica redução entre o primeiro, segundo e terceiro periodos (Tab. 3). A transparência acompanhou os dados de carga suspensa apresentando um aumento de 47,7%.

Tabela 1. Metodologia para coleta e análise dos dados

Variável	Coleta e análise (mensal; Jan/2000 a Fev/2001 (13 campanhas).
Temperatura do ar e da água.	Determinada na hora da coleta através do Termômetro de mercúrio. A temperatura da água foi calculada em amostra coletada pela garrafa de Van Dorn a 50% da profundidade.
Transparência da Água	Determinada pelo disco de Secchi
Condutividade elétrica (µS/cm) , O_2 dissolvido (mg/l) e pH.	Foram determinados através de potenciômetros digitais portáteis Cole & Palmer.
Amostra de fundo	Coletada por pegador de Peterson (modelo Van Vêem) e análise textural por peneiramento (Suguio, 1973). Utilizada a escala de Wentworth (1922), modificada por Folk, 1974. Os dados foram tratados pelo programa GRANULO (UNESP).
Carga suspensa	O material suspenso foi determinado através de filtros (micro filtro fibra de vidro, 0,2mµ - GF 52-C ϕ 47 mm) coletado em garrafa de Van Dorn a 50% da profundidade, conforme metodologia de Orfeo (1995).
Ecobatimetria	Seção transversal e longitudinal (ao longo do talvegue). Ecobatímetro FURUNA com emissor de sinais de 200 kH .
Velocidade da corrente	Três medidas verticais a 25%, 50% e 80% da profundidade, utilizado molinete hidromec.

Tabela2 – Média de vazão e velocidade do fluxo nos três períodos

Parâmetro	1º período	2º período	3º período
Vazão (m^3/s)	8.747	7.506	7.950
Desvio Padrão (ó)	2.403	2.033	506
Veloc. Do fluxo (m/s)	0.88	0.70	0.56
Desvio Padrão (ó)	0.15	0.23	0.24

Temperatura, pH,condutividade, oxigênio dissolvido:

A temperatura do ar (1994 e 2000) apresentou valores médios de 25,8ºC (ó = 2.60 (1994) e 23,4ºC (ó = 3.19) (2000). Para a variável temperatura da água a média foi 25,2ºC e ó = 2.61 (1994) já para o 3º período (2000), a média foi de 24,9ºC com ó = 2.99. Contudo tais valores não indicam alterações introduzidas pela barragem.

Tabela 3- Comportamento da concentração de sedimentos suspensos durante os três períodos.

Parâmetro	1º período	2º período	3º período
Vazão média (m^3/s)	8.747	7.506	7.950
Css ($mg.l^{-1}$)	24,94	14,75	10,80
ó ($mg.l^{-1}$)	,9	7,2	6,7
Qst	6,6	4,5	2,7
% de redução Css	-	31,8	40,9

Os valores de pH apresentaram-se levemente mais ácidos para o terceiro período. Essa redução pode estar relacionada com a liberação de elementos húmicos, ácido sulfúrico, nítrico, oxálico, acético resultante do enchimento do reservatório (inundação da várzea). A condutividade elétrica no segundo período ficou entre 41 µS/cm e 64 µS/cm. Já no terceiro período os valores variaram entre 32 µS/cm a 78 µS/cm. O tese de Tuckey aplicado nesses valores determinou que as diferenças entre os dois períodos são significativas. As concentrações de O_2 dissolvido variaram de 4,42 $mgO_2.l^{-1}$ a 14,17 $mgO_2.l^{-1}$ no segundo período e de 5,85 $mgO_2.l^{-1}$ a ,98 mgO_2/l^{-1} no período após o fechamento da barragem.

Geometria da seção e formas de leito:

Foi observada uma redução de 7,5% na velocidade de migração das formas de leito no último período (67m/mês no segundo período e 62 m/mes no terceiro período). Esses valores não são suficientes para justificar a influência do fechamento da barragem na migração das formas e leito.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao NUPELIA/UEM pela infra-estrutura na base de Porto Rico, ao GEMA/UEM pela utilização do laboratório de sedimentologia, ao curso de pós-graduação em Ecologia de Ambientes Aqüáticos Continentais e ao MCT-CNPq/PELD pelo suporte financeiro da pesquisa.

REFERÊNCIAS

COLEMMAN, J. 1968 Bramaputra river: channel process and sedimentation. **Sedimentary Geology.**

CRISPIM, J.Q. 2001. **Alterações na hidrologia do canal após construção de reservatório a montante: o caso da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera, Rio Paraná**. Dissertação e mestrado, Universidade Estadual de Maringá, Pós-graduação em Ecologia de Ambientes Aqüáticos Continentais, Maringá, PR, 25p.

ITAIPU BINACIONAL. 1990 **Estudo sedimentométrico no sistema de Itaipu**. Relatório Interno. Foz do Iguaçu.

STEVAUX, J.C. & TAKEDA, A.M. 2002. Geomorphological processes related to density and variety of zoobenthic community of the upper Paraná River, Brazil. **Z. Geomorph.**, 129:143-158

A Abrangência das Cheias na Planície do Rio Paraná, no Complexo Baia-Curutuba-Ivinheima

SOUZA FILHO, Edvard Elias; COMUNELLO, Eder; & ROCHA, Paulo César
GEMA, Departamento de Geografia, UEM – (0 44 2614327)
(edvardmarilia@wnet.com.br)

RESUMO

A interpretação de 12 cenas LANDSAT5 do rio Paraná, obtidas em datas de diferentes níveis hidrológicos dos rios Paraná e Ivinheima possibilitaram determinar quais as áreas de domínio de cheias do rio Paraná, do rio Ivinheima e do rio Baía, a freqüência com que ocorrem, assim como observar qual área é atingida em diferentes níveis da água. Pode ser observado ainda que mesmo em cheia de grande porte do rio Paraná as águas sobre a planície apresentam diferentes características, provavelmente guardando propriedades dos cursos de água que as alimentam. As cheias não ocorrem pelo transbordamento do dique marginal, mas pela entrada de água do rio Paraná no complexo dos rios Baía-Curutuba-Ivinheima.

Palavras chave: abrangência de cheias, sensoriamento remoto, planície de inundação, rio Paraná

INTRODUÇÃO

A inundação da planície fluvial durante o período de cheia exerce um importante papel geomorfológico na construção da planície, e ecológico no que diz respeito à manutenção dos ecossistemas a ela relacionados. Uma vez que cada período de cheia apresenta diferentes valores de débito, e o nível alcançado pelas águas também é distinto, a compreensão das áreas atingidas por diferentes níveis fluviométricos é importante para o conhecimento da dinâmica da planície fluvial. Por esta razão foi realizado um estudo a respeito da abrangência das cheias no rio Paraná.

O estudo foi realizado na área compreendida pela parte baixa do rio Baía, o canal do Curutuba e parte do rio Ivinheima. O objetivo inicial foi o de estabelecer quais as áreas estavam sujeitas à inundação em diferentes níveis fluviométricos, e como a conexão dos corpos lênticos ao sistema lótico é feita. Para isso foram utilizadas 12 cenas orbitais (TM, obtidas entre 1987 e 1999), todas com diferentes níveis fluviométricos do rio Paraná ou do rio Ivinheima (COMUNELLO & SOUZA FILHO, 2001).

As cenas disponíveis foram georreferenciadas, importadas para o programa SPRING, onde foram pré-processadas (correção atmosférica, realce, composição colorida), e passaram por fatiamento de níveis, de acordo com o preconizado por Novo (1992). O produto obtido foi utilizado para interpretação visual com apoio de observação em fotografias aéreas, e as imagens foram relacionadas aos níveis fluviométricos apresentados pela estação de Porto São José (rio Paraná) e de Porto Sumeca (rio Ivinheima).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Dentre as cenas analisadas quatro delas retratam o sistema em condições de águas baixas (Figura1), outras quatro cenas registram diferentes situações de cheia (Figura 2), e outras quatro

mostram a evolução provável de uma onda de cheia (Figura 3).

