



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA



Mudanças na Tipologia do Canal Fluvial do Córrego Tucum, Município de São Pedro/SP

Éverton Vinícius Valezio

Orientador: Prof^o Dr. Archimedes Perez Filho

Campinas
2013



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA



Mudanças na Tipologia do Canal Fluvial do Córrego Tucum, Município de São Pedro/SP

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geografia, modalidade
Bacharelado, apresentado no Instituto de
Geociências da Universidade Estadual de
Campinas

Éverton Vinícius Valezio

Orientador: Prof^o Dr. Archimedes Perez Filho

Campinas
2013

Dedicatória

À minha família, dedico.

Agradecimentos

No final de um ciclo tão importante em minha vida, agradeço imensamente o apoio de minha família - minha mãe Maria, meu pai Carlos, minhas irmãs Beatriz e Juliana, e Rafaela, minha futura esposa, já que este trabalho, resultado direto dos cinco anos dedicados à Geografia, se efetivou graças à ajuda e colaboração destes entes queridos.

Aos mestres que me espelharei. Professora Dra. Regina Célia de Oliveira, por me abrir as portas da ciência geográfica, se colocando a disposição para me orientar cientificamente logo nos anos iniciais de graduação. Professor Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira, que, na disciplina ciência do sistema mundo, despertou-me o interesse pelos caminhos da “geografia física”. Professor Dr. Salvador Carpi Junior, pessoa de grande coração e capacidade, que nunca negou ajuda e que colaborou efetivamente com a realização deste trabalho.

Ao Professor Dr. Archimedes Perez Filho, mestre, orientador, amigo e pai que ganhei ao longo dos anos de Unicamp. Seu comprometimento para com a construção da Geografia brasileira o torna ainda mais um exemplo a ser seguido ao longo de minha vida.

Aos amigos Guilherme R. Ramos, Luis Felipe C. Valle, Carolina L. Zechinatto e Mariana D. Garcia, companheiros que sempre ficarão em minhas lembranças, fundamentais para que estes anos de Unicamp sejam lembrados para sempre. Vitor Putti, Marcel B. Trindade, Diego D. Peliciari, Christian de O. Dias, Ariovaldo Queiroz, Fátima J. Marsula - grandes companheiros da turma 09 -, e César Freitas, também ficarão pra sempre guardados, não apenas como os grandes jogadores do Cisco Maranhense, como também no exemplo de amizade.

Funcionários e ex-funcionários do Instituto de Geociências que, embora muitas vezes ocultos, são de extrema importância para o funcionamento da unidade. Presto assim, sinceros agradecimentos à pessoas tão atenciosas: Josefina Steiner, secretária de graduação; Antônio Guerreiro, da seção de manutenção; Élcio S.

Marinho, motorista do IG; Creuza M. F. Fuji, secretária do Departamento de Geografia; e as bibliotecárias, Cássia R. da Silva, Claudineia A. Melo, Alexandra de Andrade e Nathália P. de Oliveira.

Agradeço aos geógrafos e futuros geógrafos, que, pela dedicação à ciência geográfica, com certeza integrarão o corpo docente das grandes Universidades do país: Gustavo H. B. Teramatsu, Melissa M. V. Steda, Wagner W. Nabarro, Diego “Sapo” L. do Nascimento, Daniel L. Storani, Luciano P. D. Silva e Valderson “Zinho” S. da Silva.

Por fim, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro com a bolsa de Iniciação Científica, sendo esta monografia, fruto do trabalho desenvolvido na referida pesquisa.

Resumo

Transformações na morfologia da paisagem sempre foram constantes ao longo do tempo da natureza. Formas e processos, que até então se ajustavam naturalmente passam a reconhecer o homem como novo agente reorganizador capaz de alterar o balanço de energia e matéria e, conseqüentemente, o equilíbrio dinâmico dos Geossistemas. O distúrbio das variáveis físicas e o conseqüente limiar de reajuste do sistema encontram nos canais fluviais elemento fundamental para o entendimento das relações do sistema antrópico com o sistema natural, repercutindo em suas formas as alterações advindas desta relação, já que os próprios canais fluviais se mostram suscetíveis ao ambiente a que estão inseridos. Assim, o estudo proposto, com base na concepção sistêmica e na teoria do equilíbrio dinâmico, visou identificar e interpretar as transformações do canal fluvial do córrego Tucum, município de São Pedro – SP, por meio de cartas topográficas (escala 1:10.000), fotografias aéreas (1962, 1972 e 2000, escalas aproximadas de 1:25.000 e 1:30.000 respectivamente) e técnicas de datação por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada), estabelecendo relações tanto entre a disposição do uso e ocupação da terra e sua influência na configuração do córrego nos últimos cinquenta anos, quanto as relações dos baixos terraços fluviais com a evolução da paisagem local, unindo os processos atuantes na escala do tempo da natureza e na escala do tempo do homem.

Palavras-chave: Geomorfologia Fluvial, Canal Fluvial, LOE (Luminescência Opticamente Estimulada),

Abstract

Alterations on landscapes morphology have always been constant on nature throughout the years. Forms and processes which were until then naturally self-adjusted begin to recognize men as a new organizer agent capable of changing the energy and material balance and, as a result, the Geosystems dynamic balance. The physical variable disturbance and the consequent system readjust threshold find on fluvial channels a pivotal element to understand the relations between the anthropogenic and natural systems, spreading in their forms the alterations caused by these relations, since the fluvial channels themselves are susceptible to the environment they are located. Thus, the proposed study, based on the systemic conception and the dynamic balance theory, aimed to identify and to interpret the transformations on the Tucum stream's fluvial channel, in the city of São Pedro, state of São Paulo (Brazil), using topographic maps (scale 1:10,000), aerial photographs (1962, 1972 and 2000, approximate scales 1:25,000 and 1:30,000, respectively), and dating techniques using Optically Stimulated Luminescence (OSL), establishing connections not only between the disposition of land use and occupation and its influence on the configuration of the stream in the last fifteen years, but also in the relations between low fluvial terraces and local landscape evolution, uniting the active processes in nature and men scales of time.

Keywords: Fluvial Geomorphology, Stream Channel, OSL (Optically Stimulated Luminescence)

Sumário

Fundamentação Teórica	3
Revisão Bibliográfica	5
Tipologia de canais fluviais.....	5
Terraços fluviais	9
Datação por Luminescência Opticamente Estimulada.....	11
Perfis longitudinais	12
O fator antrópico como potencializador dos processos	14
Materiais e Métodos.....	15
Resultados e discussões	25
Condicionantes estruturais e (neo)tectônicos	25
Dinâmica da paisagem: datação por LOE, análise granulométrica e de água	28
Modificações na tipologia do canal e os perfis longitudinais	33
Modificações no uso da terra	36
Considerações Finais.....	46
Referências Bibliográficas	48
Material Anexo.....	55

Introdução

Os rios se constituem como grandes agentes esculptores da paisagem pelos seus processos de erosão, transporte e deposição de materiais, além de se colocarem como determinantes para o estabelecimento de ocupações antropogênicas ao longo da história, que se constituíram e se organizaram em núcleos de povoamento.

A dinâmica de elaboração do modelado se materializa no conjunto de formas e processos que incorporam à paisagem características únicas. Desta forma, canais fluviais se comportam como agentes principais na configuração do relevo, especialmente em bacias hidrográficas, cuja influência estrutural, litológica, pedológica, climática e, mais atualmente, antropogênica, dão a estas uma concepção sistêmica.

Dentre as possibilidades de estudo da evolução dos canais fluviais em bacias hidrográficas, coloca-se como de grande valia as discussões sobre suas tipologias apresentadas por Leopold *et al.*, 1964, Dury *et al.*, 1969, Kellerhals *et al.*, 1976, Suguio & Bigarella, 1979; Christofolletti, 1981, entre outros.

Assim como os bancos aluvionares formados em canais de padrões entrelaçados e meandantes, diversas outras formas se evidenciam ao longo destes cursos d'água, dentre elas os terraços fluviais, que explicitam, marcadamente, o processo de evolução das formas nestes ambientes, cujo desenvolvimento se concebe por dois controles fundamentais: climático e tectônico. Segundo Suguio & Bigarella (1979), os fatores climáticos parecem ser os condicionantes de sua formação, enquanto que os tectônicos contribuiriam para acentuar ao longo do tempo as diferenças entre os níveis de terraços. Desta forma, terraços se constituiriam como importante mantenedor de material sedimentar capaz de registrar características evolutivas, tanto do canal fluvial quanto dos aspectos climáticos e tectônicos circundantes.

Uma das formas de compreensão desta dinâmica pode se expressar nos próprios terraços por meio de técnicas de datação, como as efetuadas pelo método LOE (Luminescência Opticamente Estimulada), discutido inicialmente por Huntley *et al.*(1985) e Aitken *et al.* (1986). Dentro dos limites da Depressão Periférica Paulista destacam-se as pesquisas efetuadas por Ferreira & Chang

(2008) em sedimentos das formações Rio Claro e Piraçununga e Storani (2010) em patamares sedimentares na bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu, além dos importantes trabalhos em depósitos na unidade do Planalto Ocidental Paulista (Tatumi *et al.*, 2006; Sallun & Suguio, 2006).

Desta forma, o presente trabalho de conclusão de curso objetiva contribuir com o entendimento da dinâmica fluvial do córrego Tucum por meio das modificações dos bancos aluvionais proporcionados tanto pela dinâmica natural como antrópica, que, somados às datações de terraços, fornecem ferramentas para a compreensão dos processos na área ao longo do Quaternário, bem como as variações no canal fluvial e de sua bacia ao longo dos últimos cinquenta anos.

Fundamentação Teórica

A análise e interpretação dos elementos que compõem a paisagem perpassam pela leitura totalizante de suas dinâmicas, dispondo de método científico capaz de agregar em suas discussões o funcionamento dos processos e formas: a Teoria dos Sistemas Gerais. A insatisfação com as grandes lacunas presentes no método de pesquisa em Biologia fez com que Bertalanffy, na década de 1930, propusesse as bases do pensamento sistêmico, abarcando em seu discurso uma visão integrada dos fenômenos, exprimindo assim, uma perspectiva holística.

Com base em uma concepção organísmica na qual ressaltava o organismo como totalidade, tal teoria se contrapunha ao enfoque mecanicista até então empregado para a compreensão dos fenômenos, sendo necessário, conforme expõe Bertalanffy (1973), conhecer não somente partes e processos de forma isolada, mas sim os problemas encontrados na organização e na ordem que os unifica, resultante da interação dinâmica das partes, já que o comportamento das mesmas difere quando estudados separadamente e quando tratado como um todo.

Ainda, segundo o autor *op. cit.*, o sistema define-se pela existência de fortes relações entre elementos e que se distribuem em uma ordem hierárquica, trazendo a tona problemática quanto à ordem, organização,

totalidade e interconexão. Assim, a Teoria dos Sistemas Gerais seria uma ciência da totalidade com preceitos lógico-matemáticos aplicáveis às demais ciências de cunho empírico. Expressa pela primeira vez em estudos ligados a ciência Biológica, e *a posteriori* difundidas por diversas áreas do conhecimento, é incorporada na Geomorfologia por Strahler em 1952, uma vez que considerava a drenagem como um sistema aberto em estado constante de trocas de matéria e energia (Christofoletti, 1974).

Posteriormente, diversos autores (Hack, 1960; Chorley, 1962; Howard, 1965; Thornes & Brunsden, 1977) definem o sistema como um conjunto organizado de elementos e atributos e suas relações, cujo objetivo seria executar função específica em determinado espaço/tempo, compreendido como operador, tanto da entrada (*input*) como de saída (*output*) de matéria e energia. Desta forma, o sistema funcionaria para executar determinada tarefa, procurando atingir um objetivo e sua finalidade.

Para melhor entendimento da composição do sistema é necessário abordar aspectos como matéria, energia e estrutura. A matéria condiz a todo material a ser mobilizado; energia a força inicial de funcionamento do sistema e capaz de remobilizar os componentes do mesmo. Por sua vez a estrutura evidencia o arranjo espacial dos componentes e suas relações, ou seja, como estão organizados. Assim, podemos classificar sistemas com base em critérios funcionais ou com base na complexidade estrutural.

Para Christofoletti (1999), a classificação estrutural comporta, na Geografia Física, os seguintes sistemas: morfológicos, em sequência, de processos-respostas e controlados.

Segundo autor *op. cit.* a formação dos sistemas processos-respostas se dá pela conjuração da forma e do processo, desencadeando uma série de relações que, unidas, são capazes de estabelecer equilíbrio entre os elementos presentes no sistema. Quando há qualquer alteração neste complexo, as variáveis se reajustam a buscar um novo estágio de equilíbrio, apresentando uma nova forma e com reflexos na maneira com que os processos se realizam.

Essa alteração na entrada e saída de energia e na reconfiguração das variáveis é promovida em grande parte pela ação antrópica, já que a intervenção humana é capaz de aumentar a complexidade do sistema. A

atuação antrópica influencia diretamente na morfologia da paisagem, resultado das alterações que estes impõem aos processos, dando origem aos sistemas controlados.

Os sistemas de processos-respostas se integram a visão de equilíbrio dinâmico, com princípios sustentados por Gilbert (1877) e por Hack (1960) em análises geomorfológicas. Segundo Marques (1998) a concepção de equilíbrio teria se difundido na geomorfologia pela própria teoria do equilíbrio dinâmico, proposta como alternativa ao modelo davisiano para explicar a evolução do modelado. A tendência para o equilíbrio dinâmico é um princípio universal que pode ser usado para explicar as características e problemas específicos da paisagem (Hack, 1975). Para Mattos & Perez Filho (2004) o equilíbrio seria representado por um equacionamento das entradas e saídas de energia e matéria no sistema, conferindo um contínuo auto-ajuste entre os elementos do sistema. As alterações provindas seriam compensadas pelo rearranjo das variáveis, que na geomorfologia caberia aos processos, refletindo diretamente nas formas de relevo.

Para Hack (1960):

Quando a topografia está em equilíbrio e a energia da erosão se mantém, os demais elementos da componente topográfica são removidos ao mesmo tempo (...). As formas podem mudar apenas quando a energia aplicada ao sistema também se modifica. (HACK, 1960, p. 80:94)

Assim, por meio da abordagem sistêmica e do equilíbrio dinâmico, podemos conceber os elementos físicos das paisagens, na qual se inserem os canais fluviais, reflexos diretos da intercorrelação destes elementos e em intensa busca de estabilidade da forma ao tentarem se adequar aos novos processos atuantes.

Revisão Bibliográfica

Tipologia de canais fluviais

Os canais fluviais se estabelecem como agentes de transporte de materiais inconsolidados e atua diretamente na transformação da modelagem terrestre, cuja forma se configura pelos processos morfogenéticos e

morfoclimáticos incidentes na área em que percorrem. Além disso, são capazes de responder aos fatores que afetam diretamente o seu fluxo, se reconfigurando conforme a incidência de novas dinâmicas de ordem natural ou humana, de forma a buscar um novo estágio de equilíbrio. Os rios se configurariam como entidades geomórficas altamente sensíveis a mudanças ambientais, sendo suas respostas espaciais e temporais extremamente complexas.

Para Christofolletti (1974) o transporte, a erosão e a deposição do material sedimentar são processos essenciais ligados a dinâmica dos canais fluviais. O transporte dos sedimentos se dá por saltação, solução e suspensão e se arranjam conforme a energia desprendida pelo canal. O material de menor granulometria se mantém em suspensão e é carregado pela turbulência imprimida pelo fluxo até seu limite crítico, quando as partículas passam a se depositar, evento normalmente ligado a topografias reduzidas, onde a energia de carreamento é menor. As partículas de maior granulometria, como areia e cascalho, acabam por formar comumente a carga do leito do rio, resultante da diminuição da competência fluvial, já que a força desprendida para a movimentação deste material é bem maior quando comparadas a carga dissolvida ou mesmo a carga em solução.

Desta forma, o canal fluvial vem a ser o arranjo espacial que o curso assume quando influenciado pelos diferentes processos de transporte, erosão e deposição, dando a este uma tipologia de ajustagem aos agentes supérgenos.

Dentre as possibilidades de estudo da evolução dos canais fluviais e a recepionalidade dos fenômenos pela bacia hidrográfica, coloca-se como determinante suas tipologias que, de forma sistêmica, expressam o intenso processo de recebimento e passagem de matéria e energia.

Na literatura especializada os padrões dos canais fluviais ganham diversas discussões e classificações, abarcando desde os níveis elementares as mais complexas subdivisões.

