

ANÁLISE MORFOTECTÔNICA DA BACIA DO RIO SANTO ANASTÁCIO, SP, ATRAVÉS DE PARÂMETROS FLUVIO-MORFOMÉTRICOS E DE REGISTROS PALEOSSÍSMICOS

Ivan Claudio GUEDES ¹, Mario Lincoln de Carlos ETCHEBEHERE ²,
Norberto MORALES ³, José Cândido STEVAUX ⁴, Gisele de Cássia SANTONI ⁵

- (1) Secretaria de Educação do Estado de São Paulo / Faculdades Integradas Torricelli / Doutorando em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, UNESP/Campus Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: icguedes@professor.sp.gov.br
- (2) Centro de Pós-graduação, Pesquisa e Extensão / CEPPE, Universidade Guarulhos. Praça Tereza Cristina, 01 – Centro. CEP 07023-070. Guarulhos, SP. Endereço eletrônico: metchebehere@ung.br
- (3) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, UNESP/Campus Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Pesquisador 2 do CNPq (Processo 307018/06-7). Endereço eletrônico: nmorales@rc.unesp.br
- (4) Universidade Estadual de Maringá, Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente/GEMA. Avenida Colombo, 5790 – Jardim Universitário. CEP 87020-900. Maringá, PR. Endereço eletrônico: jcstevaux@uem.br
- (5) Bacharel em Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, UNESP/Campus Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: gsantoni@rc.unesp.br

Introdução
Localização e Caracterização Geral da Área
Contexto Geológico e Geomorfológico
Conceitos
Análise Flúvio-Morfométrica
Análise do Perfil Longitudinal da Drenagem
Relação Declividade vs. Extensão (RDE)
Sinuosidade do Canal de Drenagem
Interpretação da Análise Flúvio-Morfométrica
Evidências Paleossismológicas
Considerações Finais
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO – Registros morfométricos das drenagens tem se mostrado de grande valia no que concerne aos estudos empregados para detecção de deformações neotectônicas, uma vez que os cursos d'água tendem a se ajustar rapidamente às deformações crustais, mesmo ante aquelas mais sutis, representando um dos principais agentes de modelagem do relevo. Esta característica os tornam importantes para os estudos envolvendo a neotectônica. O propósito deste artigo é apresentar a aplicação dos Perfis Longitudinais das Drenagens, o índice RDE (Relação Declividade vs. Extensão) e a análise da sinuosidade do rio Santo Anastácio, com o objetivo de delinear áreas sujeitas a deformações neotectônicas. Adicionalmente, também são apresentadas as estruturas de liquefação (sismitos) identificadas na bacia do rio Santo Anastácio como fortes indicadores de atividade neotectônica. Considerando que as estruturas de liquefação afetam camadas de argila escura (32.340 ± 320 anos A.P. por datação ^{14}C), entende-se que o eventual sismo que as tenha gerado teria ocorrido aquém de tal data. A bacia do rio Santo Anastácio está inserida no contexto do Planalto Ocidental Paulista e apresenta um substrato rochoso cretáceo abarcando os grupos Caiuá e Bauru e sedimentos cenozóicos. O entendimento da neotectônica nesta área faz-se de suma importância para avaliação do risco sísmico, para planejamento territorial, e para o entendimento da história evolutiva da paisagem nesta porção do território paulista. Palavras-chave: neotectônica, paleossimologia, bacia do rio Santo Anastácio, morfometria fluvial.

ABSTRACT – I.C. Guedes, M.L. de C. Etchebehere, N. Morales, J.C. Stevaux, G. de C. Santoni - *Morphotectonic analysis of the Santo Anastácio hydrographic basin, State of São Paulo, Southeastern Brazil, using fluvial morphometry and paleoseismic features.* Fluvial morphometry is method of great value regarding neotectonic analysis of extensive areas because streams, besides representing one of the main agents in the relief modeling, quickly adjust their thalwegs to even the most gentle crustal deformations. The purpose of this paper is to present the application of some morphometric techniques in the Santo Anastácio River hydrographic basin in order to identify recent tectonic deformations. Additionally, we show liquefaction structures identified in the basin and interpreted here as seismites linked to ancient earthquakes (magnitudes greater than 5). The morphometric survey includes longitudinal stream profile analysis, RDE (declivity versus stream length) index application, and the sinuosity study of the Santo Anastácio River channel. Geologic substrate comprises Cretaceous siliciclastic rocks of the Caiuá and Bauru groups, locally covered by Cenozoic sediments (alluvial plains, terrace deposits, colluvial aprons, as well as in situ regoliths). Considering that liquefaction structures affect dark clay layers of 32.340 ± 320 year BP age (^{14}C dating), a lower age limit for the ancient earthquake is triggered in that region. The authors believe that neotectonic understanding of the Western São Paulo State Plateau is important to the geologic and geomorphologic evolution of that landscape and to the consequent territorial planning and occupation.