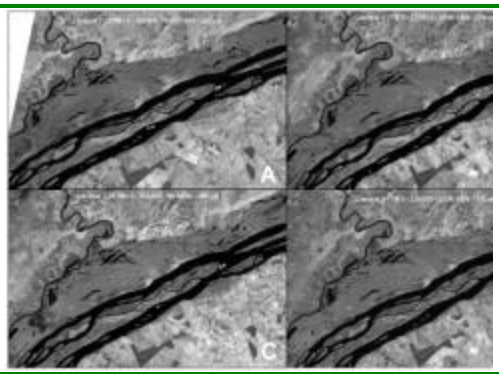


Figura 1 Cenas LANDSAT 5 mostrando situações do rio com águas abaixo da média anual.

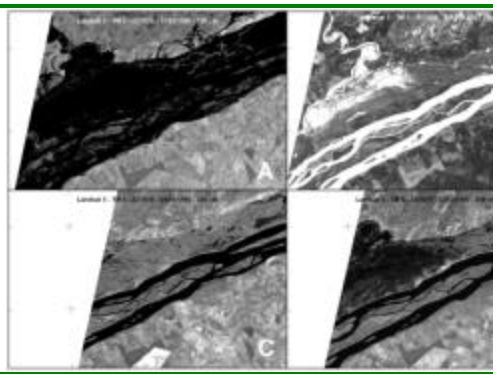


Figura 2 Cenas LANDSAT 5 mostrando diferentes situações de cheia.

A figura 2A mostra a calha fluvial completamente cheia (água em tom escuro), com as copas das árvores ainda emersas. A figura 2B mostra uma cheia relacionada ao rio Ivinheima (297 cm em Porto Sumeca, e 287 cm em Porto São José), onde as áreas inundadas estão com tons claros. A área afetada por este evento compreende a calha do rio Ivinheima, e a parte mais baixa da planície do rio Paraná compreendida entre o terço inferior do canal do Curutuba e o canal do Ipuitã. A figura 2C mostra uma área inundada (em tom escuro) próxima ao rio Baía, cuja causa não é clara, uma vez que o rio Paraná está com nível inferior ao mostrado na figura 1C, ou seja abaixo do nível médio anual. A figura 2D é similar àquela mostrada na cena 2B, embora mostre uma maior área afetada.

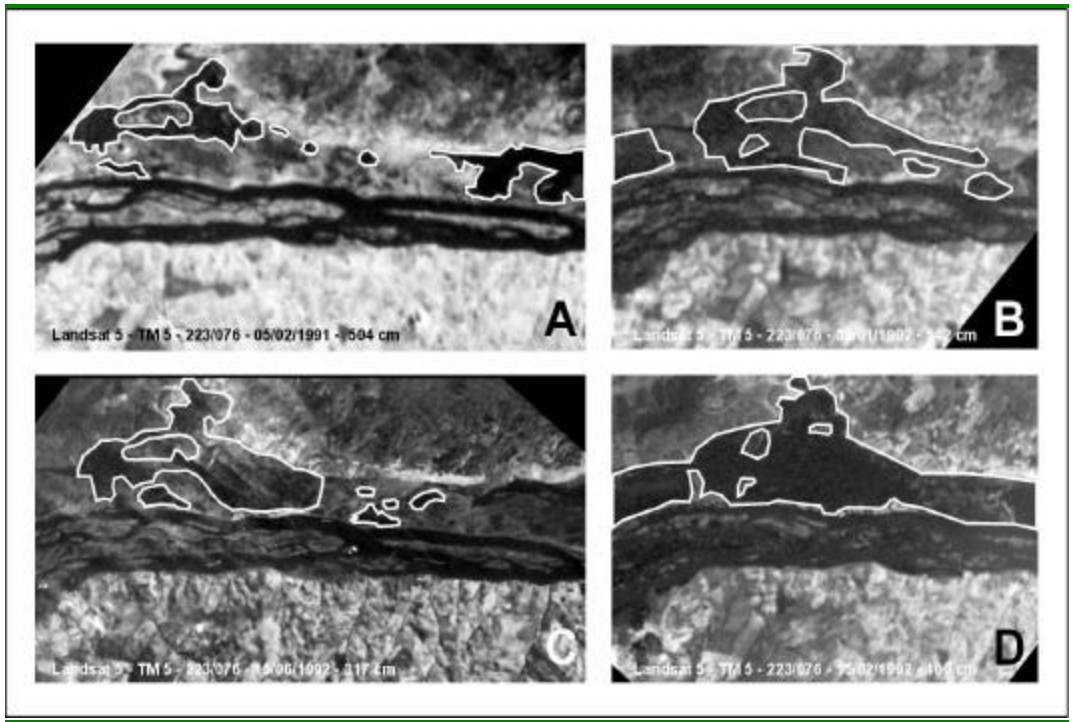


Figura 3 Cenas LANDSAT 5 mostrando a seqüência de inundação

O rio Paraná poderia ser responsabilizado pela cheia face ao nível apresentado; entretanto as áreas secas a montante mostram que a planície não foi afetada por inteiro, e por isso é provável que a inundação tenha sido provocada pelo rio Ivinheima, que apresentava 409 cm em Porto Sumeca.

As figuras 3A e 3B mostram que as águas do rio Paraná adentram a planície pelo rio Baia e pelo canal do Curutuba e ao inverter este fluxo promovem o barramento das águas dos dois sistemas. As águas destes últimos ocupam as áreas mais baixas, até que quase toda a planície esteja coberta (figura3D). A figura 3D mostra a dinâmica da inundação provocada pela cheia do rio Ivinheima, quando o rio Paraná encontra-se com nível acima da descarga média.

A figura 4 mostra que mesmo com toda a planície inundada as águas definem faixas de domínio diferentes. Junto à margem esquerda há predomínio das águas provenientes do rio Paranapanema, junto à margem direita e a montante há domínio das águas húmicas do rio Baía, e a jusante e junto à margem direita há domínio das águas mais ricas em carga suspensa do rio Ivinheima. Alem disso pode ser observado que após um determinado nível a dinâmica do fluxo de água muda, e que em alguns locais as águas do rio Paraná possuem maior domínio sobre a planície (porções mais claras sobre a planície). Os locais de entrada de água do rio Paraná são aqueles em que o dique marginal foi reduzido graças à erosão marginal, e provavelmente são as áreas mais sujeitas a aporte sedimentar.

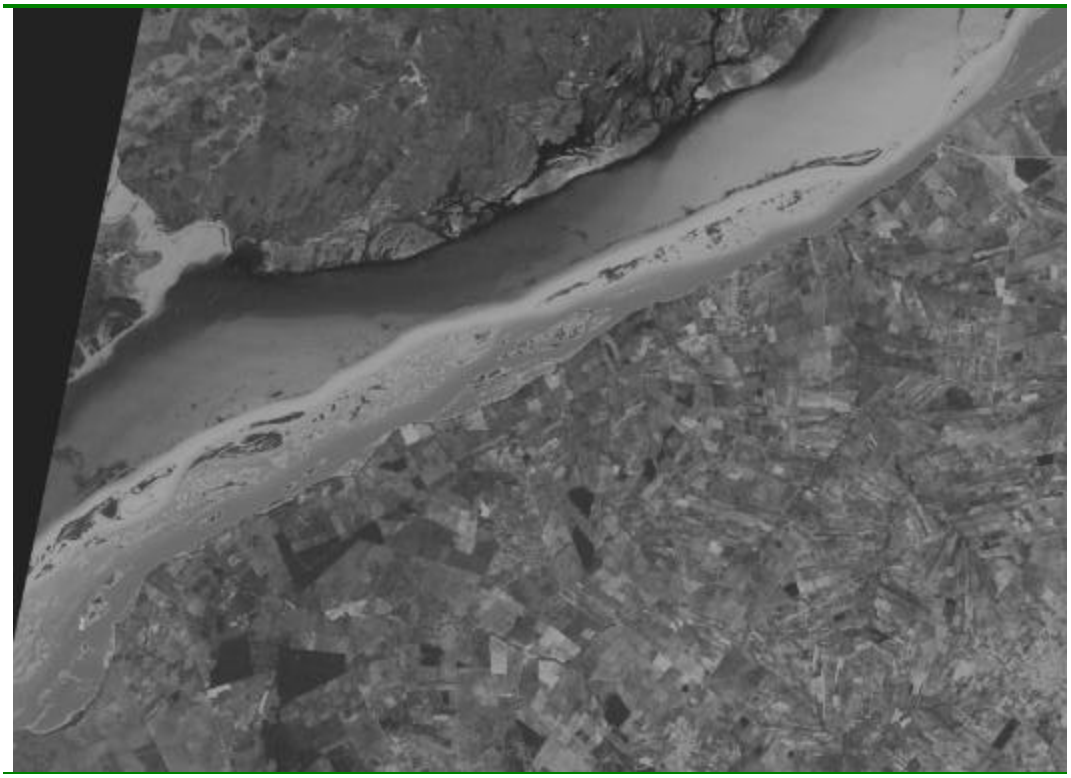


Figura 4 Cena LANDSAT 5 mostrando toda a planície inundada.