Segundo Leopold *et. al.* (1964) os canais fluviais se dividiriam em três concepções básicas: retilíneos, meândricos e entrelaçados, sendo ainda subdivididos em irregulares, sinuosos e não sinuosos. Para os autores *op. cit.* não há uma nítida distinção entre estes padrões, sendo resultado de uma

evolução continua de um extremo a outro. Uma das possibilidades de classificação se processaria quanto à sinuosidade apresentada, sendo que os valores superiores a 1,5 se enquadrariam como meândricos e os inferiores como sinuosos ou retilíneos. Já os canais entrelaçados se caracterizariam pela subdivisão em diversos canais que sucessivamente se encontram e se redividem novamente.

Christofoletti (1981), ao elucidar as diversas classificações, subdivide os padrões em canais únicos, compreendendo os canais fluviais retos, sinuosos, meandrantos e tortuosos; uma divisão transicional; e os correspondentes aos canais fluviais ramificados ou múltiplos, abarcando os canais anastomosados, reticulados, deltaicos e labirínticos em trechos rochosos.

Os canais ditos retos se dispõem de forma retilínea sem que ocorra um desvio proeminente de sua trajetória normal, sendo este padrão normalmente relacionado a linhas de falha. Os canais sinuosos apresentam lineamentos com curvaturas cujos índices de sinuosidade se enquadrariam entre 1,1 e 1,5. Essa forma se apresentaria, segundo o autor *op. cit.*, a uma fase transicional entre o canal reto e o meândrico na medida em que as curvas passassem a apresentar determinado padrão.

Os canais meandrantos se caracterizariam pela sinuosidade de suas curvas largas e semelhantes entre si, que se configuram pela rítmica escavação das margens côncavas e deposição nas margens convexas. A conceituação de canais múltiplos se destaca das demais pela dinâmica do canal, que se desprende em vários ramos e se unem novamente ao leito principal, tendo como característica morfológica central a formação de bancos aluvionares. Os canais anastomosados apresentariam a multiplicidade de canais subdivididos ao longo da planície de inundação e que voltam a se unir aleatoriamente, fluxos estes separados pelos bancos aluvionares na qual a energia do canal não seria suficiente para carrear devido a própria variabilidade do regime fluvial ou pelo contraste topográfico da área. Ressalta-se que a presença do padrão anastomosado se dá quase que exclusivamente em apenas uma parte dos cursos d'água, sendo as demais compostas por canais únicos.

Para Candido (1971), os canais anastomosados:

são aqueles formados em condições especiais, altamente relacionados com sua carga sedimentar. Quando o rio transporta material grosseiro (carga de leito) em grandes quantidades e não tem capacidade ou potência suficiente para conduzi-los até seu nível de base final, deposita os sedimentos no seu próprio leito e na sua planície de inundação (nas cheias). O obstáculo natural que se forma à passagem da água, faz com que o rio se ramifique (até então era único) em numerosos canais secundários, pequenos e rasos, com constantes migrações entre ilhotas e "point-bars" (CANDIDO, 1971, p. 22).

Segundo Leopold & Wolman (1957) existem estágios de evolução das formas em um canal entrelaçado, sugerindo um sequenciamento de eventos que culminariam com esta tipologia. Em um canal original, uma barra central se forma durante um alto fluxo. A ponta da barra exposta ao fluxo passaria a recepcionar a carga grosseira do leito que, sucessivamente, passa a aprisionar material de frações menores. A barra aluvionar, por adição sucessiva de partículas sedimentares, tem sua extremidade a jusante alongada e, ao se tornar grande o suficiente, os canais que a margeiam são capazes de instabilizar tais bancos. A formação destes bancos proporciona o remodelamento da dinâmica hidráulica do fluxo, favorecendo o aparecimento de bancos aluvionares de margem e o desmantelamento ou ampliação dos bancos centrais dispostos ao longo do canal fluvial. Assim, durante os períodos chuvosos as barreiras são submersas enquanto no período de estiagem são expostas e seccionam um canal único em múltiplos canais. O padrão em si seria capaz de afetar diretamente a resistência do fluxo, assim como a quantidade e a natureza dos sedimentos disponíveis pode determinar a tipologia do canal fluvial. Devido ao dinamismo das tipologias dos canais ao longo do tempo da natureza, as alterações das variáveis físicas abatem diretamente na configuração das formas e, como aqui discutidas, nos padrões fluviais. (*Figura 1*).

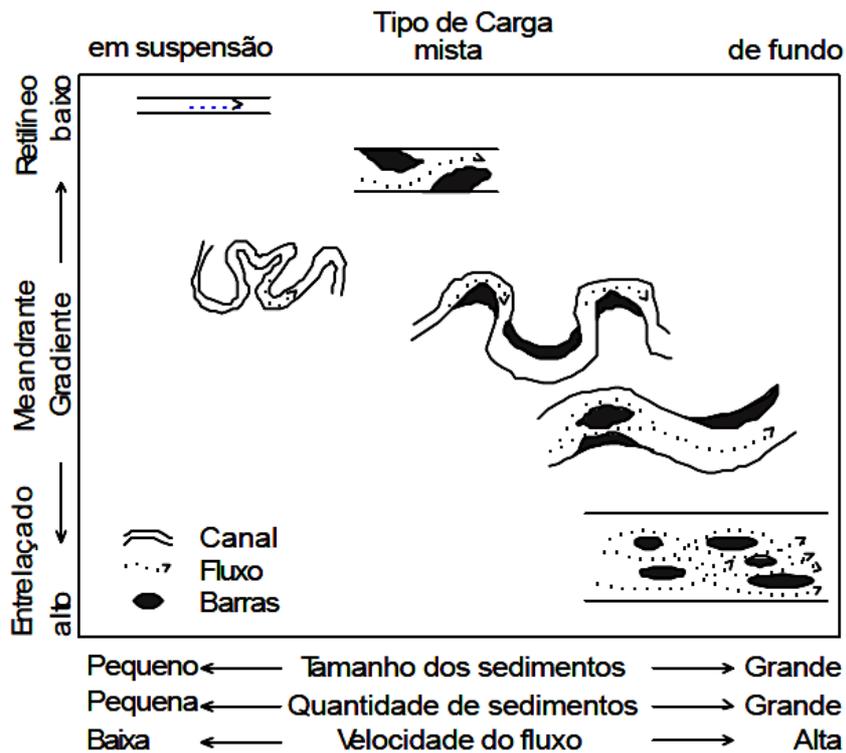


Figura 1: Relações entre as variáveis do sistema fluvial e seu reflexo na tipologia. Fonte: adaptado de GREGORY & SHUMM, 1987, *apud* ZANCOPÉ, 2008).

Outras classificações de padrões fluviais se colocam, dentre elas a de Dury *et. al.* (1969), Kellerhaus *et. al.* (1976), Suguio & Bigarella (1979), porém todas elas expõem como classe principal as terminologias de canais retos, meandrantes e entrelaçados, podendo se subdividir conforme a sinuosidade, a regularidade ou a presença de bancos aluvionares.

Terraços fluviais

As diversas formas originadas em ambiente fluvial reafirmam o dinamismo dos elementos físicos presente nestes sistemas. Assim como os bancos aluvionares formados em padrões entrelaçados e meandrantes, diversas outras formas se evidenciam ao longo destes cursos d'água, dentre elas ganha destaque os terraços fluviais, que explicitam, marcadamente, o processo de evolução das formas nestes ambientes, cujo desenvolvimento se concebe por dois controles fundamentais: climático e tectônico. Os terraços fluviais, segundo Guerra & Guerra (2006) são superfícies horizontais ou levemente inclinadas, constituídas por material de ordem sedimentar, ou

superfície topográfica modelada pela erosão fluvial, marinha ou lacustre. Sua localização, acima do atual curso do canal, corresponde a antigas planícies de inundação que foram abandonadas pela incisão de nova dinâmica.

Para Christofolletti (1981) este elemento morfológico do vale que esporadicamente interage com a dinâmica de transbordamentos do curso d'água, se concebe em duas fases distintas. A primeira se configuraria por fase deposicional, atrelada à formação da planície de inundação, com fornecimento e acumulação de carga sedimentar. A segunda corresponderia à fase de entalhamento do leito pelo canal fluvial, que abandonaria essa antiga superfície de inundação, sendo assim, se dispondo em patamar individualizado no relevo. As discussões sobre terraços fluviais, quanto origem e evolução, ganham duas bases conceituais concretas, atribuídas a evolução tectônica e a evolução climática. Segundo Suguio & Bigarella (1979), os fatores climáticos parecem ser os condicionantes de sua formação, enquanto que os tectônicos contribuiriam para acentuar ao longo do tempo as diferenças entre os níveis de terraços. Tomando por base a escala cronológica de ação de eventos tectônicos em território nacional, seria necessário muito tempo para que ocorresse uma notável mudança das formas de vertente, na altitude do modelado ou mesmo das condições hidrológicas.

Os terraços fluviais de ordem climática, conforme aborda Casseti (2005), para serem entendidos, deve-se considerar a passagem de clima semi-árido para um clima quente e úmido, uma vez que se altera a dinâmica dos processos e o rio passa a incidir sobre seu leito em clima com maior aporte pluvial, se contrapondo aos domínios de erosão lateral. Esse desenvolvimento perante as variações climáticas pode se caracterizar em uma ordem de processos locais, continentais ou mesmo globais. Em estudos sobre níveis de terraços em vários canais fluviais distribuídos pelas diversas zonas climáticas, Bridgland & Westaway (2008) revelaram padrões significativos na formação de terraços ao final do Pleistoceno médio consequentes de flutuações climáticas, mesmo em diferentes províncias crustais.

Segundo Culling (1957), a formação de terraços pode ser interpretada como um sistema aberto de fluxo de gradiente, relatando um estado não estacionário e multicíclico aos canais fluviais. As discussões do autor *op. cit.* relatam a busca do canal pelo seu equilíbrio, fato este demonstrado pela

dinâmica dos segmentos longitudinais dos rios associados ao nível de base demonstrados nas formas dos terraços.

Assim, os terraços se constituiriam como importante mantenedor de material sedimentar capaz de registrar características evolutivas, tanto do canal fluvial quanto dos aspectos climáticos e tectônicos incidentes. Uma das formas de compreensão desta dinâmica presente nos terraços se dá por meio de técnicas de datação, como as efetuadas pelo método LOE (Luminescência Opticamente Estimada), método este discutido principalmente por Huntley *et. al.*(1985) e Aitken *et. al.* (1986).

Para Melo (1995), há dificuldades no estabelecimento de uma evolução cronológica dos eventos deposicionais e erosivos das unidades cenozóicas. Como forma de compreensão e correlação dos fenômenos sedimentares recentes a determinação das idades absolutas de formação corresponderia a importante ferramenta de interpretação da evolução da paisagem.

Datação por Luminescência Opticamente Estimada

Diversos trabalhos apontam para a utilização do método LOE (Luminescência Opticamente Estimada) como ferramenta útil de compreensão dos aspectos evolutivos da paisagem dos mais diversos ambientes terrestres, sobretudo os de configuração quaternária, como glaciais, eólicos, fluviais e costeiros. Perkins & Rhodes (1994) em datações realizadas em ligados a duas cascalheiras nas proximidades do vilarejo de Tattershall, na Inglaterra, onde a presença de areias finas e cascalhos fluviais indicavam ambiente deposicional interglacial. As datações por LOE de minerais de quartzo foram suficientes para eliminar as incertezas quanto à idade de formação de tais materiais, concordando com as interpretações geológicas de até então.

Datações por Luminescência Opticamente Estimada efetuadas nos terraços fluviais ligados ao rio Amarelo na China (Wang *et. al.*, 2010; Hu *et. al.*, 2010; Guo *et. al.*, 2012) evidenciam processos de alterações advindas de alterações climáticas. Na região de Lanzhou, a sequência sedimentar dos

terraços indicaram idades em torno de 70, 20 e 8 mil anos, não sendo correlacionadas a fases de tectonismo. Os sinais residuais dos minerais de quartzo também foram datados em sedimentos fluviais da região de Hukou e no médio curso, ambas apresentando resultados que pudessem levar a explicações sobre a evolução dos depósitos frente à ação do canal fluvial. Tatumi *et. al.* (2006) em datações pelo método de luminescência em depósitos colúvio-eluviais e aluviais Quaternários do Oeste paulista obteve resultados que indicavam nítido relacionamento dos materiais a diferentes níveis topográficos, confluindo para a hipótese da existência de quatro superfícies peneplanizadas ao longo do Quaternário, sendo a mais antiga formada a cerca de 1 milhão de anos e a mais recente a 10 mil anos. Agregado a este trabalho, Sallun & Suguio (2006) condicionam esses resultados aos “*pulsos de erosão e sedimentação de depósitos colúviais, colúvio-eluviais e aluviais, intercalados com fases de desenvolvimento de solos sobre as rochas cretáceas*” (SALLUN & SUGUIO, 2006, p. 385), sendo os baixos terraços das bacias do rio do Peixe e Aguapeí originados a 18 mil e 14 mil anos A.P. servindo para melhor compreensão da evolução geológica da área, além das modificações de nível de base locais que veem se rebaixando ao longo do tempo.

Sob os limites da Depressão Periférica Paulista destacam-se as pesquisas efetuadas por Ferreira & Chang (2008) em sedimentos das formações Rio Claro e Piraçununga, tendo os sedimentos colúvionares idades próximas ao limite Pleistoceno/Holoceno. Essas formações são condizentes, segundo os autores *op. cit.*, a antigos depósitos de fundo de canal, barras fluviais e alongadas planícies de inundação, remetendo a outra dinâmica fluvial e climática na qual pode ser retomada pelas datações. Storani (2010) destaca o método de datação para estudo cronológico de níveis de terraços e solos na Bacia Hidrográfica do rio Mogi-Guaçu, sendo estes relacionados diretamente à paleoclimas do Quaternário.

Perfis longitudinais

As maiores taxas de deposição ao longo da calha fluvial decorrentes de fatores naturais ou, até mesmo, por fatores antrópicos, são responsáveis por

modificações do perfil longitudinal do canal fluvial, que passam assim, a reordenar sua forma e processos decorrentes de novo “input” de matéria.

Segundo Christofolletti (1977), o perfil longitudinal seria a “*forma esculpida pela morfogênese fluvial*” (CHRISTOFOLLETTI, 1977, p. 97), sendo sua ajustagem determinada pela relação entre transporte e corrosão. Além de assumirem extrema importância para interpretações paleogeográficas e evolução da paisagem, tendo o nível de base, rupturas de declive e erosão regressiva implicações diretas nesse traçado. Para o autor *op. cit.* o nível de base pode ser subdividido em geral, decorrente do prolongamento do nível do mar para terras continentais; local, pontuadas por elementos situados no interior do continente, normalmente relacionado a confluência com outro canal fluvial a jusante; e temporário, originado pela ocorrência de elemento de duração relativamente efêmera, como rochas mais resistentes. Esse atributo pode ser modificado em decorrência de movimentos tectônicos ou eustáticos (oscilações climáticas), ampliando ou diminuindo o perfil longitudinal.

Etchebehere *et. al.* (2004) destaca ainda que esta representação morfométrica dos cursos d’água mostra curvas de conformação logarítmica, com concavidade para cima e assíntotas longas, no qual, quanto mais equilibrado o canal fluvial, mais ajustado a esta descrição estará o perfil. Os desequilíbrios, conforme aponta o autor *op. cit.*, pode ser ocasionado por confluências de tributários, heterogeneidades do substrato rochoso ou mesmo por processos de deformação crustal. Guedes *et.al.* (2006) ressalta a importância deste parametro fluvio-morfométrico e o fato dos cursos d’água buscarem continuamente alcançar as condições de equilíbrio por eliminação das anomalias no gradiente longitudinal, erosão e agradação do talvegue, migração à montante das rupturas de declive ou alterações no estilo do canal.

Hack (1973) relata que o trabalho dos canais fluviais possui propriedades geométricas regulares, os perfis longitudinais, podendo fornecer pistas sobre os materiais subjacentes, assim como a percepção sobre os processos geológicos e da história geomorfológica de determinada área. Conforme discute Cunha (1998), a forma do perfil do rio é decorrente da procura deste pelo equilíbrio entre a carga que entra e a que é transportada, podendo seu equilíbrio longitudinal ser alterado pela atividade humana, seja pelo processo de urbanização, construção de reservatórios ou mesmo pelas

substituições de vegetação natural por atividade agrícola, mesmo em um trecho apenas do canal fluvial.

Assim como Hack (1957, 1973), diversos outros autores utilizam os perfis longitudinais como recurso de interpretação dos processos ocorrentes em ambiente fluvial como também discussões sobre estágio de equilíbrio (MACKIN, 1948; LEOPOLD *et. al.*, 1964; HOWARD, 1980; SEIDL *et. al.*, 1994; SINHA & PARKER, 1996; PHILLIPS & LUTZ, 2008).