Os dados obtidos permitem a identificação de um sistema inundável complexo em que há dois conjuntos que alem de serem inundados pelo rio Paraná apresentam outras influências. O conjunto a montante (subsistema rio Baía) aparentemente é afetado por precipitação local que afeta a bacia de drenagem do rio Baía, e a compreensão dos efeitos e abrangência deste fenômeno exige o monitoramento da precipitação local e/ou do nível do subsistema. O conjunto

da parte média (subsistema Ivinheima) que inclui a metade jusante do canal do Curutuba é influenciado pelas cheias do rio Ivinheima que podem ser minimizadas ou ampliadas de acordo com o nível do rio Paraná. A área afetada é controlada a montante por um degrau situado na parte média do canal do Curutuba.

O subsistema do rio Paraná é controlado pelos níveis deste rio, que dependem das precipitações na bacia e da operação das barragens situadas a montante. As áreas inundáveis incluem as ilhas fluviais, a porção da planície situados na margem esquerda, e a parte da planície cortada pelo baixo rio Ivinheima, a jusante do canal do Ipuitã. As cheias do rio Ivinheima não afetam este conjunto graças ao escoamento proporcionado pelo referido canal, e à presença de diques marginais contínuos.

A avaliação da série histórica dos níveis fluviométricos do rio Paraná e do rio Ivinheima (ROCHA *et al.*, 2002) permitiu identificar que há sincronia entre as cheias dos dois rios em 30% das vezes, que em 28% das vezes apenas o rio Ivinheima estava em cheia, e que em 40% apenas o rio Paraná encontrava-se nesta situação. Os dados mostram que no período analisado todo o conjunto da planície esteve inundado em 16,6 % dos dias (no período entre dezembro e março), e que a área do subsistema Ivinheima esteve inundada outros 6,5 % dos dias a mais que o restante do sistema.

Para concluir, este estudo determinou que quando o rio Paraná encontra-se em 3,5 m na estação de Porto São José, as lagoas com alto grau de conexão são influenciadas por entrada de água passiva. Quando o rio chega a 4,6 m inicia-se o afogamento dos rios Baía e Ivinheima, e a entrada passiva de água nas lagoas com menor grau de conexão ou separadas dos sistemas lóticos por meio de margens baixas. Quando o rio chega a 6,1 m, inicia-se o alagamento da planície por meio da entrada passiva de água pelas partes baixas das margens, e a interconexão dos corpos de água. Por fim, quando o rio chega a 7,0 m, ele ultrapassa os diques marginais e cobre toda a planície, e permite a existência de fluxos ativos sobre ela. As cheias do rio Ivinheima e do rio Baía podem provocar alagamentos locais.

As modificações introduzidas pelos barramentos podem tornar mais comuns as inundações relacionadas ao rio Ivinheima porque a vazão média das cheias e as vazões mais baixas passaram a ter valores mais elevados, e porque as ondas de cheia tornaram-se mais freqüentes. Por conseqüência, as conexões entre os corpos lênticos e o sistema lótico podem ser mais freqüentes, mas a duração delas deve diminuir. No caso específico dos três últimos anos, a maneira com que foi realizada a formação do reservatório de Porto Primavera, fez com que houvesse diminuição do número de conexões.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq-MCT/PELD pelo apoio financeiro na execução deste trabalho.

REFERÊNCIAS

COMUNELLO, E & SOUZA FILHO, E. E.. (2001) Dinâmica de inundação em áreas sazonalmente alagáveis na planície de inundação do alto rio Paraná. Dissertação de mestrado apresentada junto ao PEA, UEM. (inédito).

NOVO E.M.L.M. (1992) *Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações*. Ed. Nobel. 2 ed. 308 p.

ROCHA, P. C., SOUZA FILHO, E. E., & COMUNELLO, E. (em prep.) Influência do conjunto de barragens da bacia do rio Paraná sobre o débito fluvial em Porto São José. Trabalho integrante da Tese de Doutorado a ser defendida junto ao PEA, UEM. (inédito).

A Erosão Marginal a Jusante da Barragem de Porto Primavera

SOUZA FILHO, Edvard Elias; CORRÊA, Geraldo Terceiro;
DESTEFANI, Edilaine Valéria; TEIXEIRA,
Aracy Elaine; ROCHA, Paulo César
Gema, Departamento de Geografia, UEM, (0 44 2614327) (edvardmarilia@wnet.com.br)

RESUMO

Durante os anos de 2000 e 2001 foi desenvolvido um trabalho de monitoramento da erosão marginal nas margens do rio Paraná ao longo de um segmento de 80 quilômetros. Os resultados obtidos mostraram que as taxas de erosão foram baixas, o que pode ser explicado pelos reduzidos valores de débito fluvial, e a ausência de cheias significativas. A influência da barragem de Porto Primavera sobre tais taxas não pode ser determinada, porque faltam dados anteriores ao fechamento para comparação. Contudo, os trabalhos de campo demonstraram a ocorrência de feições relacionadas a "pipping". Tais formas tinham sido descritas em apenas uma situação e hoje são freqüentes. A ocorrência dessas formas pode ser resultado das variações diárias do nível da água, causadas pela operação do reservatório.

Palavras chave: erosão marginal, impactos de barragem, UHE Porto Primavera, rio Paraná

INTRODUÇÃO

Os trabalhos de erosão marginal estão sendo desenvolvidos no segmento compreendido desde as proximidades da barragem de Porto Primavera até o arquipélago das ilhas Floresta e Japonesa. Os pontos estão sendo monitorados por meio da combinação do método dos pinos e do método de perfilagens sucessivas, conforme descrito por Rocha & Souza Filho (1995).O segmento superior (Ilha Óleo Cru) e o inferior (Ilhas Floresta e Japonesa) não dispunham de monitoramento prévio, e por isso não possuem referência para comparação, entretanto, a parte central (ilhas Mutum Porto Rico e Cariocas), foi alvo de estudos por parte de Fernandez (1990).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O monitoramento no período de 2000 e 2001 demonstrou que as taxas de erosão média mensal foram relativamente baixas (4,3 cm/mes no conjunto a jusante, 3,86 cm/mes no conjunto médio e 4,12 cm/mes no conjunto superior). Os valores mais expressivos ocorreram nos meses de maior débito (março e abril) quando estes alcançaram 12 cm/mes.

A relação positiva entre débito e taxa de erosão foi discutida por Rocha *et al.*(1999), e deve-se à relação direta entre débito e velocidade de fluxo em canais com fluxo livre. A velocidade de fluxo é o principal fator de controle das taxas dos processos erosivos marginais, e o aumento da vazão é acompanhado pelo aumento da velocidade de fluxo.

Os pontos de amostragem de cada conjunto mostraram uma considerável variabilidade quanto às taxas de erosão local, o que permitiu que as margens fossem classificadas em quatro classes, de acordo com os índices registrados. As classes são as seguintes: margens estáveis (menos de 1cm/mês), margens com erosão baixa (de 1 a 5 cm/mes), margens com erosão média (de 5 a 10 cm/mes), e margens com erosão alta (mais de 10 cm/mes). A distribuição dos pontos nestas classes está exposta na tabela 1.

As margens estáveis do conjunto a jusante (arquipélago Floresta e Japonesa) estão todas situadas em canais secundários, e desta forma estão protegidas dos fluxos mais velozes. As do segmento médio (arquipélago Mutum Porto Rico) estão afastadas do fluxo do talvegue principal, e as margens estáveis do conjunto a montante (ilha Óleo Cru) foram monitoradas durante um período de águas baixas, no qual os processos erosivos ocorreram longe da área com os pinos de referência. As margens estáveis são caracterizadas pela baixa declividade, pela presença da vegetação ocupando a face inclinada da margem, e em geral por um patamar mais argiloso na base (Figura 1A). O patamar é resultado da diferença de resistência à erosão entre o dique marginal (silte arenoso) e os depósitos de planície (argilosos), e contribui para a redução da velocidade de fluxo junto à parte superior da margem.

Tabela 1 Relação dos pontos de amostragem de acordo com a taxa de erosão média mensal, e o segmento monitorado. Os números referem-se aos pontos de coleta.

	Margens estáveis (<1 cm/mes)	**Margens com erosão baixa (de 1 a 5 cm/mes)**	**Margens com erosão média (de 5 a 10 cm/mes)**	**Margens com erosão alta (>10 cm/mes)**
Conjunto a montante	Óleo Cru, Mato Grosso3	Mato Grosso1, Mato Grosso2, Ilha do Cruzeiro		
Conjunto do segmento médio	Mutum1, Mutum3, Carioca2	Mato Grosso, Mutum2, Chapéu Velho, Embaúba, Carioca1, Carioca3		Porto Rico1, Porto Rico2
Conjunto a jusante	4, 5, 16 (Floresta), 11 (Cajá), 13, 17 (Japonesa),	1 (Japonesa), 3, 10 (Floresta), 6 (Onça), 7, 8 (Barbado), 15 (Mato Grosso)	2 (Japonesa), 19 (Macacas)	9 (Porcos), 12, 18 (Japonesa), 14 (Chata),

As margens de baixa taxa de erosão e as margens de média taxa de erosão possuem distribuição variada, mas em geral estão afastadas da proximidade do talvegue. Elas podem ser argilosas ou arenosas, e estão submetidas a fluxos com velocidades baixas e médias. A situação de cada tipo depende do balanço entre a velocidade de fluxo local e o teor de argila em sua composição. Em ambos os tipos a declividade é variável, a vegetação não ocupa a face da margem e várias delas apresentam contato direto com a água do rio. As características destas margens podem ser vistas na Figura 1B.

As margens com altas taxas de erosão estão todas situadas em locais de alta velocidade de fluxo, o que pode ser percebido já na atracação do barco ou pelo seu aspecto. Tais margens apresentam face íngreme, contato direto com a água, feições de desmoronamento ou escorregamento, e árvores tombadas. Suas características podem ser vistas na Figura 1C.

A - Ilha Mutum ponto 2 | B - Ilha Carioca ponto 3 | C - Ilha Porto Rico ponto 1

Figura 1. Fotografias de margens estáveis (A), de margens com erosão baixa (B), e de margens com erosão alta (C).

O estágio de conhecimento dos processos erosivos ainda não permite avaliar todas as implicações provocadas pelo fechamento da barragem de Porto Primavera. Mesmo no caso do conjunto central, as análises preliminares mostram que as áreas que em 1988 e 1989 estavam submetidas a altas taxas de erosão como a ilha Mutum e as ilhas Cariocas hoje estão estáveis ou sob baixas taxas de erosão, e as áreas estáveis da época, como a ilha Porto Rico, atualmente encontram-se submetidas a erosão intensa. O problema é que a dinâmica de migração do talvegue causa este tipo de alternância naturalmente, e sem a análise de todas as informações não é possível um diagnóstico seguro.

Contudo, a observação dos dados hidrológicos mostra que o conjunto de barragens a montante modificou o padrão hidrológico, eliminando os débitos baixos, o que contribui para a elevação dos índices de erosão anual. Por outro lado, os últimos três anos foram anômalos porque o enchimento de Porto Primavera cortou a ocorrência das cheias contribuindo para a diminuição das taxas erosivas nestes períodos, e a restrição de débito imposta pela crise de energia também contribuiu para tal redução.

A criação do reservatório de Porto Primavera proporcionou um efeito que é resultado de sua operação. Este efeito é a elevação do débito no início da noite provocado pelo aumento da necessidade de geração para compensar o pico de consumo. Esta variação não é registrada pela estação de Porto São José, mas vem sendo monitorada em Porto Rico. Os dados ainda estão em estudo, mas as observações de campo mostram diferenças diárias de 20 cm a mais de um metro entre o período da manhã e o início da noite.

As conseqüências deste fenômeno ainda devem ser mais bem estudadas, mas uma dela vem sendo observada, e é o aparecimento de orifícios circulares nas margens. Tais orifícios são decorrentes de "pipping", que é provocado por mudanças rápidas no nível da água, o que gera um gradiente hidráulico elevado na água do freático das margens. A saída dessa água remove as partículas dos locais por onde passa e gera uma forma de erosão particular.

Este tipo de fenômeno já havia sido observado uma vez, em um único local (Rocha & Souza Filho, 1995), e estava restrito a uma única margem arenosa. Ou seja, tal fenômeno era ocasional e limitado a condições específicas de poucos locais. Desde o início dos trabalhos de monitoramento da erosão marginal, observa-se em cada campanha o aumento do número de margens afetadas e do número de orifícios nestas margens. A Figura 2 mostra estes tipos de feições e pode ser observado que mesmo as partes argilosas são afetadas. Esta situação proporciona um problema adicional para a avaliação das taxas erosivas porque não há uma metodologia própria para avaliar a importância deste processo.

A - Canal do Curutuba B - Rio Baia C – Ilha óleo Crú

Figura 2. Fotografias de margens com orifícios causados por "pipping". Margens areno-argilosa (A), argilosa (B), e arenosa (C).

Para concluir, deve ser dado destaque à distribuição dos valores da taxa de erosão mensal de cada conjunto. A presença da barragem de Porto Primavera deveria ter proporcionado um incremento da erosão marginal na parte a montante, cujo efeito seria gradativamente

minimizado para jusante. Entretanto, o conjunto mais distante apresentou taxas mais elevadas e o conjunto mais próximo apresentou taxas com valores intermediários. É provável que este seja um condicionamento natural imposto pelas variações do gradiente do leito, que é mais baixo no segmento em que as ilhas Mutum, Porto Rico e Cariocas ocorrem (SOUZA FILHO, 1993).

O monitoramento da erosão marginal no período deve ter seus resultados analisados sob a ótica de que os débitos foram baixos, e que não houve significativo período de cheia. Essa ressalva é importante porque as velocidades de fluxo não atingiram o seu máximo, e as parte superiores das margens não foram atingidas, o que faria com que as taxas de erosão fossem mais elevadas.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq-MCT/PELD pelo apoio financeiro e Nupélia-PEA, pelo logistico.

REFERÊNCIAS

FERNANDEZ, O.V.Q.- 1990- Mudanças no canal do rio Paraná e processos de erosão nas margens: região de Porto Rico (PR). IGCE, UNESP, dissertação de mestrado, Rio Claro, SP, 96 pp., (inédito).

ROCHA, P. C. & SOUZA FILHO E. E. (1995) Erosão marginal em canais associados ao rio Paraná na região de Porto Rico (PR). Boletim Paranaense de Geociências, EDUFPR, Curitiba, 44: 97-114.

ROCHA, P. C., SOUZA FILHO, E. E., & FERNANDEZ, O. V. Q. (1999) Intensity of erosive processes at channel banks of up Parana river, Porto Rico Town area, Parana State, Brazil. International Symposium on Paleohydrology Geomorphology. of Large Rivers and Field Conference, Araguaia, 56-59.

SOUZA FILHO, E. E.- 1993- Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e GuaÍra (PR). Inst. Geoc., USP, tese de doutorado, São Paulo, SP, 214 pp. (inédito).