Para Zancopé *et. al.* (2009), em estudos ligados a dinâmica dos meandramentos do rio Mogi-Guaçu, São Paulo, destaca as anomalias do perfil longitudinal relacionadas a própria variação na morfologia do canal ao longo de seu curso. O autor *op. cit.* aborda também que “(...) o perfil é ajustado à vazão, a quantidade e tipo de carga detrítica e a resistência do leito ao escoamento, de modo que o trabalho seja equivalente em todos os pontos do perfil” (ZANCOPÉ *et. al.*, 2009, p. 32). A relação entre a variação altimétrica e o comprimento do canal da nascente até a foz se alteraria em decorrência de atividades tectônicas e estruturas geológicas, modificando o gradiente dos rios, além de alterações climáticas, capazes de influenciar a magnitude e frequência das vazões.

O fator antrópico como potencializador dos processos

A variação das características hidrossedimentares dos rios, além de se modificarem naturalmente ao longo da escala do tempo da natureza, passam também a serem influenciadas muito recentemente pelas atividades antrópicas.

Segundo Peloggia (1998), a ação humana passa a se conceber como agente geológico, cuja ação sobre o meio seria capaz de prover modificações no relevo, alterações fisiográficas da paisagem e criação de depósitos correlativos (tecnogênicos).

Quanto aos impactos decorrentes da urbanização, Hollis (1988, *apud* Goudie, 2005) cita o fator hidrológico como proeminente, atribuídos as taxas de erosão e descarga de poluentes para os canais fluviais, influenciando a natureza do escoamento e demais características hidrológicas. Segundo Guerra & Cunha (2000) os desequilíbrios na paisagem podem ser sentidos nas

bacias hidrográficas, já que estas exprimem comportamento areal das condições naturais e das atividades humanas ali desenvolvidas, sendo que mudanças por estes fatores podem gerar alterações nos fluxos energéticos de saída do sistema (descarga, cargas sólidas e dissolvida). Nos últimos anos o homem tem assumido papel substancial como agente acelerador dos processos e dos consequentes desequilíbrios da paisagem.

Assim, conforme aponta os autores *op. cit.*, mudanças no uso da terra, nas encostas, influenciam os processos erosivos que poderão acarretar na alteração da dinâmica fluvial.

Para Shumm (1973) o sistema fluvial é capaz de romper sua condição de equilíbrio dinâmico por meio de alteração no nível de base, mudança climática e tectonismo. O ponto limiar desta alteração se efetiva quando os processos impactantes não podem ser acomodados pelas demais variáveis do sistema fluvial, ou seja, extrapolando o limite de recepção. Todos estes atributos ligados, de alguma forma ao canal fluvial, remontam os ciclos evolutivos de sua dinâmica, sobretudo ao longo do Quaternário, pontuado pelas diversas alternâncias climáticas e pela entrada de um novo agente no sistema: o homem.

Materiais e Métodos

A área de estudo, de acordo com a divisão proposta por Almeida (1964) se localiza na Província Geomorfológica da Depressão Periférica Paulista e em Zona de Médio Tietê. Segundo Penteado (1968):

essa área paleozoica, deprimida entre as escarpas mais avançadas da zona das cuestas, que delimitam a borda oriental dos derrames basálticos, com desníveis da ordem de 200 a 300 metros, e o Planalto Cristalino Atlântico, é das unidades morfológicas mais características do Estado de São Paulo. (sic) o quadro morfológico mais característico é o de amplitude de horizontes e suavidade de formas. São colinas de topo aplainado entre 550 e 600 e 650 e 700m, levemente convexas...". (PENTEADO, 1968, p. 17).

Para Sanchez (1970) a Depressão Periférica Paulista, no trecho correspondente a São Pedro e Charqueada, apresenta características que se enquadram perfeitamente entre aquelas válidas para o geral dessa unidade de

relevo, ou seja, traços dominantes de formas colinosas com topos tabulares variando entre 500 a 600m de altitude, típicos “almofadões” trabalhados pelo processo erosivo das águas fluviais e pluviais sob estes terrenos arenosos. Oppenheim & Mapamphy (1936, *apud* Fulfaro *et. al.*, 1967) citam a existência de um sistema de falhas disposto escalonamente no sentido Leste para Oeste que acaba por formar uma zona rebaixada na região abrangida por São Pedro e Charqueada. Segundo Barreto (1970) na área abarcada por São Pedro, as formas parecem estar diretamente relacionadas a estrutura, embora seja evidente o resultado da atuação de diferentes processos morfoclimáticos no decorrer do Quaternário.

Sanchez (1970) ressalta que “... o trecho do município de São Pedro, localizado no reverso da cuesta, apresenta uma relativa simplicidade de formas e explicações genéticas” sendo que o mesmo não acontece com os rebordos íngremes das Serras.

O município de São Pedro é margeado pela face leste pela Serra de mesmo nome, sustentadas pela estrutura arenito-basáltica das cuestas; e pelo Rio Piracicaba ao Sul, servindo de nível de base regional para a dinâmica fluvial presente.

O córrego Tucum nasce nos limites municipais de São Pedro em altitudes próximas a 570m, em coordenadas aproximadas 22° 33’ 16” S e 47° 53’ 38’ W, escoando longitudinalmente 6000 metros até encontrar as águas do ribeirão Araquá, ainda em limites municipais, em altitude de 468m e coordenadas 22° 34’ 47” S e 47° 51’ 33” W, tendo sua bacia hidrográfica aproximadamente 13,2 km². (*Figura 4*).

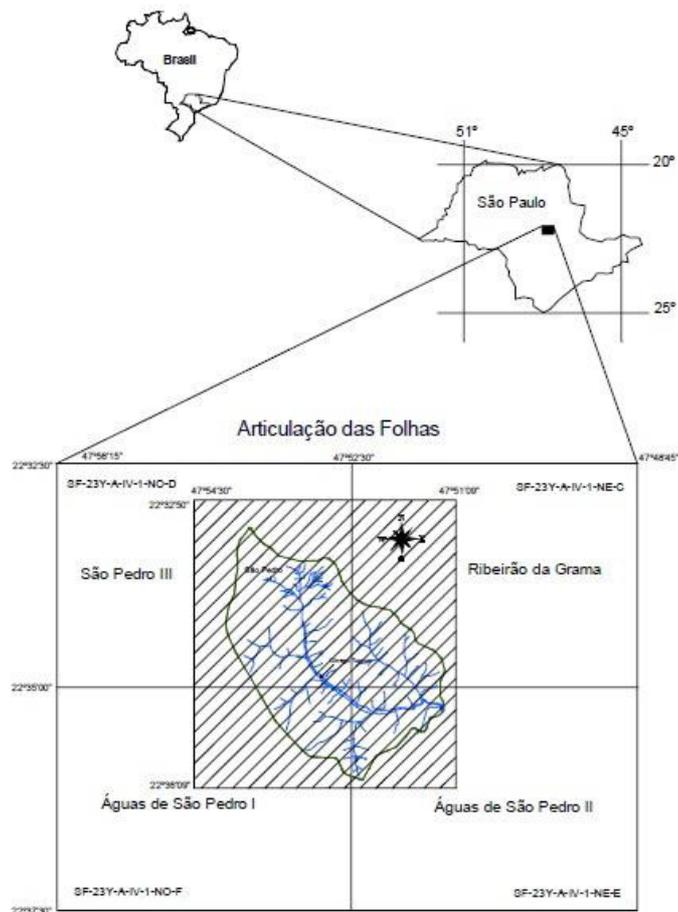


Figura 4: Localização da bacia hidrográfica do córrego Tucum. Fonte: Silva, 2003.

Quanto ao aspecto climático, para Conti (1971), a região se caracterizaria, conforme classificação de Köppen, como mesotérmico com inverno seco (Cwa), apresentando período chuvoso nos primeiros e últimos meses do ano e um período mais seco no restante do ano. Os rebordos escarpados possuem importante papel climático na área, estritamente pelas chuvas orográficas. A precipitação média de aproximados 1400 mm/ano dá a bacia hidrográfica do Tucum razoável aporte pluvial para elaboração das formas, processos e transporte de material sedimentar até o canal.

Sobre a cobertura vegetal, segundo Carpi Junior (1996), distribui-se pela área a vegetação higrófila em zonas onde a água permanece retida no solo e o escoamento é dificultado; mata latifoliada tropical em pequenas reservas ao longo das frentes escarpadas das serras; mata galeria pelos vales fluviais; e vegetação campestre em solos menos férteis, cobertura típica desta faixa transicional, que para Moraes (1986), substituiu a cobertura vegetal primária de cerrado.

Seus solos se caracterizam pela baixa evolução pedogenética decorrentes de fonte, predominantemente, arenosa. Em decorrência da litodependência, ganha destaque os solos com baixos níveis de ocorrência de fração argila (inferiores a 15%) e sem estrutura como os NEOSSOLOS QUATZARÊNICOS, solos estes muito vulneráveis a ação denudacional.

O arcabouço geológico na qual o córrego Tucum percorre corresponde à Formação Pirambóia, que, conforme Lopes & Marconato (2006) destacam, é constituída por arenitos médios e finos com cores esbranquiçadas, avermelhadas e alaranjadas, incluindo estratificações cruzadas. Além disso, suas areias quartzosas são fonte para uso industrial e parte constituinte do Aquífero Guarani. Segundo Oliveira (1997) a Formação Pirambóia tem origem sedimentar sub-aquosa pertencente ao Grupo São Bento, do Mesozóico, ocorrentes na Bacia Sedimentar do Paraná. Sua origem remonta ambientes fluvio-lacustres, compreendendo um único ciclo de sedimentação, refletindo condições climáticas quentes e úmidas que evoluíram para condições desérticas. Terrenos da Formação Botucatu e Rio Claro também se fazem presente na área, sendo estes relacionados, na maioria das vezes, a ocorrência de voçorocas, ravinas e sulcos no município de São Pedro.

Segundo Queiroz Neto e Journaux (1978, *apud* Oliveira, 1997) a região na qual se encontra a municipalidade, assim como todo o Brasil de sudeste, passou por uma evolução morfogenética atrelada a eventos de oscilações climáticas secas e úmidas. Nos períodos secos, o intemperismo mecânico foi suficiente para elaboração de superfícies de erosão (glacis e pediplanos), com deposição de material grosseiro e grandes coberturas arenosas. Em períodos úmidos, onde as expressões de esculturação química se destacam, os canais fluviais entalham seus leitos e confere a região nova dinâmica de elaboração do relevo.

Todos esses arranjos de elementos físicos se configuram na paisagem e refletem diretamente nas configurações não só da região de São Pedro como também na bacia hidrográfica do córrego Tucum.

O entendimento da dinâmica do canal fluvial do Tucum ao longo dos últimos cinquenta anos se processou por um conjunto de técnicas que, unidas, nos forneceram bases significativas para discussão dos processos que ali se materializavam, dentre elas: utilização de aerofotografias, datação por LOE e por ^{210}Pb ¹, análise granulométrica dos terraços e análise de sedimento em suspensão e de água. (Figura 2).

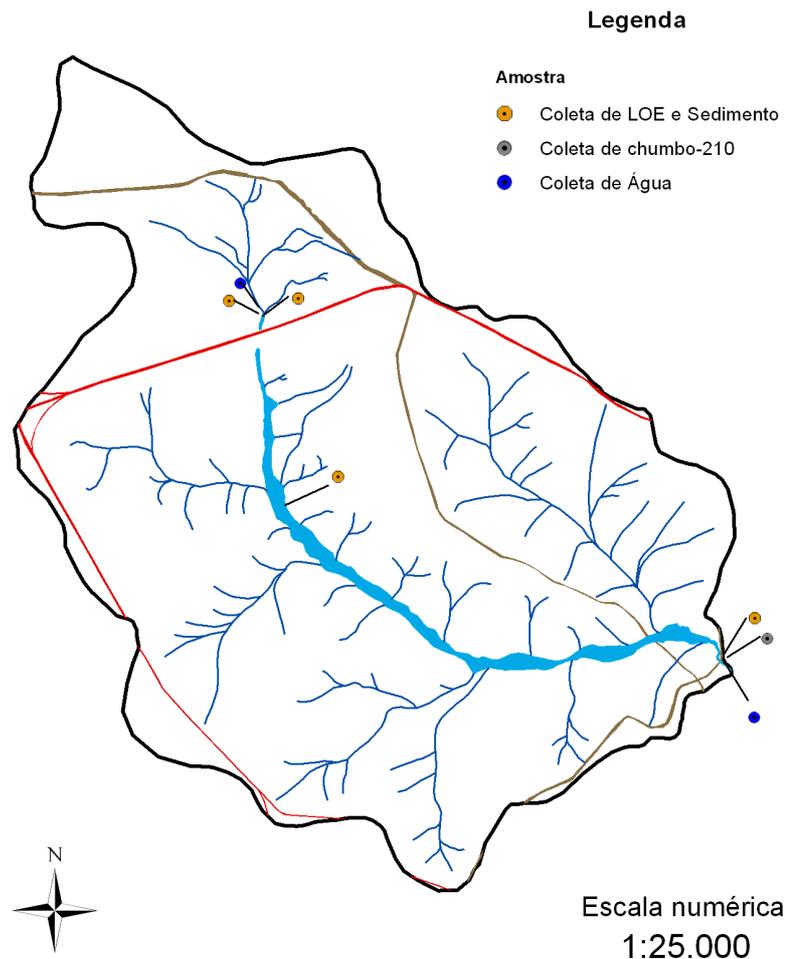


Figura 2: Locais de coleta de amostras de sedimentos para análise granulométrica e para datação por LOE (amarelo), coleta de material sedimentar para datação por chumbo-210 (cinza) e coleta de água para verificação de material em suspensão e níveis de poluição (azul) ao longo do canal fluvial.

Para interpretação dos processos atuantes no canal fluvial foram agregadas quatro cartas topográficas em escala 1:10.000 referentes a área de

¹ As datações por Pb_{210} , se efetivaram, porém, devido as características do canal fluvial do córrego Tucum (extremamente arenoso), os valores encontrados de chumbo foram muito baixos, por isso não foram debatidos ao longo do trabalho;

abrangência da bacia hidrográfica do córrego Tucum, sendo elas: Ribeirão do Grama (SF-23-Y-A-IV-1-NE-C), São Pedro III (SF-23-Y-A-IV-1-NO-D), Águas de São Pedro I (SF-23-Y-A-IV-I-NO-F) e Águas de São Pedro II (SF-23-Y-A-IV-1-NE-E). O arranjo desta base em escala de detalhe propiciou a leitura mais avançada sobre a dinâmica do canal, apresentando altitudes que chegavam a 580 metros nos interflúvios e cerca de 465 na confluência com o Ribeirão Araquá, distante 6 km das nascentes, além de subsídio à confecção do perfil longitudinal do ano de 1978, ano este de elaboração das cartas topográficas.

As fotografias aéreas não orbitais utilizadas correspondiam a três períodos distintos, a saber: 1962, 1972 e 2000. As primeiras, em escala aproximada de 1:25.000, foram obtidas, respectivamente, junto ao acervo do laboratório de Sensoriamento Remoto da USP (Universidade de São Paulo) e junto ao acervo de Geoprocessamento do IAC (Instituto Agrônomo de Campinas). As últimas, em escala aproximada de 1:30.000, foram obtidas junto a seção Ciagro (Centro de informações Agropecuárias) da CATI de Campinas/SP.

As imagens passaram pelo processo de restituição por meio de estereoscópio de espelho, onde foram identificadas as principais feições aluvionares, canais tributários do córrego Tucum, canais pluviais e diferentes usos da terra na bacia hidrográfica, fatos que poderiam indicar possíveis modificações na geometria e tipologia do canal. Segundo Soares e Fiori (1976) o processo de fotointerpretação envolve, em um primeiro momento, a identificação dos elementos da imagem com os objetos para compor associações e definir formas e divisões entre os elementos. A seguir é fundamental a avaliação do significado e função dos objetos e suas relações. O processo inicia-se por meio da fotoleitura, reconhecimento e identificação dos elementos das imagens; fotoanálise, associação e ordenação das partes integrantes da imagem; e fotointerpretação, visando “à descoberta e avaliação, por métodos indutivos, dedutivos e comparativos do significado, função e relação dos objetos correspondentes às imagens” (Soares e Fiori, 1976. p. 72).

Após as etapas de fotoleitura e fotoanálise e da restituição efetuada em papel Utrafam, as mesmas foram digitalizadas e georreferenciadas em ambiente SIG pelo software ArcGis 10 para vetorização e análise comparativa entre os períodos analisados

A confecção dos perfis longitudinais também se coloca como parte determinante para o entendimento do comportamento do canal fluvial do córrego Tucum ao longo das últimas décadas. Segundo Guedes *et. al.* (2006) os perfis longitudinais se colocam como representações dos canais fluviais frente a dinâmica sedimentológica, estrutural e litológica, que se materializam em gráficos de coordenadas cartesianas, sendo a altitude posta no eixo das ordenadas e a extensão no eixo das abscissas e, como regra geral, estes perfis exibem conformação logarítmica, com concavidade para cima e assíntotas longas, tido como ideal.