Formação de Dunas Eólicas Durante o Holoceno Médio em Taquaruçu, Mato Grosso do Sul

PAROLIN, Mauro; STEVAUX, José Cândido
Rua Chafic Bader Maluf, 21 - Campo Mourão – PR - CEP-87300-170 – Tel.44-5251328
E-mail: mauroparolin@onda.com.br

RESUMO

Depósitos arenosos holocênicos, interpretados como de origem eólica, foram estudados na localidade de Taquaruçu, MS (22º30'S e 53º20'W). Essa região apresenta-se com colinas de 5 a 12 m de altura sobre a superfície regional, com perfis ligeiramente assimétricos, o que, morfologicamente lembra dunas eólicas bastante dissipadas, recobertas por vegetação arbustivo-arbórea esparsa. A granulometria desses depósitos indicaram que os mesmos são compostos de areia fina a muito fina (89%), areia média (7%) e argila (4%). Por meio de trincheiras, identificaram-se estruturas que foram interpretadas como originadas por dissipação e fluidização. As datações feitas por termoluminescência apresentaram idades variando entre 2,19 ± 0,2 ka BP e 10,1 ± 1 ka BP, porém nas colunas dos sedimentos verificou-se uma possível descontinuidade erosiva indicada por dois hiatos temporais, de 5 e 7 ka BP. Baseando-se nesses dados, foi possível admitir a hipótese de que a área esteve submetida a um clima mais seco que o atual durante o Holoceno Médio. Sob esse clima houve redução da cobertura vegetal e a conseqüente mobilização arenosa (possível causa da descontinuidade erosiva), bem como a formação de dunas. Esse período seco ao final do Holoceno Médio é também identificado não apenas na região, mas em outras localidades do sudeste e centro do Brasil e nordeste da Argentina. Contudo é a primeira vez nesta região que se descreve a ocorrência efetiva de processos eólicos relativamente intensos que levaram à formação de dunas de tal magnitude. Tal fato justifica uma revisão nos estudos sobre a intensidade de aridez atribuída anteriormente a esse curto intervalo temporal do Holoceno.

Palavras-chave: Holoceno Médio, dunas eólicas, termoluminescência

INTRODUÇÃO

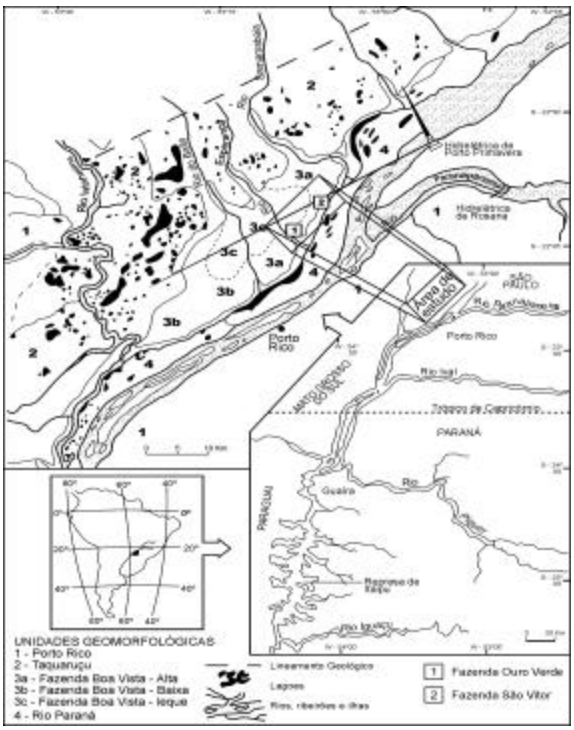
A ocorrência de um curto período mais seco no Holoceno foi identificada por vários autores em diferentes localidades do Centro Sul do Brasil (Thomas e Thorp, 1995; Ledru, 1993; Barbosa *et al*., 1990, entre outros) e no Nordeste da Argentina (Iriondo e Garcia, 1993).

Na região do alto rio Paraná esse período de recrudescência climática foi constatado por Jabur (1992), Stevaux (1993, 1994 e 2000). Na região de Taquaruçu (MS), Kramer (1998), estabeleceu um hiato temporal de aproximadamente 9 mil anos (definido entre 3 e 12 ka AP) e uma intensa ressedimentação e remobilização por volta dos 3 mil anos AP.

Diante de tais fatos, o presente trabalho procura identificar traços de um clima seco e uma intensa atividade eólica na região durante o Holoceno Médio, que teria propiciado a mobilização da cobertura arenosa e a formação de um conjunto de dunas eólicas.

LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DA ÁREA

A região estudada está situada próxima à margem direita do alto curso do rio Paraná, no município de Taquaruçu - MS, fazendo parte da Unidade Geomorfológica Fazenda Boa Vista (Figura 1).



Esta unidade trata-se de um terraço escavado em antigos depósitos do rio Paraná (31,4 ± 1,7 e 42,5 ± 1,7 ka AP para a base dos depósitos). Espalhadas em uma área de 15km de comprimento por 5km de largura, encontra-se uma série de pequenas colinas, entre 5 a 10m de altura, em uma linha norte-sul, e a distância entre elas estimada em 2km, cuja morfologia lembra dunas eólicas. Das várias colinas levantadas, foi mais detalhado o conjunto localizado na Fazenda Ouro Verde (22º36'34" S e 53º11'49" W) e Fazenda São Vitor (22º33'53" S/ 53º09'46" W).

Esse sistema de pequenas colinas está cortado por pequenas drenagens, principalmente a dos córregos Baile e Esperança que desenvolvem amplas planícies de inundação com extensas áreas alagadas e ocorrência de turfa.

Figura 1. Localização da área estudada

METODOLOGIA

Realizaram-se 6 sondagens com trado manual, cujas profundidades nunca ultrapassaram os 6,8 m devido ao desmoronamento intenso do material arenoso. Os depósitos de várzea foram testemunhados por meio de sonda vibratória. Coletaram-se 44 amostras para análise granulométrica, 17 amostras para datação por termoluminescência, em todas elas foi utilizado para a determinação das idades o método das Doses Adicionais. Duas amostras para datação por ^{14}C foram encaminhadas para o laboratório Beta Analytic Inc. - Flórida (EUA) e datadas pelo método padrão (Radiometric-Standard delivery: Beta – 155441 e 155442). Com objetivo de identificar gradientes que pudessem determinar uma discordância erosiva foi avaliada à susceptibilidade magnética de 21amostras (de 10g). Além das perfurações por trado e vibro-core, foram abertas, na Fazenda Ouro Verde, 5 trincheiras variando entre 2,5 e 1,5m a fim de investigar estruturas ocorrentes no depósito. Encontrou-se dificuldade na perfuração das trincheiras devido ao constante desmoronamento do material arenoso. Também foi avaliada a morfoscopia (arredondamento e esfericidade) de grãos de quartzo das frações de areia média (0,500-0,250mm) e areia fina (0,250 a 0,125mm).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os sedimentos são constituídos principalmente por areia quartzosa (mais de 90% de quartzo) predominantemente fina a muito fina (> 90%) e seguida de areia média (< 10%). Argila e silte, quando ocorreram, ficaram entre 1 e 5% sendo que a maior porcentagem de argila (10%) ocorreu apenas em uma perfuração que atravessou a base do depósito estudado (base de uma paleoduna), no contato com o lençol freático (Figura 2),. A presença muito localizada de argila em alguns pontos da duna é interpretada como de origem secundária, provavelmente, relacionada à flutuação do nível do lençol freático, conforme já mencionado por Bigarella (1974), ou então, resultado de depósitos interdunas pretéritos, como nos casos descritos por Bigarella (2000). A média dos sedimentos foi de 2,4 a 2,5 Ö, tendo a curtose variando entre muito leptocúrtica e leptocúrtica. A seleção do material, obtida pelo desvio padrão, ficou entre

bem selecionado (>60%), pobremente selecionado (>20%) e moderadamente selecionado (>20%). A tendência da assimetria foi positiva (>80%). Barreto (1996) elencou depósitos eólicos com semelhantes valores de assimetria em paleodunas na região do rio São Francisco. O tamanho do sedimento aliado aos parâmetros estatísticos de curtose e desvio padrão tem certa semelhança com o observado nos trabalhos realizados por Barreto (1996), Bigarella (1974) e Bigarella *et al*. (1969).

Com relação às trincheiras, somente em uma foi possível identificar estruturas sedimentares. Nas demais, o material apresentou-se extremamente bioturbado por raízes e totalmente maciço. As raras estruturas observadas foram identificadas como de dissipação e de fluidização, típicos de dunas eólicas, fato também verificado na análise morfoscópica revelando a presença de grãos de quartzo com alta esfericidade (>40%) sendo menos de 20% o percentual de grãos com esfericidade baixa. As amostras apresentaram diferentes percentuais de arredondamento, com predominância de grãos arredondados e subarredondados (>80%). As amostras apresentaram homogeneidade quanto à esfericidade predominando a esfericidade alta e média (>40%), fato também observado por Barreto (1996) nas dunas do médio São Francisco.

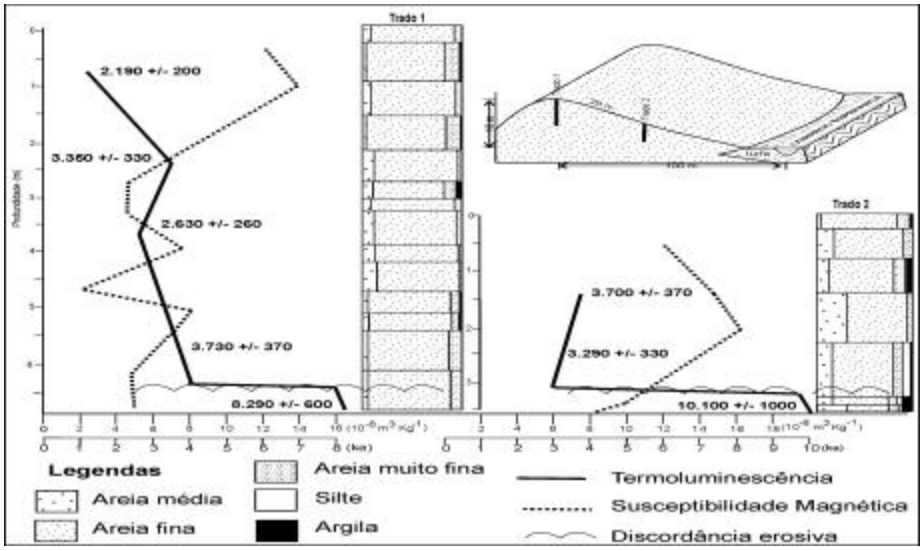


Figura 2. Resultados, datação por termoluminescência e susceptibilidade magnética Faz. Ouro Verde.

Nas amostras do trado 1 as datações obtidas por termoluminescência apresentaram valores entre 2,1 ± 0,2 (0,70 m) e 8,29 ± 0,6 ka AP (6,8 m), nas amostras do trado 2 obteveram-se idades de 3,7 ± 0,37 ka AP. (1,20 m) e 10,1 ± 1 ka AP (3,76 m). Os resultados dos dois trados são bastante semelhantes e percebe-se uma descontinuidade erosiva entre 3,3 e 3,7 ka AP evidenciada por hiatos temporais que variam de 5 a 7 ka AP (Figura 2). A maior amplitude na susceptibilidade magnética foi encontrada nas amostras do trado 1 ($13,2\ 10^{-8} m^3 kg^{-1}$). As amostras do trado 2 apresentaram variações menores ($8,2$ e $9,1\ 10^{-8} m^3 kg^{-1}$). A curva de susceptibilidade magnética mostra uma inflexão que aproximadamente coincide com a aquela da curva de idade, sendo que, com tendência a valores menores na medida em que se aumenta a profundidade, ajudando assim a se determinar a localização aproximada da discordância erosiva (Figura 2). Os depósitos turfosos atravessados pela sondagem vibratória na planície de inundação do córrego Esperança foram datados por ^{14}C em 11,57 ± 0,08 ka AP (sondagem 3, prof. 2,20 m) e 9,71 ± 0,08 ka AP (sondagem 2, prof. 2,40 m). Na base da sondagem, encontrou-se cascalho arenoso datado por TL em 35,23 ± 2,2 ka AP, idade está coerente com

aquelas encontradas por Stevaux (2000) para a base dos depósitos da Unidade Geomorfológica Fazenda Boa Vista.

Baseando-se nos dados apresentados, é possível admitir a hipótese de que a área esteve submetida a um clima mais seco que o atual, fato identificado por Jabur (1992), Stevaux (1993, 1994 e 2000), porém a intensidade dessa aridez pode ser maior que a verificada até agora. Essa maior aridez parece ter vigorado durante o Holoceno Médio a partir de 3 ka AP. com provável redução na cobertura vegetal, por conseqüente mobilização da cobertura arenosa provocando a formação de dunas eólicas. Esse período seco, no final do Holoceno Médio, é também identificado não apenas na região, mas em outras localidades do SE e centro do Brasil e NE da Argentina (Stevaux, 2000). Contudo, é a primeira vez nesta região que se descreve a ocorrência efetiva de processos eólicos relativamente intensos que levaram à formação de dunas dessa magnitude. Tal fato justifica uma revisão nos estudos sobre a intensidade de aridez atribuída anteriormente a esse curto intervalo temporal do Holoceno.

REFERÊNCIAS

BARBOSA, A. S.; RIBEIRO, M. B. e SHIMITZ, P.I. Cultura e ambiente em áreas de cerrado do sudoeste de Goiás. in: PINTO, M. N. (Ed.). **Cerrado – caracterização ocupação e perspectivas**. Brasília, Ed. da UNB. 1990, p. 67-100.

BARRETO, A. M. F. **Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco, Bahia**. 1996. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

BIGARELLA, J. J. Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. in: **Catena, Giesses,** nº 2, 1974, p.107-152

BIGARELLA, J. J. Parabolic dune behavior under effective storm Wind conditions. in: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, nº1, Vol.1, 2000, p.1-26.

BIGARELLA, J. J.; ALESSI, A. H.; BECKER, R. D. e DUARTE, G. M. Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge and beach sediments. in: **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba: Editora UFPR, nº27, 1969, p.15-80.

IRIONDO, M. e GARCIA, N. O. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. in: **Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology**, Elsevier Sience Publishers, nº101, 1993, 209-220.

JABUR, I. C.. **Análise paleoambiental do Quaternário superior na bacia do alto rio Paraná**. 1992. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho, 1992.

LEDRU, M. P. Late Quaternary evironmental and climatic changes in Central Brazil. in: **Quaternary Research,** Elsevier Science Ltd, nº39, 1993, p. 90-98.

KRAMER, V. M. S. **Mudanças Climáticas na região de Taquaruçu (MS) durante o Holoceno**. Dissertação (Mestrado) Departamento de Biologia/NUPÉLIA. Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 1998.

STEVAUX, J. C. **O Rio Paraná: Geomorfogênese, sedimentologia e evolução quaternária de seu curso superior**. 1993, Tese (Doutorado) Inst. de Geoc. Universidade de São Paulo. São Paulo, 1993.

STEVAUX, J. C. Upper Paraná River (Brazil) Geomorphology and Paleoclimatology. **Quaternary International**, Elsevier Science Ltd, nº21, 1994, p.143-161.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. in: **Quaternary International**, Elsevier Science Ltd, nº72, 2000, p. 73-85.

THOMAS, M. F.; THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. in: **Quaternary Science Review,** Elsevier Science Ltd, nº14, 1995, 193-207.

Limnologia dos hábitats da planície do alto Paraná: padrões de variação espaço-temporais e influência dos níveis fluviométricos

THOMAZ, Sidinei M.[1]; PAGIORO, Thomaz A.[2]; BINI, Luis M.[2]; ROBERTO, Maria C.[2]; ROCHA, Renata. R. A[4].

[1] UEM/Nupélia/PEA, Maringá, PR, 87020-900, fone: 44-2614617, E-mail: smthomaz@nupelia.uem.br; [2] UEM/Nupélia, Maringá, PR, 87020-900; [3] UFG/ICB/DBG, Goiânia, GO, 74001-970; [4] UEM/PEA, Maringá, PR, 87020-900

RESUMO

Resultados de variáveis limnológicas obtidos em lagoas e no canal principal de rios da planície do alto rio Paraná foram utilizadas para caracterizar os hábitats desta planície. Grandes variações espaciais e temporais são comuns nestes ambientes aquáticos, em especial nas lagoas. Os pulsos hidrológicos são importantes funções de força que determinam tal dinâmica. O efeito das cheias como homogeneizando os hábitats da planície é discutido com base em uma análise multivariada.

Palavras-chave: nutrientes, regime hidrológico, pulso de inundação, lagoas

INTRODUÇÃO

Em regiões tropicais, profundas variações temporais e espaciais de variáveis limnológicas abióticas são registradas nos sistemas rios-planícies de inundação. Essas variações são usualmente associadas com as flutuações dos níveis fluviométricos, que derivou o conceito de pulso de inundação (Junk et al., 1989) ou simplesmente pulso, incluindo uma fase seca e outra de cheia (Neiff, 1990). Juntamente com esse efeito, que atua em escalas regionais, as variáveis limnológicas são também influenciadas por outras funções que atuam em escalas locais, tais como vento ("fetch"), radiação sub-aquática e chuvas localizadas, que contribuem para aumentar a heterogeneidade espacial dos ambientes aquáticos.