Para o canal estudado foram efetuados dois perfis longitudinais, um baseado nas cartas topográficas (1:10.000), datadas de 1978, e outro efetuado após coleta de dados “*in situ*” por meio de GPS e altímetro, após percorrermos 4.500 metros ao longo do canal, da jusante à montante.

Os métodos de datação absoluta aqui efetuados se dispõem como forma de interligar a dinâmica pretérita do canal fluvial com a dinâmica atual, uma vez que o trabalho de erosão e deposição do córrego corrobora para formação de depósitos sedimentares passíveis de aplicação de datação por LOE e por ^{210}Pb .

A datação dos sedimentos por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) se baseia no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados em sólidos cristalinos, tendo a capacidade de estabelecer o período de tempo transcorrido desde a última liberação dessa população, que no método pode variar de 100 anos ap. até 1 milhão de anos.

Para Guedes *et. al.* (2011) a luminescência corresponde ao fenômeno de emissão de luz por determinados materiais que foram preteritamente expostos a radiação ionizante e posteriormente expostos a um agente excitante, que no caso da LOE, se daria pela própria luz.

Segundo Corrêa *et. al.* (2002) a carga acumulada é liberada para os materiais sedimentares no momento em que este material fora exposto a luz pela última vez, antes de ser recoberto por evento deposicional. Quando soterrado, esse material fica protegido da incidência de luz e a energia da radiação ionizante passa a se acumular nos minerais, preservando-se de um foto-esvaziamento por exposição solar. Assim, segundo Guedes *et. al.* (2011) “... a idade de sedimentação pode ser determinada dividindo-se a dose

acumulada desde o soterramento do sedimento pela dose anual de radiação natural" (Guedes *et. al.*, 2011, p. 2), sendo a dose natural resultado da soma da radiação ionizante advinda do decaimento radioativo de certos elementos presentes nos minerais, sendo eles o ^{232}Th , o ^{238}U e o ^{40}K . As principais variações de dose anual de radiação ficariam a cargo das características químicas e físicas do sedimento, o que incluiria a umidade, alterações de mineralogia e profundidade de soterramento.

Os cristais de quartzo e de feldspato são os mais utilizados para fornecimento de idades absolutas dos sedimentos. Quanto ao K-feldspato, Hutt *et. al.* (1988) coloca sua alta sensibilidade à luz e a própria resposta óptica como fatores importantes na escolha deste para datações, e, conforme resultados apresentados, e mostrou eficiente para eventos geológicos presentes para períodos que variam de 2 a 600 mil anos AP. Entretanto, há uma maior utilização do quartzo no método de datação por LOE, decorrentes, sobretudo, de sua maior capacidade de reter a carga de radiação, além disso, segundo Rhodes (1988), o quartzo pode acumular a luz solar mesmo sendo exposto por um curto período à luz durante os processos de transporte e deposição. Soma-se ainda a frequente perda do feldspato da luminescência natural em contraponto ao mineral de quartzo.

Segundo Corrêa *et. al.* (2002) o método da LOE presume que as cargas pretéritas de elétrons presentes no sedimento é substancialmente reduzida pelos processos supérgenos, restando apenas uma pequena carga não removível, e que essa pequena parcela já seria suficiente para fornecer subsídios para o melhor entendimento das mudanças ocorridas na paisagem. Correspondendo ao método de datação por LOE, cujo aprisionamento da carga de luminescência deve ser preservada, o trabalho contou com a coleta de 6 (seis) amostras ao longo dos terraços recentes do canal fluvial do córrego Tucum, sendo dois no alto curso (80cm de profundidade e 50cm acima do canal fluvial; 75cm de profundidade e 50cm acima do canal fluvial), um no médio curso (60cm de profundidade e 40cm acima do canal fluvial) e três no baixo curso (75cm de profundidade, 100cm de profundidade e 140cm de profundidade). Para a retirada do material, foram utilizados tubos de PVC de cor escura com 55cm de comprimento e 60mm de largura. Na coleta o tubo foi grafado com flecha indicadora de incisão no sedimento, número da amostra,

altitude, distancia do topo do terraço e distância da água corrente. Assim que totalmente preenchido, o lado externo é fechado com *cap* de PVC, correspondente ao diâmetro do tubo e lacrado novamente com fita adesiva. A amostra ao ser retirada foi recoberta com saco plástico de cor preta a fim de barrar o contato com a luz diuturna, servindo como nova barreira à luz, sendo necessário assim, o recobrimento da outra extremidade do cano com nova tampa e novo envoltório de fita aderente. (Figura 3). Esse procedimento se deu nas seis amostras coletadas, servindo de base de identificação e preservação do material para análise em laboratório.



Figura 3: Coleta da amostra de LOE em baixo curso do canal fluvial do córrego Tucum. Foto: Éverton V. Valezio.

Em laboratório os tubos são abertos em ambiente escuro, sendo o material tratado quimicamente, secado, peneirado em fração granulométrica que varia de 100 a 160 μ m, tendo como resultado material natural (quartzo ou feldspato) livre de materiais orgânicos ou metais pesados. Após tais procedimentos, utilizando-se de protocolo SAR, determina-se a idade média por meio de 10 a 20 curvas de calibração, com resultado de 10 a 20 idades. Os procedimentos SAR, utilizado nas amostras sedimentares deste trabalho, passam assim pela medida de LOE natural, irradiação com dose teste, tratamento térmico a 220°C, medida da LOE teste, irradiação com dose regenerativa, novo tratamento térmico a 220°C e medida de LOE regenerativa,

chegando a determinação, pela média, da idade da ultimo recebimento de luz pelos minerais (www.datação.com.br²).

A análise granulométrica dos terraços se deu em laboratório de solos da Faculdade de Engenharia Agrícola (FEAGRI) da Unicamp, como forma de entendimento da energia do canal fluvial ao longo do tempo. Para isso foram coletadas 6 amostras, nos mesmos pontos de coleta do material para datação por LOE.

Em laboratório as amostras das diferentes frações granulométricas foram separadas pela técnica da pipeta, para solos com menos de 5% de matéria orgânica. O peneiramento e a utilização de estufa foram aplicadas para obtenção da fração areia, enquanto que para obtenção das frações silte e argila passaram pelo processo de agitação, calculado pela subtração das outras frações. Após segregação, as frações areia, silte e argila foram levadas à estufa para determinação de % da amostra.

As 6 amostras enviadas foram classificadas conforme a presença de areia muito grossa (2 – 1mm), areia grossa (1 – 0,5mm), areia média (0,5 – 0,25mm), areia fina (0,25 – 0,125mm), areia muito fina (0,125 – 0,053mm), silte (0,053 – 0,002mm) e argila (<0,002), relatando a porcentagem de cada fração de cada ponto de coleta.

Como forma de complementar as discussões propostas, como as datações por LOE e ²¹⁰Pb, análise granulométrica do material dos terraços e interpretação das fotografias aéreas, o trabalho agregou a análise de duas amostras de água do córrego Tucum, uma em alto curso e outra em baixo curso, como forma de analisar a contribuição dos sedimentos suspensos no modelamento das formas ao longo do canal fluvial.

Segundo Leli *et. al.* (2010) a análise de carga suspensa pelo rio se mostra como importante recurso para análise e compreensão da dinâmica da bacia hidrográfica e de seu estado de degradação ou preservação. Para tentar compreender tal cenário na bacia do córrego Tucum e a provável correlação com as modificações do canal ao longo dos últimos quarenta anos, foram

² Datação, comércio e prestação de serviços Ltda. Em: <datacao.com.br>, Acesso em 02/12/2012;

coletadas duas amostragens de água em garrafas plásticas de 1,5 litros. Ambas as garrafas foram armazenadas em caixa térmica com gelo para que as características naturais da água fossem preservadas, e encaminhadas para o laboratório de Saneamento, pertencente à Faculdade de Engenharia Agrícola (FEAGRI) da Unicamp.

O ensaio contemplou nove frações diferentes de sólidos quantificáveis em mg/L, diferindo pelas características de tamanho e volatilidade, sendo eles: ST (sólidos totais), STF (sólidos totais fixos), STV (sólidos totais voláteis), SST (sólidos suspensos totais), SSF (sólidos suspensos voláteis), SDT (sólidos dissolvidos totais), SDF (sólidos dissolvidos fixos) e SDV (sólidos dissolvidos voláteis).

Agregado a estes foram também realizadas químicas e microbiológicas, marcadas pela Demanda Química de Oxigênio (DQO) e pela Demanda Bioquímica de Oxigênio (DBO), cujos parâmetros se estabelecem, na primeira, pela medida indireta da quantidade de compostos orgânicos presentes na amostra de água, enquanto na segunda, pela quantidade de oxigênio necessária para “estabilizar” a matéria orgânica.

Resultados e discussões

Condicionantes estruturais e (neo)tectônicos

Conforme apresentado nos capítulos anteriores, os processos e as formas presentes foram entendidas no contexto sistêmico, inerentes aos agentes modificadores da paisagem: tectônica, clima e o homem.

As primeiras preposições se estabelecem pela presença de eventos neotectônicos na área. Movimentos crustais são suficientes para reordenar as formas e mesmo os canais fluviais.

Conforme Fulfaro (1967); Penteadó (1968) e Bjornberg (1969) os eventos ligados à tectônica favoreceram a organização dos afluentes de margem direita do Ribeirão Araquá, no qual o Tucum faz parte. Ladeira & Santos (1996) em trabalho realizado na Serra de São Pedro indicaram presença de ferricrete terciária falhada como reflexo de movimentação

neotectônica. Tal constatação se enquadraria nas discussões de Penteadó (1968, *apud* Ladeira & Santos, 1996), que atribui para a área dois pulsos tectônicos distintos, um no Terciário Superior e outro no pós Pleistoceno Médio, este capaz de reativar o pulso anterior.

Análises de campo e gabinete reafirmam a posição de Queiroz Neto (1973), de que no período abrangido pelo Cenozóico as observações de campo dificilmente permitem uma definição clara de eventos tectônicos. Raramente se observa testemunhos de falhamentos, sendo deduzidas comumente por dissimetria de vertentes, presenças de blocos aparentemente sobrelevados ou rebaixados. Medidas, geralmente indiretas, confirmariam a presença destes fenômenos. Para o autor *op. cit.* as ações tectônicas seriam de duas ordens: passiva, de forma a facilitar o entalhamento e dissecação do modelado (diaclasses e fraturas); e ativa, sob a forma de falhamentos e dobramentos, precedendo os processos erosivos.

O que se pode constatar é a ocorrência de ações neotectônicas capazes de entalhar determinados cursos d'água e aumentar a ação erosiva. As juntas e falhas presentes na área parecem contribuir indiretamente na forma do córrego Tucum, já que seria capaz de facilitar a ação erosiva dos terrenos arenosos, contribuindo para maior fragilidade das feições erosivas de montante. (*Figura 5*).

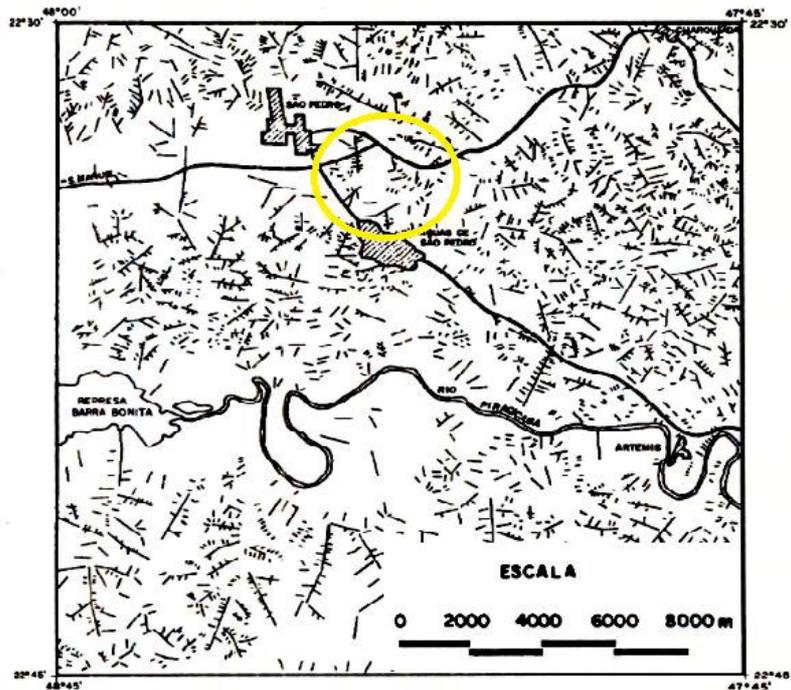


Figura 5: Juntas e Falhas da região de São Pedro, destaque para área onde se localiza o córrego Tucum (referencia em amarelo). Fonte: adaptado de Hasui *et. al.* (1995).

Quanto a gênese natural dos processos de erosão linear, Perez Filho *et. al.* (2011) apontam a característica litológica para a instalação do processo erosivo, tendo como destaque os depósitos coluviais arenosos com baixo grau de consolidação. Soma-se a isso a ação tectônica de ordem passiva (Queiroz Neto, 1973) e suas feições estruturais, que atuam no desenvolvimento de voçorocas nas áreas de cabeceira. Hasui *et. al.* (1995) relaciona as discontinuidades presentes nas rochas das formações Corumbataí, Pirambóia/Botucatu e alguns depósitos coluviais, que ocorrem devido a feições estruturais. As voçorocas representariam formas capazes de receber constantemente os fluxos superficiais, cuja percolação é favorecida pela permeabilidade dos materiais. Desta forma, verifica-se que as discontinuidades e a orientação destas feições no sentido NW-SE são de grande importância para a evolução dos processos de solapamento e da progressão erosiva. (Figura 9).



Figura 6: Voçorocas localizadas em áreas de cabeceira do córrego Tucum. Foto: Éverton V. Valezio.

Dinâmica da paisagem: datação por LOE, análise granulométrica e de água

Quanto às formas presentes no sistema fluvial, podemos atribuí-las a dois períodos de formação, um relacionado a oscilações climáticas ocorridas ao longo do Pleistoceno superior/Holoceno e outro decorrente das dinâmicas pré-atuais, na qual se insere o fator antrópico.

A presença de terraços fluviais ao longo do córrego Tucum se relaciona às transformações no tempo da natureza, evidenciando modificações nos processos de esculturação do relevo. A formação dos terraços pode estar atrelada a dinâmica glacial e interglacial que se sucedeu ao longo do Quaternário.

Datações em níveis de terraços do córrego Tucum demonstram um ritmo de evolução pretérito condizentes ao efetivados pelo fator climático. Os depósitos mais antigos, localizados no baixo curso próximos da confluência com o ribeirão Araquá, datam de aproximadamente 13.500 anos (amostra coletada a 75cm da superfície) e 18.000 anos (amostra coletada a 100cm da superfície). (*Figura 7*). O entalhamento do canal foi capaz de expor estes materiais, tanto para a dinâmica de vertente quanto para a fluvial. Transformações no nível de base local e aporte pluvial durante boa parte do ano são preceitos característicos de ambientes quentes e úmidos. É possível assim, pressupor a existência de uma relação entre as idades absolutas destes sedimentos à oscilações climáticas.



Figura 7: Níveis de terraço para coleta de material para datação por LOE. Em destaque, amostras coletadas em nível superior (vermelho), intermediário (laranja) e inferior (verde). Foto: Diego L. do Nascimento.

Datações efetuadas dentro dos limites da Bacia Sedimentar do Paraná podem nos fornecer maior embasamento para essa evolução morfoclimática. Os terraços fluviais datados por Sallun & Suguuiu (2006) na bacias do rio Santo Anastácio e Aguapeí apontam para idades de aproximadamente 18.000 e 14.000 mil anos, muito próximas das encontradas no terraço aluvial do córrego Tucum. Outra correspondência importante é inserida por Ponçano & Prandini (1987), relatando o período glacial Wurm, ocorrido a cerca de 15.000 anos A.P.. Segundo os autores *op. cit.*, durante este período, teria vigorado um clima seco, capaz de atenuar processos erosivos semelhantes à voçorocamentos em diversas partes da Depressão Periférica. A idade de 13.500 mil anos do terraço datado poderia ser forma resultante deste processo e de sua passagem para clima quente e úmido que, com o entalhe do talvegue, passa a se configurar acima do nível do canal fluvial.

Sob o ponto de vista de reconstrução de cenário ambiental pretérito, as datações no oeste do Estado e as efetuadas neste trabalho podem estar associadas às mesmas transformações climáticas, relatando o fenômeno tanto na unidade da Depressão Periférica Paulista como na do Planalto Ocidental Paulista.

Foi identificado também depósito recente ao longo do canal fluvial, distribuindo-se pelo alto e médio curso com espessuras variando de 1 a 1,5 metro fazendo parte da atual dinâmica do córrego. As idades dos depósitos sedimentares correspondem aproximadamente 3.350 ± 350 e 2760 ± 415 anos no alto curso e de 3230 ± 325 anos no médio curso. Estes terraços aluviais recentes podem corresponder a novo pulso de modificação dos processos ao longo da bacia, regidos, provavelmente, por nova configuração climática. (Tabela 1).

Amostras	Amostras Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Dose Acumulada (Gy)	Idade média/Anos
1	2.690 ± 310	36,0	13.400 ± 2.220
2	2.840 ± 180	53,4	18.830 ± 2.150
3	1.285 ± 125	3,4	2.650 ± 390
4	3.030 ± 150	9,8	3.230 ± 325
5	3.250 ± 180	10,9	3.350 ± 350
6	3.550 ± 360	9,8	2.760 ± 415

Tabela 1: Dados correspondentes as amostras datadas (LOE) nos baixos terraços do córrego Tucum.

A amostra de número três não foi considerada na análise, tendo em vista que os resultados apresentados permitiram suscitar dúvidas a respeito do procedimento metodológico (coleta de material com alta umidade).

Outro aspecto a se destacar foi a análise granulométrica dos materiais coletados nos terraços. Os resultados de tais amostras, obtidas nos mesmo ponto da coleta do material sedimentar para datação (LOE), permitiram associa-las diretamente as condicionantes litológicas da área (Formação Pirambóia).

O material arenoso de fração predominantemente média e fina se liga a litologia, associadas aos terraços e solos. Amostra 3 caracteriza-se por horizonte *glei*, sendo influenciada pela presença de água durante quase todo o ano. Isto se deve a relação direta que o canal fluvial mantém com o material, associado a litologia com maior presença de argilominerais. (Tabela 2 e Gráfico 1).

Amostras	Areia						Argila	Silte
	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	Areia Total		
Ponto 1	0	88	523	305	45	961	17	22
Ponto 2	0	48	525	361	50	984	14	2
Ponto 3	0	0	8	33	30	71	618	311
Ponto 4	0	22	371	438	122	953	27	20
Ponto 5	0	0	172	614	159	945	28	27
Ponto 6	0	0	84	630	224	938	32	30

Tabela 2: Dados correspondentes as diferentes frações de material sedimentar nos terraços (g/kg).

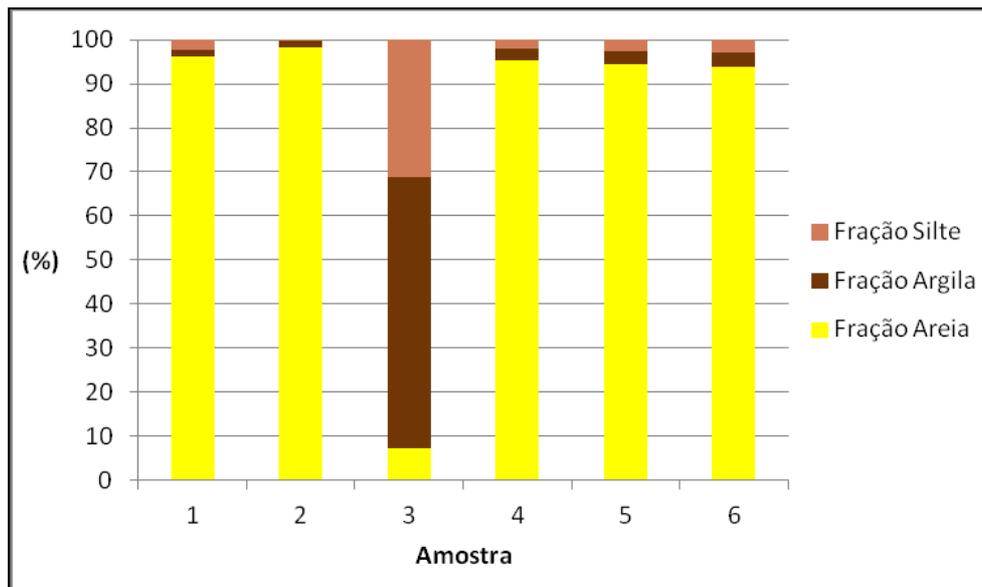


Gráfico 1: Gráfico de porcentagens de material arenoso, argiloso e siltoso das amostras.

Verifica-se também a ocorrência de material arenoso nos bancos aluviais e em suspensão presentes no córrego Tucum. Sua constatação se deu de forma direta, pela utilização de fotografias aéreas e trabalhos de campo. Constatou-se também quantidade expressiva de materiais em suspensão, sobretudo no alto curso (amostra 1). A medida que o sedimento se distancia deste ponto e avança rumo a foz, grande parte deste material acaba sendo incorporado a carga de fundo e, conseqüentemente, aos bancos aluvionares, uma vez que o canal não possui energia suficiente para levar esse material até seu nível de base local. Também foi observada pela diferença substancial dos sedimentos em suspensão no baixo curso (amostra 2) quando comparadas a outra seção do canal. (Tabela 3 e Gráfico 2).

Amostra	ST	STF	STV	SST	SSF	SSV	SDT	SDF	SDV
Amostra 1	2149,0	1784,0	365,0	1490,0	1260,0	230,0	659,0	524,0	135,0
Amostra 2	389,0	327,0	62,0	378,0	321,0	57,0	11,0	6,0	5,0

Tabela 3: Valores correspondentes a série de sólidos das amostras (mg/L).

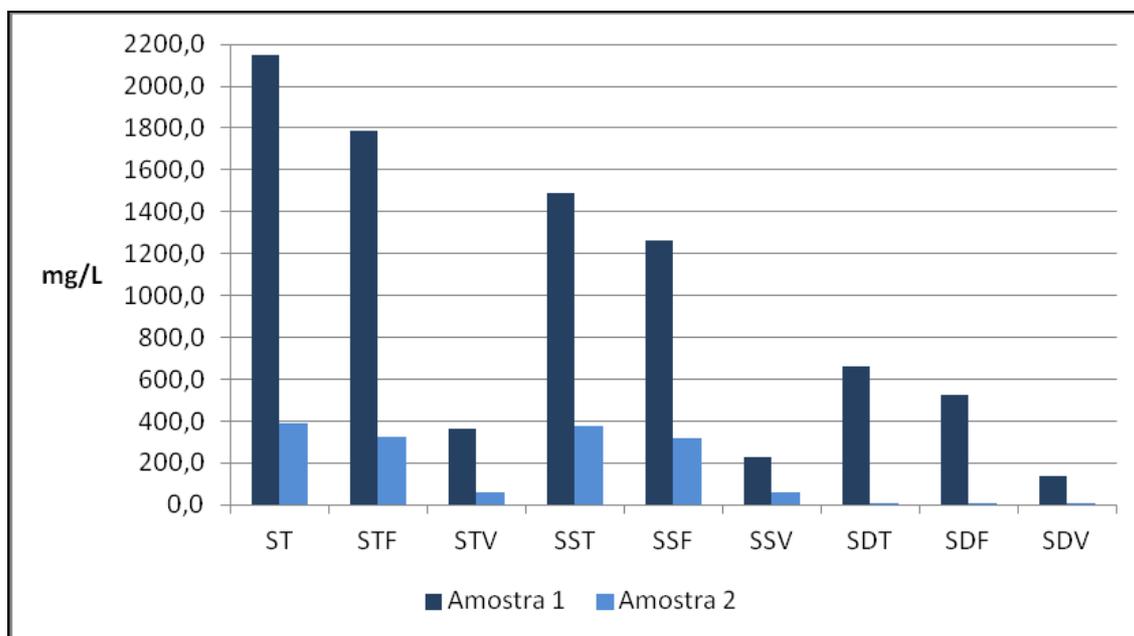


Gráfico 2: Espacialização das séries de sólidos das amostras.

Os sólidos totais (ST), por exemplo, corresponde a toda matéria que permanece na amostra após passar pelo processo de aquecimento e pesagem, correspondendo assim, a todo material que potencialmente poderia ser depositado. No caso em estudo, essa quantidade se deve predominantemente a sedimentos.

Amostras de água nos forneceram dados quanto a presença de matéria orgânica em suspensão, uma vez que o canal fluvial do córrego Tucum recebe principalmente efluentes provindos da área urbana. Para isso foram calculados a demanda química de oxigênio (DQO), utilizada para medir o teor de matéria orgânica nas amostras e a demanda bioquímica de oxigênio (DBO), utilizada para suscitar a quantidade de material oxidável bioquimicamente. (Tabela 4).

Amostra	DQO mg/L	DBO mg/L
Amostra 1	34	13
Amostra 2	96	36

Tabela 4: Níveis de DQO e DBO (mg/L) em alto (amostra 1) e baixo curso (amostra 2).

A diferença verificada entre alto e baixo curso pode estar atrelada a granulometria dos materiais presentes, que acaba por agir como um pré-filtro, minimizando seus impactos na qualidade da água à jusante, o que dificilmente ocorreria em ambientes no qual predominam partículas de argila e silte. A confluência de canais tributários junto ao canal principal, aumentando o volume de água e oxigênio, também se insere como responsável pela diluição da matéria orgânica. Ressalta-se também que os canais tributários percorrem áreas pouco ou não urbanizadas, que no caso, poderiam contribuir para a entrada de efluentes no sistema fluvial.

Os índices de DQO e DBO presentes, de acordo com Valente *et. al.* (1997), se enquadrariam como biodegradáveis, uma vez que a relação entre o DQO e o DBO é menor que cinco. Essa relação só é possível de ser realizada na falta de resíduos industriais no canal, caso contrário, a relação entre os dois índices seria incoerente.

A entrada de material sedimentar no sistema fluvial pode ser atribuída tanto ao fator litológico da área quanto a presença do fator antrópico, capaz de acelerar os processos erosivos, repercutindo nas transformações do córrego Tucum.

Modificações na tipologia do canal e os perfis longitudinais

Segundo Rocha (2009), mesmo em pequena escala de tempo, ajustamentos na morfologia do canal fluvial retratam uma reorganização de variáveis - condições de fluxo e carga sedimentar - para manutenção ou busca pelas condições de equilíbrio. Entendendo os rios como sistema aberto, alterações morfológicas seriam respostas às modificações na entrada de matéria e/ou energia, se auto-regulando para evitar a degradação ou a destruição deste sistema. Questões como estas são plausíveis ao observarmos as constantes transformações do córrego Tucum ao longo dos últimos cinquenta anos, constatadas por fotografias aéreas de três períodos distintos (1962, 1972 e 2000) e pela produção de perfis longitudinais (1978 e 2012).

As modificações no padrão de canal podem ocorrer à medida que se tem alterações na ordem dos processos em escala local ou escala regional. Há

nítida redistribuição dos sedimentos ao longo do canal fluvial, fato constatado pela predominância de bancos arenosos, especialmente no médio e baixo curso. Nesses trechos o córrego Tucum deposita grande carga de sedimentos, carregados, predominantemente, de suas cabeceiras. (*Figuras 8 e 9*).



Figuras 8 e 9: Bancos aluvionares presentes em médio e baixo curso. Foto: Diego L. do Nascimento.

Segundo Abreu (1980) retomando as leis da morfometria fluvial, não se pode deixar de lembrar a clássica divisão das bacias fluviais em alto curso, correspondendo a bacia de captação e ação predominante da erosão; médio curso, identificado como canal de escoamento e transporte dos materiais; e baixo curso, onde há predominância de sedimentação sob a forma de aluvionamento. Esta configuração se mostra válida para o canal fluvial estudado, porém, o médio curso se identifica também como zona de sedimentação.

Mudança nas formas dos bancos aluvionares, no período que abrange as última décadas nos fornece bases contundentes sobre a ocorrência de transformações na bacia hidrográfica do córrego Tucum. O padrão contido no canal fluvial remonta a dinâmica dos bancos aluvionares presentes em seu leito. Ao observarmos fotografias aéreas em diferentes épocas (1962, 1972 e 2000), foi possível constatar a ciclicidade em suas distribuições, que permitiram classificar o canal como entrelaçado.

Segundo Morisawa (1985) o padrão entrelaçado se diferencia dos anastomosados pelo critério de estabilidade. Ambos apresentam um complexo de canais que se ramificam pela presença de barras e ilhas aluvionares, porém, os anastomosados conservam sua identidade mesmo com a mudança

de descarga ao longo do tempo, ao contrário dos entrelaçados, que tem sua presença marcada por abundantes bancos aluvionares erodíveis e considerável carga sedimentar grosseira, que se somam a falta de competência do canal fluvial para carrear-las.

A morfologia dos rios entrelaçados distingue-se pela instabilidade de barras e canais que podem variar de dia para dia ou mês a mês. A linha de bancos e o talvegue se modificam com a mudança de descarga. A relação largura/profundidade é elevada, fazendo com que o canal fluvial apresente seções muito largas e pouco profundas.

Este padrão conjuga as discussões de canais múltiplos supracitadas por Leopold *et. al.* (1964); Leopold & Wolman (1957); Candido (1971); Christofletti(1981), além das observações de Morisawa(1985), diferenciando o padrão anastomosado do entrelaçado pelo critério da estabilidade das formas. Pondera-se a presença, nos dias atuais, de vegetação em diversos bancos aluviais laterais, de confluência, centrais, em losangos e em diagonal, dando a estes maior estabilidade. O padrão estabelecido entra em conformidade com a conceituação de Bridge (2002), identificando os padrões entrelaçados a áreas onde a taxa de deposição é elevada, construindo-se frequentemente bancos aluvionares.

A formação de tais depósitos ao longo do canal permite inferência sobre a carga sedimentar que chega até o córrego Tucum e sua falta de capacidade de mobilizá-los além do seu exutório, fato constatado pelas amostras de água do material particulado em suspensão. Tais alterações ao longo do perfil longitudinal do canal permite exprimir nova dinâmica de erosão, transporte e sedimentação.

Segundo Bigarella & Mousinho (1965) o perfil longitudinal dos rios é mantido quando há uma equidade de entrada e saída de sedimentos, a depender das características de escoamento superficial, vegetação, litologia e solos. Ao analisarmos os perfis elaborados do córrego Tucum constatamos a dinâmica do canal para se adaptar aos fatores físicos locais, que na escala temporal observada (1978 – 2012), demonstra sua constante busca equilíbrio.

Modificações no uso da terra

As alterações perpetuadas na área da bacia hidrográfica, principalmente da área urbanizada e de solo exposto presentes nas cabeceiras, podem contribuir efetivamente para tal busca.

Segundo Mathias (2011) a bacia hidrográfica do Tucum passou por diversas intervenções ao longo das últimas décadas, em especial, quanto a modificações no uso e ocupação da terra. Em sua análise, no ano 1962, havia um predomínio de pastagens na cabeceira o que motivava uma notável atividade erosiva, com presença de sulcos, ravinas e voçorocas. De 1962 a 1986 amplia-se ainda mais as feições erosivas, assim como se inicia a instalação de loteamentos próximos a cabeceira. Entre os anos de 1986 e 1991 houve a tentativa de amenização das atividades erosivas, entretanto, tais medidas foram incipientes, culminando com a reativação dos processos. O autor ainda destaca que nesse período tinha-se o uso de parte da área de cabeceira como lixão.

Em 1992 se efetivam as obras mais expressivas para a contenção das feições erosivas, culminando com a instalação de galerias pluviais dentro do canal fluvial como forma de conduzir o fluxo. Além disso, houve o soterramento das voçorocas e ravinas situadas próximas aos interflúvios com material alóctone, amplo terraceamento e fechamento do lixão.

De 1992 a 2000 assiste-se a uma notável ampliação da área urbana rumando sobre as áreas antrópicamente terraceadas, reativando algumas voçorocas. Já no período de 2000 a 2010 verifica-se instalação de galerias pluviais e asfaltamento dos bairros adjacentes. A pavimentação, entretanto, fora direcionada no sentido do declive, atuando como um forte agente na nova dinamização erosiva e preponderante no avanço da voçoroca do córrego Tucunzinho, tributário a montante do córrego Tucum. Hoje a área se consoma como depósito de entulho de construção civil, além de outros materiais ligados ao consumo humano.

Em 1962 observamos a distribuição dos bancos aluvionares ao longo do canal fluvial, inclusive presente no alto curso. Observou-se a inexistência de áreas urbanizadas dentro dos limites da bacia hidrográfica, além dos solos

expostos, mais suscetíveis à ação erosiva, estarem configurados mais em baixo curso. (Figura 10).