Na presente contribuição, são discutidos os dados de variáveis limnológicas obtidas em diferentes hábitats da planície de inundação do Alto rio Paraná, em investigações realizadas desde 1986. Os principais objetivos foram (i): caracterizar os diferentes hábitats aquáticos, quanto à variáveis limnológicas que potencialmente influenciam as variações das assembléias aquáticas e afetam importantes processos ecológicos, tais como a produção primária e decomposição e (ii) avaliar a influência dos níveis fluviométricos do rio Paraná e de outras funções de força locais sobre a dinâmica das variáveis limnológicas.

Os hábitats aquáticos da planície de inundação

A planície de inundação apresenta um mosaico de hábitats aquáticos, terrestres e de transição. Dentre os aquáticos, diferenças na velocidade da água, profundidade, persistência do ambiente aquático (e.g. lagoas perenes e temporárias) e, principalmente das características físicas e químicas, proporcionam uma grande heterogeneidade ambiental. Como corolário, mesmo em hábitats aquáticos, as variações são suficientemente grandes para provocar, considerando as assembléias aquáticas, um elevado grau de diversidade beta (Bini et al., 2001). Alguns dados limnológicos de ambientes aquáticos registrados em coletas de longo prazo e em amplas escalas temporais são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1. Valores médios, desvio padrão (entre parênteses), valores mínimos e máximos e número de amostras (*n*) de variáveis limnológicas abióticas de diferentes hábitats da planície de inundação.

Ambientes	Disco de Secchi (m)	pH	Condutividade (µS/cm)	Alcalinidade (mEq/L)	Oxigênio dissolvido (% sat.)	N-Kjeldahl (mg/L)	Fósforo total (µg/L)	Clorofila-*a* (µg/L)
Lagoas conectadas com o rio principal	0,85 (0,63) 0,2 - 6,79 *n* = 156	6,5 (0,6) 4,0 – 9,1 *n* = 156	35,5 (11,6) 16,0 – 69,4 *n* = 155	0,292 (0,141) 0,052 – 0,882 *n* = 453	61,2 (29,4) 6,4 – 116,0 *n* = 144	0,547 (0,367) 0,097 - 2,590 n = 130	52,6 (30,7) 9,3-241,3 *n* = 145	8,6 (9,3) 0 – 64,7 *n* = 154
Lagoas isoladas	0,73 (0,45) 0,1 - 2,4 *n* = 76	6,6 (0,5) 5,7 - 8,6 *n* = 76	39,9 (19,1) 17,0 – 107,5 *n* = 78	0,318 (0,297) 0 – 2,109 n = 76	58,6 (25,7) 3,6–115,4 *n* = 76	0,441 (0,196) 0 – 0,980 *n* = 76	88,6 (91,9) 5,7 – 680,0 *n* = 78	14,7 (22,0) 0 - 143,34 *n*= 76
Rio Baía	0,95 (0,26) 0,5 - 1,8 *n* = 49	6,8 (0,4) 5,8 - 7,7 *n*= 50	26,1 (8,9) 16,0 – 58,0 *n* = 50	0,231 (0,085) 0,109 – 0,520 *n* = 46	89,1 (19,6) 126,4–40,0 *n* = 49	0,467 (0,173) 0,221 – 1,067 *n* = 37	43,9 (12,6) 16,1 - 72,9 *n*=44	8,8 (8,6) 0,4 – 35,7 *n*= 50
Rio Ivinheima	0,71 (0,40) 0,15 - 2,95 *n* = 50	7,0 (0,3) 6,2 – 7,6 *n*= 50	43,0 (4,2) 32,0 – 55,0 *n*= 50	0,388 (0,079) 0,112 – 0,619 *n* = 46	88,8 (16,1) 43,7 –116,7 *n* = 50	0,343 (0,151) 0,055 - 0,679 *n* = 37	50,0 (19,3) 27,8 - 132,3 *n* = 42	1,6 (1,3) 0 - 4,9 *n*= 39
Rio Paraná	1,56 (0,80) 0,45 – 3,85 *n* = 50	7,3 (0,3) 6,5 – 7,9 *n*= 50	54,4 (5,0) 42,0 – 72,0 *n*= 51	0,399 (0,081) 0,165 – 0,667 *n* = 47	105,6 (7,9) 83,5 –124,7 *n* = 32	0,207 (0,137) 0,014 – 0,520 *n* = 41	18,5 (12,7) 3,3 - 53,6 *n* = 41	2,5 (1,5) 0,3 – 6,3 *n*= 41
Lagoas temporárias	0,30 (0,35) 0,05 - 1,55 *n* = 24	6,2 (0,5) 4,9 – 6,8 *n*= 24	53,6 (24,7) 24,0 – 131,0 *n*= 24	0,308 (0,197) 0,060 – 0,870 *n*=23	69,2 (30,4) 4,0 – 139,0 *n* = 24	2,078 (1,064) 0,360 – 5,380 *n* = 24	223 (113,3) 28,0 – 348,5 *n* = 12	

Em geral, as **lagoas permanentes**, que ocupam principalmente a planície sul-mato-grossense, apresentam os menores valores médios de temperatura, condutividade elétrica e oxigênio dissolvido e as maiores concentrações médias de clorofila-*a*. Estratificações térmicas relativamente estáveis são constatadas nestes ambientes durante as águas altas, enquanto circulações diárias das massas de água ocorrem durante as águas baixas. Os **ambientes semi-lóticos** (rio Baía, por exemplo), possuem reduzida velocidade de água. A baixa velocidade da água propicia o desenvolvimento de estratificação térmica e valores de clorofila-*a* intermediários entre aqueles observados no rio Paraná e nas lagoas. Os rios **Paraná** e **Ivinheima** apresentam águas neutras a levemente alcalinas, os maiores valores de condutividade elétrica e alcalinidade e as menores concentrações de clorofila-*a*. O primeiro ainda destaca-se pelas baixas concentrações de fósforo total. As **lagoas temporárias** estão localizadas principalmente em ilhas do rio Paraná. São rasas e podem secar totalmente durante as águas baixas, mas antes que isso ocorra, elevados valores de condutividade elétrica, nitrogênio Kjeldahl total (NTK) e fósforo total (PT) podem ser registrados em decorrência da ação do vento e/ou resuspensão do sedimento provocada pelo pisoteio do gado. Esses ambientes são os que apresentam as maiores oscilações temporais dos fatores limnológicos, contrariamente aos rios Paraná e Ivinheima, cujas características limnológicas são relativamente constantes durante um ciclo sazonal.

A despeito da dominância do rio Paraná na dinâmica hídrica do sistema, outros rios que chegam na planície apresentam dinâmica diferente daquela observada no rio Paraná (Comunello, 2001). Esse é o caso dos rios Baía e Ivinheima, que afetam mais diretamente as lagoas direta ou indiretamente a eles conectadas. Em decorrência, a ordenação temporal dos hábitats aquáticos demonstra uma nítida segregação dos mesmos, de acordo com o rio ao qual estão conectados. Este fato ocorre mesmo em períodos de águas baixas. Dados coletados durante o Programa PELD, no ano de 2000, quando não houve pulsos de inundação, demonstram que, de fato, o rio ao qual um determinado hábitat está conectado é um importante critério para a classificação limnológica dos hábitats aquáticos da planície (Figura 1).