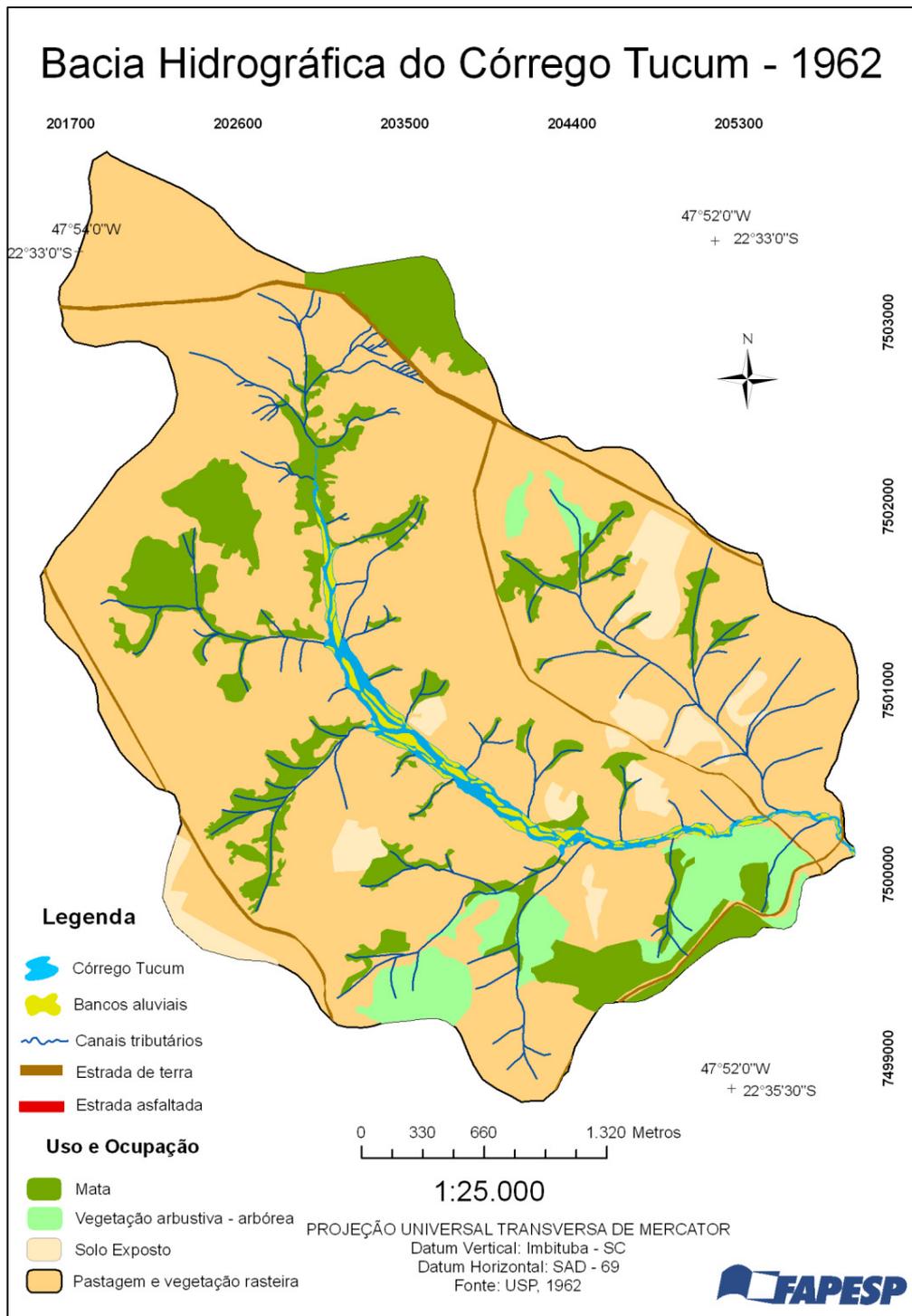


Figura 10: Uso e ocupação da terra e dinâmica do canal fluvial em 1962.

Em 1972 verifica-se que o aumento expressivo das feições erosivas perpendiculares aos canais fluviais nas cabeceiras resultou de áreas de solo exposto. (Figura 11).

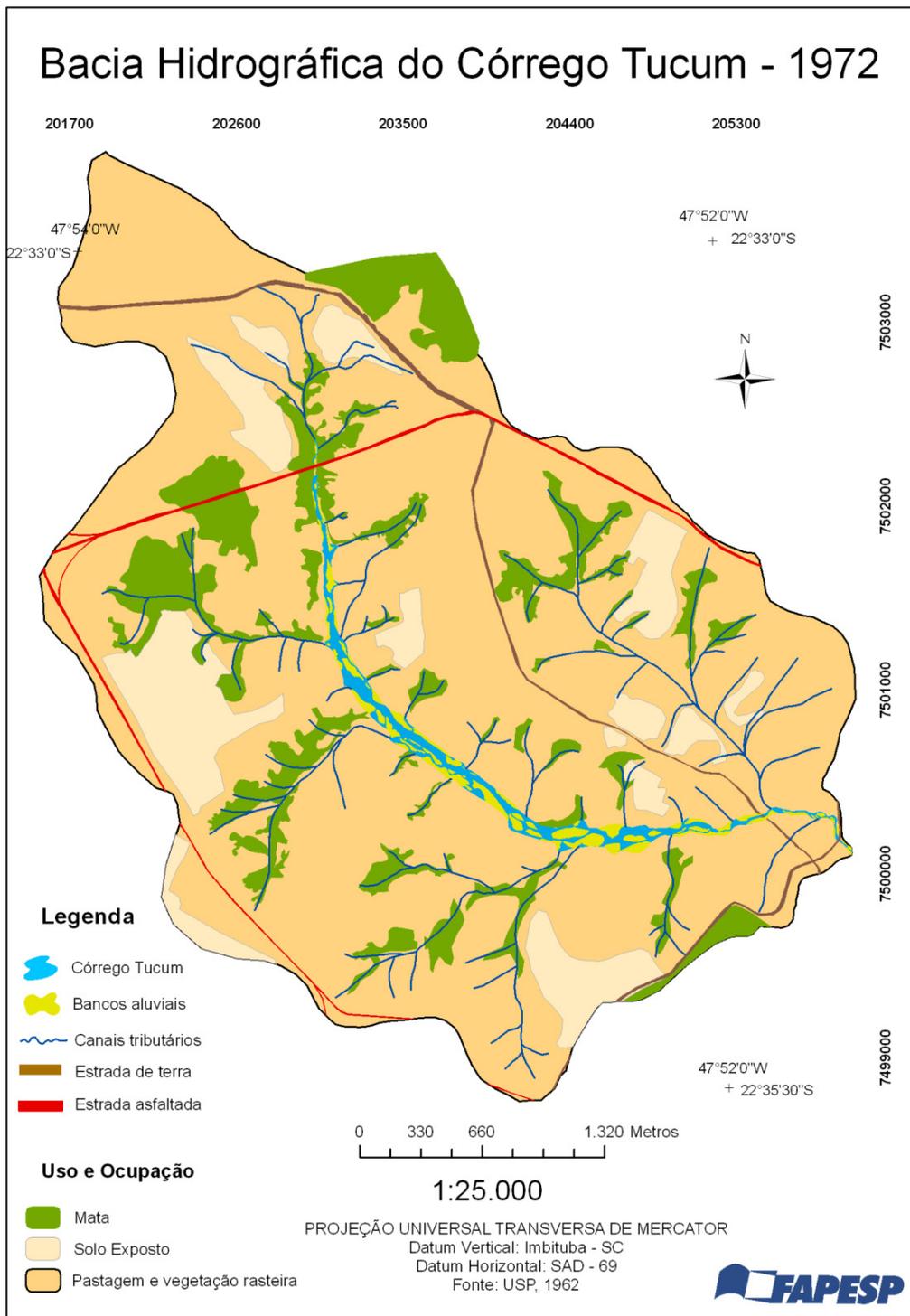


Figura 11: Uso e ocupação da terra e dinâmica do canal fluvial em 1972.

A vegetação arbustiva arbórea, não mais se configura nos limites da bacia e a construção da rodovia que corta o terço superior do canal pode ter

causado maior aporte de material sedimentar ao curso d'água, cujos impactos se apresentaram posteriormente.

A partir da interpretação de fotos aéreas correspondentes ao ano 2000, verificou-se reduções dos estratos arbóreos que foram substituídos principalmente por área de pastagem. Contudo, em pequenas áreas da bacia foi possível observar regenerações de mata latifoliada. A construção da rodovia Geraldo de Barros, que cruza perpendicularmente o córrego ainda no alto curso, pode ter sido um dos agentes reestruturadores do padrão do canal fluvial desde o início da década de 1970, contribuindo para alterações no balanço sedimentológico. O solo exposto presentes nas cabeceiras, local de incidência de voçorocas e a expansão urbana mais acentuada, foram responsáveis pela nova configuração das formas aluvionares do canal fluvial e na remodelação do perfil longitudinal. O aumento dos bancos arenosos reflete tanto as transformações de uso e ocupação da terra no decorrer das últimas décadas como o trabalho do canal fluvial em se equilibrar. (*Figura 12*).

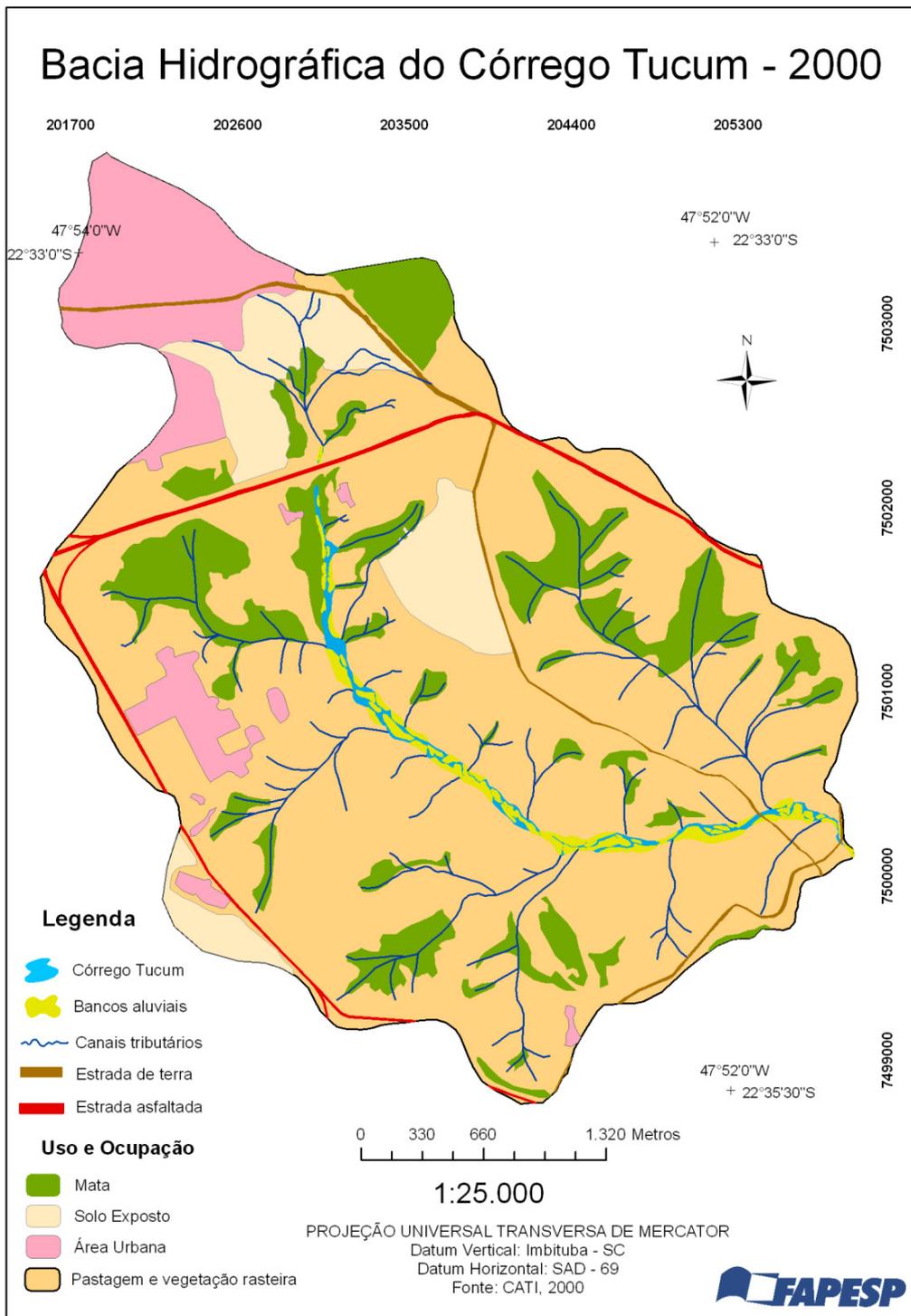
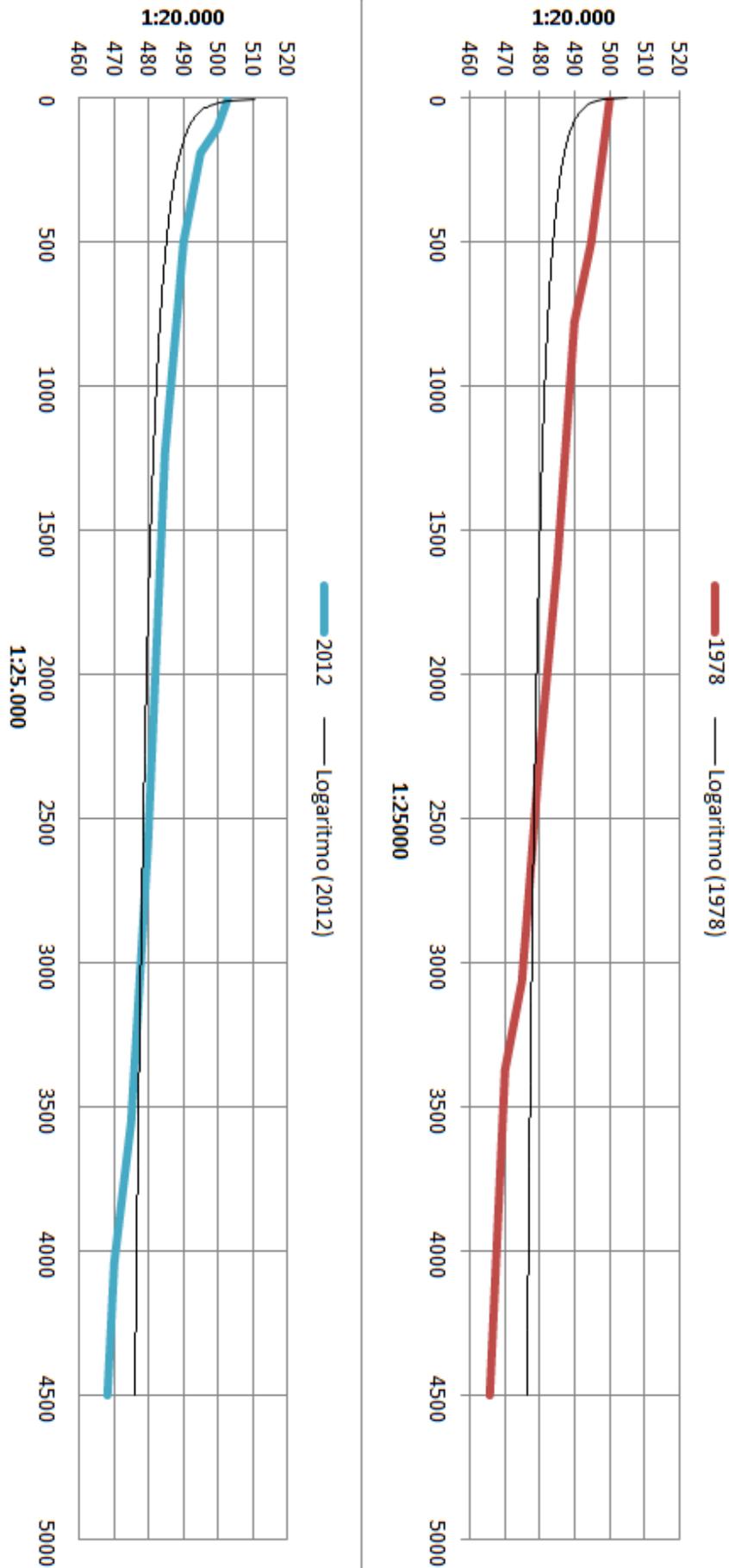


Figura 12: Uso e ocupação das terras e dinâmica do canal fluvial em 2000.

A comparação dos perfis confeccionados permite inferência sobre esta nova dinâmica estabelecida, cujos reflexos se apresentam no comportamento do canal fluvial.