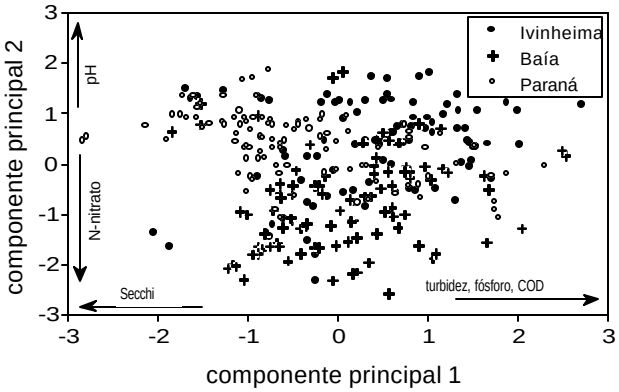


Figura 1: Ordenação de hábitats (rios, canais, backwaters, lagoas temporárias e permanentes) da planície de inundação do Alto rio Paraná conectados aos diferentes rios. Uma análise de componentes principais foi realizada considerando a matriz de correlação entre as seguintes variáveis: Secchi, pH, condutividade elétrica, alcalinidade total, oxigênio dissolvido, turbidez, N-total, N-nitrato, N-amoniacal, P-total, P-orto, P-dissolvido total, clorofila-*a* e COD. As setas indicam as variáveis com maior contribuição para a formação dos eixos como indicado através dos coeficientes de estrutura (não apresentados).

Efeitos dos níveis de água sobre as características físicas e químicas

No rio Paraná, as águas baixas ocorrem durante os meses mais frios do ano (maio a setembro), enquanto os maiores níveis coincidem com períodos de elevadas temperaturas e maior pluviosidade. A despeito das oscilações simultâneas dessas funções de força, as variáveis limnológicas dos hábitats da planície aparentemente são afetadas primordialmente pelos níveis de água. Em função da ação de funções de força locais, dificilmente pode-se definir relações determinísticas entre níveis fluviométricos e as variáveis limnológicas, mas padrões em forma de "envelopes" ou "fronteiras" ("boundaries"; ver Gotelli & Entsminger, 2000) podem ser associadas aos níveis de água.

Para as concentrações de NKT e PT, por exemplo, os maiores valores são usualmente observados durante períodos de águas baixas e início dos pulsos de inundação (Figuras 2a e 2b). Por outro lado, aparentemente os picos de cheias provocam diluição dos nutrientes nos ambientes aquáticos da planície. Isto é mais acentuado no caso do rio Paraná, cujas concentrações de nutrientes, especialmente fósforo total, são consideravelmente baixas. A grande concentração de represas a montante da área tem sido apontada como principal causa da redução das cargas de fósforo do rio Paraná (Agostinho et al., 2000). Por outro lado, os picos de nutrientes durante as águas baixas ocorrem em situações em que o vento resuspende o sedimento, enquanto picos durante o início dos pulsos de inundações decorrem da liberação de nutrientes pela decomposição de biomassa de macrófitas aquáticas e anfíbias. A decomposição também acarreta redução acentuada das concentrações de oxigênio dissolvido durante as águas altas, quando algumas lagoas permanecem praticamente anóxicas.

As concentrações de clorofila-*a* seguiram um padrão semelhante ao constatado para os macronutrientes, ou seja, os picos são usualmente registrados nas águas baixas (Figura 2c). Além de ser favorecida pelas maiores concentrações de nutrientes nesta fase do ciclo hidrológico, outros fatores como circulação diária da coluna de água, redução da turbidez e do efeito de diluição provocado pelas inundações, explicam essa tendência. A ocorrência de picos das concentrações de clorofila-*a* durante as águas baixas pode ser considerado um padrão para áreas alagáveis tropicais (Carvalho et al., 2001).

De maneira geral, os pulsos de inundação aumentam a conectividade dos ambientes da planície de inundação, o que leva os mesmos a apresentarem características mais semelhantes durante as águas altas. Esse "efeito homogeneizador" do pulso tem sido sugerido em outras planícies

(Carvalho et al., 2001), e foi demonstrado através de um enfoque multivariado aplicado às lagoas da planície do rio Paraná (Figura 2d). O efeito homogeneizador, aqui constatado para as características limnológicas físicas e químicas, tem sido encontrado também para vários grupos de organismos em outras planícies sul-americanas (Agostinho et al., 2000; Carvalho et al., 2001; Machado-Velho et al., in press). Como esse fenômeno reflete o aumento da conectividade entre os ambientes da planície, seus efeitos sobre a conservação da biodiversidade dessas áreas devem ser considerados em pesquisas futuras.

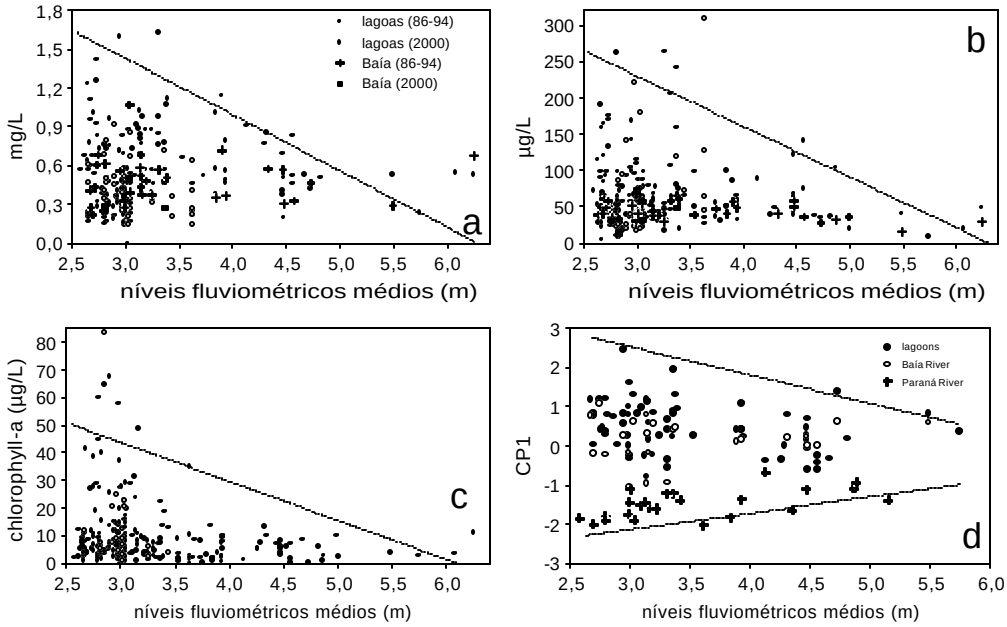


Figura 2: Relações entre os níveis fluviométricos do rio Paraná (valor médio dos 6 dias que precederam as amostragens) e as concentrações de NKT (a), PT (b) e clorofila-*a* (c). O número de pontos dentro dos envelopes delimitados pela linha pontilhada (triângulo esquerdo) foi significativamente maior do que se tivessem sido obtidos ao acaso, de acordo com testes que utilizaram simulações (Gotelli & Entsminger, 2000). Em (d) são relacionados os escores de uma análise de componentes principais (primeiro componente, realizada com os resultados do Secchi, pH, condutividade elétrica, alcalinidade total, nitrogênio total Kjeldahl e P-total), com os níveis hidrométricos do rio Paraná, evidenciando que os ambientes são mais distintos durante as águas baixas.

REFERÊNCIAS

AGOSTINHO, A. A. et. al. Biodiversity in the High River Paraná floodplain. In: Gopal, B.; Junk, W. J.; Davis, J. A. (Ed.). Biodiversity in wetlands: assessment, function and conservation. Leiden: Backhuys Publishers, 2000. p. 89-118.

CARVALHO, P. et al., 2001. Comparative limnology of South American floodplain lakes and lagoons. *Acta Scientiarum*, Maringá, v. 23, no. 2, p. 265-273.

COMUNELLO, E.. *Dinâmica de inundação em áreas sazonalmente alagáveis na planície de inundação do alto rio Paraná*. Dissertação de mestrado apresentada junto ao PEA, UEM. (inédito). 2001.

GOTELLI, N. J.; G. L. ENTSMINGER. EcoSim: Null models software for ecology. Version 5.0. Acquired Intelligence Inc. & Kesey-Bear. http://homepages.together.net/~gentsmin/ecosim.htm. 2000.

JUNK, J. W. et al. The flood pulse concept in river floodplain systems. *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.*, Otawa, v. 106, p. 110-127. 1989.

MACHADO VELHO et al. Testate amoebae (Rhizopoda) diversity in plankton of the Upper Paraná River floodplain, Brazil. *Hydrobiologia* (in press).

NEIFF, J. J. Ideas para la interpretación ecológica del Paraná. *Interciencia*, Caracas, v. 15, n. 6., p. 424-441. 1990.