Tomando como base o perfil ideal supramencionado por Guedes *et. al.* (2006), notamos que ambos os perfis construídos não relatam proeminência de zonas anômalas, justificando tanto a presença de litologia uma quanto uma não tão expressiva interferência tectônica. No perfil longitudinal confeccionado a partir das folhas topográfica - escala 1.10.000 - (1978), verificou-se que o alto curso localizava-se em cota altimétrica superior a atual, enquanto que no baixo predominava a ação dos processos de erosão fluvial do talvegue. Referente ao perfil elaborado a partir de trabalho de campo (2012), verificou-se no alto curso ação erosiva mais intensa do canal, até o médio curso, e de deposição no médio e baixo curso. (*Gráficos 3 e 4*³). Tomando como base a curva logarítmica do perfil, correspondendo ao nível de maior equilíbrio do canal, podemos notar que, as diversas modificações ocorridas ao longo do canal fluvial nos últimos anos gerou resposta imediata deste e, inclusive, se mostra muito mais equilibrado do que na análise anterior.

³ Esboços dos perfis longitudinais e dos perfis transversais de alto, médio e baixo curso estão dispostos no gráfico 6 (material anexo);



Gráficos 3 e 4: Perfis longitudinais correspondentes aos anos 1978 e 2012.

O perfil longitudinal elaborado a partir de trabalho de permitiu observarmos maior retilidade do córrego no médio curso, decorrente, provavelmente, da instalação de nível de base efêmero, ligado a presença de leito de rocha arenítica pouco alterada da formação Pirambóia (*Figura 13*).



Figura 13: Padrão de canal único em médio curso. Foto: Diego L. do Nascimento.

Quanto às obras para passagem de água pela rodovia Geraldo de Barros, tida como nível de base local e causadora de transformações das formas do canal, tem-se mostrado como variável de alteração de balanço sedimentar, confirmada pela elevação de 3 metros do perfil atual quando comparado aos dados do perfil com base na carta topográfica.

Os eventos chuvosos no período de análise poderiam ser determinantes para alguma modificação das formas aluvionares ligadas ao canal do córrego Tucum. As médias de 1400mm/ano por si só já seriam bastante efetivas para a mobilização de carga sedimentar ao canal, mesmo assim, não foi encontradas nenhuma grande variação pluviométrica anual, a não ser os dois extremos: 737,30mm no ano de 1968 e 2227,60 em 1983. (*Gráfico 5⁴*). Inferire-se, de acordo com dados pluviométricos, que a distribuição das chuvas nos meses mais chuvosos se dá irregularmente, concentrando os maiores volumes em poucos dias, o que poderia potencializar o trabalho erosivo. Em fevereiro de 1995, por exemplo, choveu cerca de 651,1mm, culminando no mês de março com o rompimento do aterro no qual passava a rodovia Geraldo de Barros, conforme aborda Pejon & Zuquette (2001, *apud* Ferreira, 2004).

⁴ Médias mensais do período de 1960 a 2000 estão dispostos na tabela 5 (material anexo).

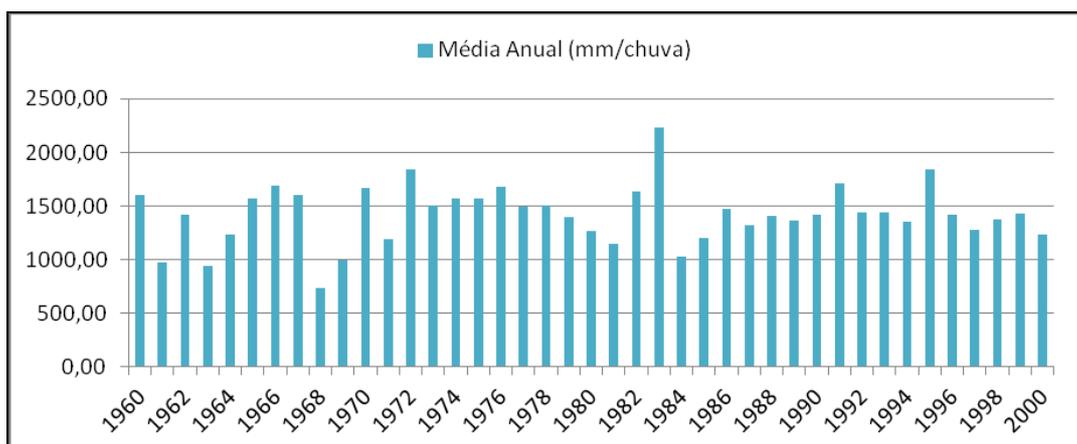


Gráfico 5: Médias anuais de precipitações pluviométricas em São Pedro. Fonte: DAEE.

O nível de base, elevado em 2 metros na foz, quando comparado ao ano de 1978, é outro indicativo de constante alteração do canal fluvial na busca de seu equilíbrio dinâmico, o que se daria até o limiar entre o material fornecido pelos agentes erosivos e o eliminado para o canal subsequente.

Segundo Carpi Junior (1996), a implantação de portos de areia às margens das calhas fluviais e, como no caso do córrego Tucum, localizado em alto curso, sua extração contínua de areia provoca um rebaixamento constante da calha fluvial, podendo o nível de base ser reajustado para busca do equilíbrio. Com base no perfil longitudinal, podemos verificar que nos anos de atividade do porto de areia - pós 1978 - o material do leito foi retirado, contribuiu para abaixar o nível do talvegue no ponto de extração. A elevação do nível de base à jusante pode ser conjugada a entrada de material sedimentar no canal fluvial bem como na sua busca por equilíbrio pela retirada de material de sua calha em alto curso, se aproximando de seu perfil ideal.

Assim, tomando como base as modificações no canal fluvial do córrego Tucum, observou-se a manutenção de um canal de padrão entrelaçado, porém, com alterações nos bancos aluvionares ao longo destes anos, inclusive com formação de pequenos trechos retilíneos por conta do contato direto com o arcabouço litológico mais rígido, fator este confirmado na confecção do perfil longitudinal (*Figuras 14 e 15*).



Figura 14: Padrão entrelaçado presente ao longo do canal fluvial. Foto: Diego L. do Nascimento.



Figura 15: Padrão retilíneo encontrado em alguns pontos do médio curso do canal fluvial. Foto: Diego L. do Nascimento.

Conforme aponta Latrubesse *et. al.* (2005) em discussões sobre grandes rios, é difícil estabelecermos um padrão contínuo em rios de regimes tropicais úmidos e, em muitos casos, parece ser mais coerente estabelecer apenas a divisão de canais únicos e múltiplos. Extrapolando a escala geográfica abordada pelos autores *op. cit.*, podemos colocar o caso do córrego Tucum, pequeno canal fluvial, possuidor de um complexo multicanal, por apresentar hoje trechos retilíneos e entrelaçados

Considerações Finais

Durante o Quaternário a área parece ter sido afetada por processos erosivos e sedimentares decorrentes das modificações climáticas ocorridas, sobretudo, no Pleistoceno superior e Holoceno. Tais transformações foram suficientes para reordenar os elementos físicos do sistema fluvial local que, em conjunto com feições estruturais anteriores, levaram o canal fluvial a se reajustar para buscar novo equilíbrio dinâmico.

O aumento da escala de análise para as datações absolutas de baixos terraços fluviais pode nos fornecer bases concretas sobre a evolução da paisagem nos limites compreendidos pela Bacia Sedimentar do Paraná, relacionando-as a eventos pontuais de ação neotectônica ou, conforme acreditamos, a eventos rítmicos de alternância climática durante o Quaternário.

Assim, foi possível confirmar o reordenamento do sistema fluvial nas últimas décadas, inclusive com a inserção de trechos retilíneos constatados em campo e visualizados por meio do perfil longitudinal. Na escala do tempo do homem, período acatado pelo perfil longitudinal, análise de fotografias aéreas e coleta de água, podemos observar a reorganização e formação dos bancos aluvionares pelo córrego Tucum. A energia de seu fluxo não se mostrou suficiente para manter os sedimentos arenosos em suspensão, fato este constatado pela diferença da série de sólidos em suspensão em alto e em baixo curso.

Essa correlação pode ser expandida também para os índices de demanda química e bioquímica de oxigênio, sendo o canal fluvial capaz, no percorrer de seus aproximados 6 km, de se auto-depurar consideravelmente.

A atuação morfogenética do homem como catalisador dos processos físicos é suficiente para extrapolação dos limiares geomorfológicos, cuja ultrapassagem promove reações nos padrões e formas do sistema fluvial. O limiar pode ter sido atingido por duas maneiras e não necessariamente *posteriore* ao estabelecimento humano no local: a primeira e mais conclusiva é a mudança no uso e ocupação das terras na bacia hidrográfica somadas as demais ações antrópicas; a segunda pela própria gênese natural da área. Algumas ponderações devem ser introduzidas, dentre elas os valores obtidos a

partir das amostras de água à montante e a jusante do córrego Tucum. Embora de grande valia para analisar sua dinâmica e suas formas associadas, novas medições devem ser realizadas para fornecer maior subsídio às argumentações de chegada de material sedimentar a área oriundos da cabeceira.

Outra consideração importante é sobre as datações por LOE feitas nos terraços. A interconexão do fenômeno climático como fator determinante para suas formações deve ser cuidadosa, uma vez que poucas datações por este método em baixos terraços foram efetuadas nos limites da Bacia Sedimentar do Paraná, sendo necessário maior número de datações em diferentes bacias hidrográficas para podermos confirmar a hipótese de uma evolução conjunta da paisagem decorrentes de oscilações climáticas quaternárias.

Assim, conseguimos alcançar os objetivos propostos ao analisarmos as modificações do canal fluvial do córrego Tucum ao longo dos últimos 50 anos, atestando as modificações em seu padrão e em suas formas pela ação preponderante do fator antrópico e associa-las, por meio de datação por LOE, às transformações ocorridas na escala do tempo da natureza, suficientes para correlacionarmos a constante busca dos canais fluviais pelo estágio de equilíbrio dinâmico.

Referências Bibliográficas

ABREU, A. A. de. Surell e as leis da morfologia fluvial In: **Craton & Intracraton**: escritos e documentos, São José do Rio Preto, UNESP, n.7, 1980.

AITKEN, M. J.; RHODES, E. J.; ROBINSON, P. D.; SMITH, P. W.; TEMPLER, R. H. Optical Dating: progress report. Unpublished report, **TL workshop meeting in Tallinn**, 1986

ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista In: **Boletim Geologia**. São Paulo: Instituto Geográfico e Geológico, n. 41, 1964.

BARRETO, M. M. R. **Geomorfologia da área de São Pedro (SP)** In: Notícia Geomorfológica, Campinas, 10(19), 1970.

BERTALANFFY, L. Von. **Teoria Geral dos Sistemas**. Tradução de F. M. Guimarães. Petrópolis: Editora Vozes, 1973.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas In: **Boletim Paranaense de Geografia**, ns. 16 e 17, 1965.

BJORNBERG, A. J. S. **Contribuição ao estudo cenozoico paulista**: tectônica e sedimentologia. (Tese – Professor Titular). São Carlos: Universidade de São Paulo – USP, 1969.

BRIDGE, J. S. **Rivers and Floodplains**: forms, processes, and sedimentary. Oxford, UK: Blackwell Science, 2002.

BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace stairclases: A worldwide Quaternary phenomenon In: **Geomorphology**, 98, pp. 285-315, 2008.

CANDIDO, A. J. Contribuição ao estudo dos meandramentos fluviais In: **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 11, n. 22, 1971.

CARPI JUNIOR, S. **Técnicas cartográficas aplicadas à dinâmica da bacia do Ribeirão Araquá – SP**. (Dissertação de mestrado). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista – UNESP, 1996.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.], 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 05/11/2012.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory In: **U.S Geol. Survey Prof. Paper** (1962), [Transcrito em Notícia Geomorfológica], 11 (21), pp. 3-22, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1974.

_____. Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal In: **Revista Geografia**, 2 (4), 1977.

_____. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981.

_____. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blucher, 1999.

CONTI, J. B. Condições climáticas da região das Águas de São Pedro (SP) In: **Caderno de Ciências da Terra**, vol. 11, 1971.

CORRÊA, A. C. B.; ESPÍNDOLA, C. R.; MENDES, I. A. Avaliação da dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil, com base no método de datação da (LOE) Luminescência Opticamente Estimulada. In: MENDES, I. A.; GERARDI, L. de O. (Org.). **Do natural, do Social e de suas interações**. São Paulo, 2002, p. 21-34.

CULLING, W. E. H. Equilibrium states in multicyclic streams and the analysis of river terrace profiles In: **The journal of geology**, v. 65, n. 5, 1957. Disponível em: <<http://www.jstor.org>>. Acesso em: 01/12/2012.

CUNHA, S. B. da. Geomorfologia Fluvial In: **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**; GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. (orgs.), 3ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

DURY, G. H. Relation of morphometry to runoff frequency In: **Water, earth and man**. Londres: Methuen & Co, pp. 419-430, 1969.

ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; FULFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A. de J. Aplicação do índice “relação declividade-extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. In: **Geol. USP Série Científica**, São Paulo, v. 4, n. 2, pp. 43-56, 2004.

FERREIRA, M. D. **Análise da evolução dos processos erosivos acelerados em áreas urbanas e das técnicas de controle e recuperação – córrego do Tucum (São Pedro/SP)**. (Dissertação de Mestrado). São Carlos: Universidade Federal de São Carlos – UFSCar, 2004.

FERREIRA, S. R.; CHANG, M. R. C. Datação das Formações Rio Claro e Piraçununga por termoluminescência In: **Revista da Escola de Minas**, v. 61, 2008.

FULFARO, V. J.; LANDIM, P. M. B.; ELLERT, N. A tectônica das Serras de Santana e São Pedro (Serra Geral) In: **Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia**, Curitiba: p. 198-205, 1967.

GILBERT, G. K. Report on the geology of the Henry Mountains (Utah). In: **U. S. Geog. And Geol. Survey of the Rocky Mtn. Region**, 1877.

GOUDIE, A. S. **The human impact on the natural environment**: past, present and future. 6^a ed. United Kington: Wiley Blackwell, 2005.

GUEDES, I. C.; SANTONI, G. de C.; ETCHEBEHERE, M. L. C; STEVAUX, J. C.; SAAD, A. R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio(SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas In: **Revista Geociências** - UnG, v. 5, n.1, p. 75 – 102, 2006.

GUEDES, C. C. F.; SAWAKUCHI, A. O. ; GIANNINI, P. C. F.; DEWITT, R.; VITOR. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros In: **Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, Buzios, 2011.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. **Geomorfologia e meio ambiente**. 3^a ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2000.

GUERRA, A. T; GUERRA, A. J. T; **Novo dicionário geológicogeomorfológico**, 5^a edição. Rio de Janeiro, RJ: Bertrand Brasil, 2006.

GUO, Y. J.; ZHANG, J. F.; QIU, W. L.; HU, G.; ZHUANG, M. G.; ZHOU, L. P. Luminescence dating of the Yellow river terraces in the Hukou área, China In: **Quaternary Geochronology**, v. 10, 2012.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions In: **American Journal of Science**, Bradley Volume, v. 258-A, p. 80-97, 1960.

_____. Stream-profile analysis and stream-gradient index In: **U.S. Geol. Survey Jour. Research**, 1(4), pp. 421-429, 1973.

_____. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, W. L.; FLEMAL, R. C. (orgs.) **Theories of Landform Development**. Binghamton, NY: State University of New York Press, 1975. Disponível em: <<http://www.geomorphology.sese.asu.edu>>. Acesso em 02/12/2012.

HASUI, Y.; FACINCANI, E. M.; SANTOS, M. dos.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Aspectos estruturais e neotectônicos na formação de boçorocas na região de São Pedro, SP. In: **Revista Geociências**, Rio Claro, v.14(2), 1995.

HOWARD, A. D. Geomorphological systems: equilibrium and dynamics. In: **American Journal of Sciences**, 263 (4), pp. 302-312, 1965.

HOWARD, A. D. Thresholds in river regimes. In: COATES, D. R.; VITEK, J. D. **Thresholds in Geomorphology**. Allen and Unwin, Winchester, Mass., 1980.

HU, G.; ZHANG, J. F.; QIU, W. L.; ZHOU, L. P.; Residual OSL signals in modern fluvial sediments from the Yellow river (HuangHe) and the implications for dating ypung sediments In: **Quaternary Geochronology**, v. 5, 2010.

HUNTLEY, D. J.; GODOFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W. Optical Dating of Sediments In: **Nature**, London, pp. 105 – 107, 1985.

HUTT, G.; JAEK, I.; TCHONKA, J. Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra In: **Quaternary Science Reviews**, vol. 7, pp. 381-385, 1988.

KELLERHALS, R.; CHURCH, M.; BRAY, D. I. Classification and analysis of river processes In: **Journal of the hydraulics division**, American Society of Civil Engineers, 1976.

KRISHNASWAMI, S.; LAL, D.; MARTIN, J. M.; MEYBECK, M. Geochronology of lakes sediments In: **Earth and Planetary Science Letters**, v. 11, 1971.

LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. Ferricrete terciária falhada na Serra de São Pedro (SP): indicação de movimentação neotectônica. In: **Revista Geociências**, Rio Claro, v. 15(2), 1996.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 6, n. 1, 2005.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; NÓBREGA, M. T. da. Produção e transporte de carga suspensa fluvial: teoria e método para rios de médio porte In: **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 28, n. 1, 2010.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight In: **Geological Survey Professional Paper 282-B**. Washington: United States Government Printing Office, 1957. Disponível em: <<https://www.uvm.edu>>. Acesso em: 06/11/2012.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in Geomorphology**. São Francisco, W. H. Freeman and Company, 1964.

LOPES, R. da C.; MARCONATO, A. Formação Pirambóia In: **Mapa Geológico do Estado de São Paulo (1:750.000)**: breve descrição das unidades litoestratigráficas aflorantes no Estado de São Paulo. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2006.

MACKIN, J. H. Concept of the graded river. In: **Geological Society of America Bulletin**, v. 59, n. 5, p. 463-512, 1948.

MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. (org.) **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. 3ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

MARTINS, A. A.; CUNHA, P. P. Terraços do rio Tejo em Portugal, sua importância na interpretação da evolução da paisagem e da ocupação humana, In: **Arqueologia do Vale do Tejo**. Lisboa: Centro Português de Geo-História e Pré-História, 2009.

MATHIAS, D. T. **Proposta de recuperação de áreas peri-urbanas erodidas com base em parâmetros hidrológicos e geomorfológicos: córrego Tucunzinho (São Pedro/SP)**. (Dissertação de Mestrado). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista – UNESP, 2011.

MATTOS, S. H. V. L. de.; PEREZ FILHO, A. Complexidade e Estabilidade em Sistemas Geomorfológicos: uma introdução ao tema. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 5, n. 1, 2004.

MELO, M. S. de. **A formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica Paulista**. (Tese de Doutorado). São Paulo, SP: Universidade de São Paulo - USP, 1995.

MORAES, A. T. C. C. **Biótopos na Área de Proteção Ambiental das Cuestas de São Pedro e Analândia**. (Dissertação de mestrado). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista - UNESP, 1986.

MORISAWA, M. Rivers: forms and processes. **Geomorphology texts**, 7. New York: Longman Group Limited, 1985.

OLIVEIRA, D. de. **Estudo macro e micromorfológico de uma topossequência na bacia do Córrego do Retiro em São Pedro-SP**. (Dissertação de Mestrado). São Paulo: Universidade de São Paulo – USP, 1997.

PELOGGIA, A. **O homem e o ambiente geológico: geologia, sociedade e ocupação urbana no município de São Paulo**. São Paulo, SP: Xamã, 1998.

PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista**. (Tese de Doutorado). Rio Claro, SP: Universidade Estadual Paulista – UNESP, 1968.

PEREZ FILHO, A.; CARPI JUNIOR, S.; QUARESMA, C. C. Gestão pública e ambientais relacionados a processos erosivos: caso de São Pedro, São Paulo, Brasil. In: **Territorium**, v. 18, 2011.

PERKINS, N. K.; RHODES, E. J. Optical dating of fluvial sediments from Tattershall, U.K. In: **Quaternary Geochronology**, vol. 13, 1994.

PHILLIPS, J. D.; LUTZ, J. D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. In: **Geomorphology**, 102, pp. 554-566, 2008.

PONÇANO, W. L.; PRANDINI, F. L. Boçorocas no Estado de São Paulo: uma revisão. In: **Simpósio Nacional de Controle de erosão**, 4. Marília, SP: ABGE/DAEE, 1987.

QUEIROZ NETO, J. P. de. O Simpósio sobre o Quaternário do Brasil de Sudeste: setembro de 1971 In: **Caderno de Ciências da Terra**, v. 31, 1973.

ROCHA, Paulo César. Os processos geomórficos e o estado de equilíbrio fluvial no alto Rio Paraná, centro sul do Brasil. In: **Revista Geosul**, Florianópolis, v. 24, n. 48, 2009.

RHODES, E. J. Methodological considerations in the optical dating of quartz In: **Quaternary Science Reviews**, vol. 7, pp. 395-400, 1988.

SANCHEZ, M. C. Contribuição ao conhecimento das bases naturais dos municípios de São Pedro e Charqueada (SP) In: **Notícia Geomorfológica**, Campinas, 11(21), 1971.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Depósitos Quaternários da região de entre Marília e Presidente Prudente (SP) In: **Revista brasileira de Geociências**, 36 (3), 2006.

SCHUMM, S. A. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems In: **Fluvial Geomorphology**. New York: Suny Binghamton, 1973.

SEIDL, M. A; DIETRICH, W.E.; KIRCHNER, J.W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. In: **Journal of Geology**, 102: pp. 457–474, 1994.

SILVA, A. F. da. **Mapeamento geotécnico e análise dos processos erosivos na bacia do córrego Tuncum, São Pedro, escala 1:10.000**. (Dissertação de Mestrado). São Carlos, Universidade Federal de São Carlos – UFSCar, 2003.

_____. da. **Caracterização do canal central da Baía de Ilha Grande com base em sísmica raze de 7,0 kHz** (Dissertação de Mestrado). Niterói, RJ: Universidade Federal Fluminense – UFF, 2001.

SINHA, S.; PARKER, G. Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. In: **Waters Resources Reserch**, v. 32, n. 5, p. 1417-1428, 1996.

SOARES, P. C., FIORI, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. **Notícia Geomorfológica**, v.16, n.32, p.71 – 104, 1976.

STORANI, D. L. **Geossistemas e fragilidade de terras na bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu/SP**. (Dissertação de Mestrado). Campinas, SP: Universidade Estadual de Campinas – Unicamp, 2010.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente Fluvial**. Curitiba, PR: Editora da Universidade Federal do Paraná, 1979.

TATUMI, S. H.; GOZZI, G.; YEE, M.; OLIVEIRA, V. I. de.; SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Luminescence dating of Quaternary deposits in geology in Brazil In: **Radiation Protection Dosimetry**, v. 19, n. 1-4, 2006.

THORNES, J. B.; BRUNSDEN, D. **Geomorphology and Time**. London: Methuen & Co., 1977.

TORNQVIST, T. E. Fluvial environments: Responses to rapid environmental change In: **Encyclopedia of Quaternary Science**. Amsterdam, 2007.

VALENTE, J. P. S.; PADILHA, P. M.; SILVA, A. M. M. Oxigênio dissolvido (OD), demanda bioquímica de oxigênio (DBO) e demanda química de oxigênio (DQO) como parâmetros de poluição no ribeirão Lavapés/Botucatu – SP. In: *Eclét. Química*, vol. 22, 1997.

ZANCOPÉ, M. H. de C.; PEREZ FILHO, A.; CARPI JUNIOR, S. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do Rio Mogi Guaçu In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10. n. 1, 2009.

_____, M. H. de C. **Análise morfodinâmica do rio Mogi Guaçu**. (Tese de doutorado). Campinas: Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, 2008.

WANG, P.; JIANG, H.; YUAN, D.; LIU, X.; ZHANG, B. Optically stimulated luminescence dating of sediments from the Yellow River terraces in Lanzhou: Tectonic and climatic implications In: **Quaternary Geochronology**, v. 5, 2010.

Material Anexo

Latitude: 22° 32'		Longitude: 47° 55'		Município de São Pedro/SP									Prefixo: D4 - 060	
Altitude: 600m														
Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual	
1960	265,3	411,8	92,9	82,4	0	63,5	0	20	11	94,2	135	429,2	1605,30	
1961	73,4	228,7	107,5	132	51,7	11,2	0	13,6	0	39,9	95,8	217,7	971,50	
1962	140,3	246,4	262,2	23,8	10,1	61,7	9,7	39	65	221,2	107,1	228,7	1415,20	
1963	209,5	199,2	105,7	4,6	0	0	0	0	5,8	173,6	140,1	97,9	936,40	
1964	97,2	242	76,6	73,7	43,1	12,4	52,2	20,6	108,3	150,4	135,2	219,5	1231,20	
1965	419,9	298,5	167,2	81,8	84,7	22,3	45,9	0	69	51,8	90,5	233,8	1565,40	
1966	345	357,1	169,4	25,9	6,5	0,5	1,1	28	193,1	155,4	42	364,5	1688,50	
1967	401,5	164,9	127,3	0,6	2,5	77,9	10,1	3,5	70,5	228,9	248,6	263	1599,30	
1968	228	74	55,1	23	12,5	21,2	12,5	36,9	14,3	108,8	46,9	104,1	737,30	
1969	94,2	63,7	62,6	84,9	31,5	15,5	9,1	28,4	63,6	142,5	272,9	128,4	997,30	
1970	366,4	303,8	225,8	71,2	82	32,7	13,7	126	86	51,5	92,3	213,6	1665,00	
1971	144,7	141,6	141,1	28,7	67,6	137,6	39,9	2	63,5	159,1	55,5	212,4	1193,70	
1972	327,8	374,1	60,1	111,5	86,5	5,9	117,1	63,9	139,4	275,9	146,8	129,5	1838,50	
1973	80,8	203,8	180,1	134,9	72	38,3	46	22,4	81,8	91,6	171,3	379,8	1502,80	
1974	366,8	70,7	398,4	27,4	8	132,5	0	3,4	28,9	130,9	102,1	300	1569,10	
1975	165,5	328,6	65,9	62,8	12,7	9,1	59,7	0	67,1	134,6	318	342,7	1566,70	
1976	206,4	205,8	227	120,8	154,5	82,8	101,7	69,7	128,8	154,4	121,7	104,6	1678,20	
1977	380,2	83,5	125,9	146,4	47,8	55	12,4	44,1	74,7	62,6	235,6	228,7	1496,90	
1978	215,1	148,4	180,7	4,6	103,7	26,7	92,6	2,5	93,1	167,23	193,4	274,4	1502,43	
1979	223,8	94,2	137,8	71,8	121,2	0	27,5	95,8	84,1	105,4	164,6	265	1391,20	
1980	142,5	160,1	134,5	128,6	7,7	123,6	1,3	64,47	100,6	72,8	125,9	203,17	1265,24	
1981	378,9	61,6	43	37,2	26,3	84,5	2,5	2	15,8	220,2	115,9	163	1150,90	
1982	266,1	140,8	135,63	107,6	56	155,3	60	29	15,4	253,3	160	254,5	1633,63	
1983	205,2	422,3	85,2	165,9	330,1	172,5	28,1	10,3	212	144,3	133,6	318,1	2227,60	
1984	117,2	38	40,3	101,2	68,9	0	3	89,4	98,2	51,1	188,5	230,6	1026,40	
1985	221	225,2	242,7	92,1	66,6	15,9	1,1	9,5	47,2	62,6	90,5	124,8	1199,20	
1986	165,4	162,4	221,6	54,8	126,8	0	16,8	166,5	43,7	62,3	111,3	337,7	1469,30	
1987	146,6	195	113,7	47,7	171,8	103	10,6	5,3	68,9	93,9	159,4	200,4	1316,30	
1988	171,5	313,6	203,1	136,7	101,4	18,4	0	0	5,6	231,5	102,7	122,1	1406,60	
1989	419,8	332,6	85,6	60	10,5	58,8	92,8	33,2	59	36,5	90,5	87,1	1366,40	
1990	216,6	82,4	219,3	101,5	49,9	2,8	55,2	54,7	48,1	162,8	237,8	189,7	1420,80	
1991	322,7	204,6	454,2	162,4	38,7	37,4	23,4	2,1	29,9	89,6	93,1	249,9	1708,00	
1992	90,5	147,2	351,5	77,7	115,4	0	44,8	16,8	146,4	144,1	228,5	76,93	1439,83	
1993	210	254	132	68,6	136,2	40,8	15,8	21,8	163,3	114,6	120,8	156,9	1434,80	
1994	263,7	247	176	110,7	29,5	25,1	14,3	0	0	130,9	182,2	175,4	1354,80	
1995	271,6	651,1	112,5	120,9	62,1	43,6	66	0	32,4	167,9	107,8	203,6	1839,50	
1996	328,6	174	288	15,7	38,4	23,6	1	43,9	133,2	121,1	109,1	145,5	1422,10	
1997	242,6	98,7	47,6	0	68,3	114,6	18	1,9	111,7	140,3	308,2	128,2	1280,10	
1998	133,1	274,6	253,1	49,2	110	12,5	15,7	18,4	56,8	141,2	30	276,4	1371,00	
1999	446,6	320,1	115,9	71,8	80	92	0	0	69,9	33,3	77,7	123,7	1431,00	
2000	186,6	199,1	202,2	4,6	0	6,5	50,5	31,1	77	128,5	150,96	200,6	1237,66	
Média	236,55	218,18	161,63	73,85	65,69	47,26	28,59	29,76	72,76	129,33	142,44	212,34	1418,37	

Tabela 5: Precipitação média mensal em São Pedro/SP (1960 – 2000). Fonte: DAEE.

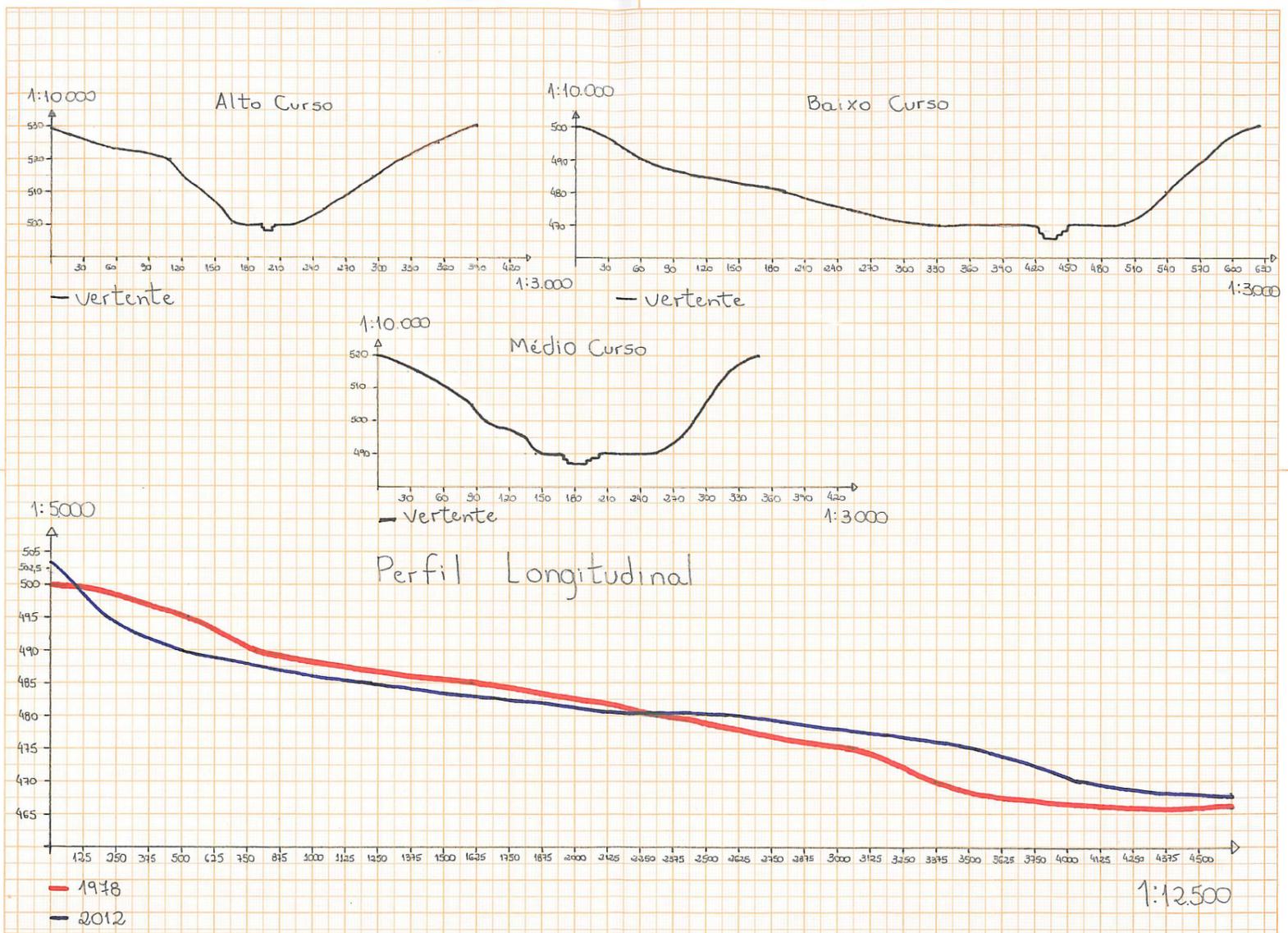


Gráfico 6: Esboços dos perfis longitudinais para os períodos de 1978 e 2000 e perfis transversais do alto, médio e baixo curso do córrego Tucum.