Keywords: Neotectonics, Paleoseismology, Santo Anastácio, Fluvial morphometry

INTRODUÇÃO

Os estudos envolvendo as deformações crustais recentes, enfiados no ramo da Neotectônica, tem ganhado notável aceitação nas últimas décadas. Entretanto, o interior das placas litosféricas ainda carece de um maior entendimento as deformações e os registros de origem sísmicas em tempos recentes e passados, principalmente no que se refere ao território brasileiro. É dentro deste contexto que se apresenta este trabalho, desenvolvido na bacia do rio Santo Anastácio (Planalto Ocidental Paulista) com o objetivo maior de contribuir para o entendimento geológico e tectônico nesta porção do território.

A bacia do rio Santo Anastácio assenta-se sobre rochas sedimentares cretáceas e coberturas cenozóicas. Estes terrenos, ocupados no início do século XX, sofreram com intenso processo erosivo e assoreamento generalizado da rede de drenagem, reflexo da ocupação desenfreada, inicialmente para o cultivo do café, passando às práticas agropastoris e sucroalcooleiro.

O presente trabalho investigou o papel da neotectônica a partir da análise morfotectônica, utilizando parâmetros flúvio-morfométricos, tais como interpretação dos perfis longitudinais das drenagens, relação Declividade x Extensão - RDE dos canais e análise da sinuosidade do canal principal da bacia. Adicio-

nalmente são apresentados registros paleossísmicos (estruturas de liquefação), que fornecem importantes informações acerca destes eventos sísmicos em tempos pretéritos.

Acerca da ocorrência de processos neotectônicos na área, destacam-se os trabalhos de Riccomini (1997), Saad (1997) e Etchebehere et al. (2004), que apontam para a presença de alinhamentos estruturais de direções variadas e dimensões de grande porte. Na bacia do rio Santo Anastácio destaca-se os estudos de alinhamentos estruturais empregados por Santoni & Morales (2006). Outras informações importantes acerca do quadro tectônico da região incluem estudos dos sismos naturais e induzidos (Mioto, 1993, 1996). Destacam-se, também, outros estudos realizados próximo à área como na vizinha bacia do Rio do Peixe (Etchebehere & Saad, 1999; Etchebehere, 2000; Etchebehere & Saad, 2002), onde foram reconhecidas as evidências de pelo menos três sismos de magnitude superior a 5,5 através de dados paleossísmicos e de interpretações de parâmetros morfométricos de drenagens, possibilitando a detecção de deformações neotectônicas. Tais dados paleossísmicos também foram identificados na bacia do rio Santo Anastácio (Guedes, 2008), sendo relacionados com a vizinha bacia do Rio do Peixe (Guedes et al., 2008).

LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA

A bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio está inserida no contexto da Bacia Sedimentar do Paraná. Ocupa aproximadamente 2.000 km² e se localiza a SW do extremo oeste paulista, entre os meridianos 51° e 53°W, e entre os paralelos 21°45' e 22°45'S (Figura 1). Encontram-se, nesta área, as cidades de Presidente Bernardes, Presidente Venceslau, Marabá Paulista, Álvares Machado, Santo Anastácio, Presidente Epitácio e, como pólo regional, Presidente Prudente. Sua principal via de acesso faz-se pelas rodovias Raposo Tavares (SP-270) e Assis Chateaubriant (SP-425), bem como a ferrovia Bandeirantes e a Hidrovia Tietê-Paraná.

A área que abrange a bacia do rio Santo Anastácio teve sua ocupação iniciada nas primeiras décadas de século XX, conduzida por fazendeiros e posseiros em busca da expansão do cultivo do café. Esta forma de ocupação desenfreada, empreendida pela franja pioneira, resultou em um dos maiores casos de devastação generalizada e impacto sobre o meio. Com o advento da crise de 1929, a cafeicultura cedeu lugar para o cultivo de amendoim, algodão e milho aumentando o empobrecimento do solo e dando espaço, em

sequência, para o setor agro-pastoril (Mombeig, 1984). Nos dias atuais, com o aumento da demanda de álcool-combustível, a região passa a se destacar pela grande produção de cana-de-açúcar, cuja lavoura passou a ocupar as áreas de pastagem.

CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

A bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio está inserida no contexto do Planalto Ocidental Paulista (Figura 2), definido por Moraes Rego (1932). Esta entidade geomorfológica é circunscrita pelos rios Grande, Paraná e Paranapanema, e com limite oriental marcado, *grosso modo*, pela borda da cobertura sedimentar pós-basaltos da Bacia Sedimentar do Paraná. Seu preenchimento compreende rochas sedimentares e ígneas que chegam a atingir 5.000 m de espessura na área central da bacia. Seus depósitos sedimentares compreendem idades do Ordoviciano até o Cretáceo Superior, consubstanciados como diversas seqüências estratigráficas, separadas entre si por discordâncias de âmbito plataformal (Assine, 1996; Milani, 1999; Milani & Zalán, 1999).

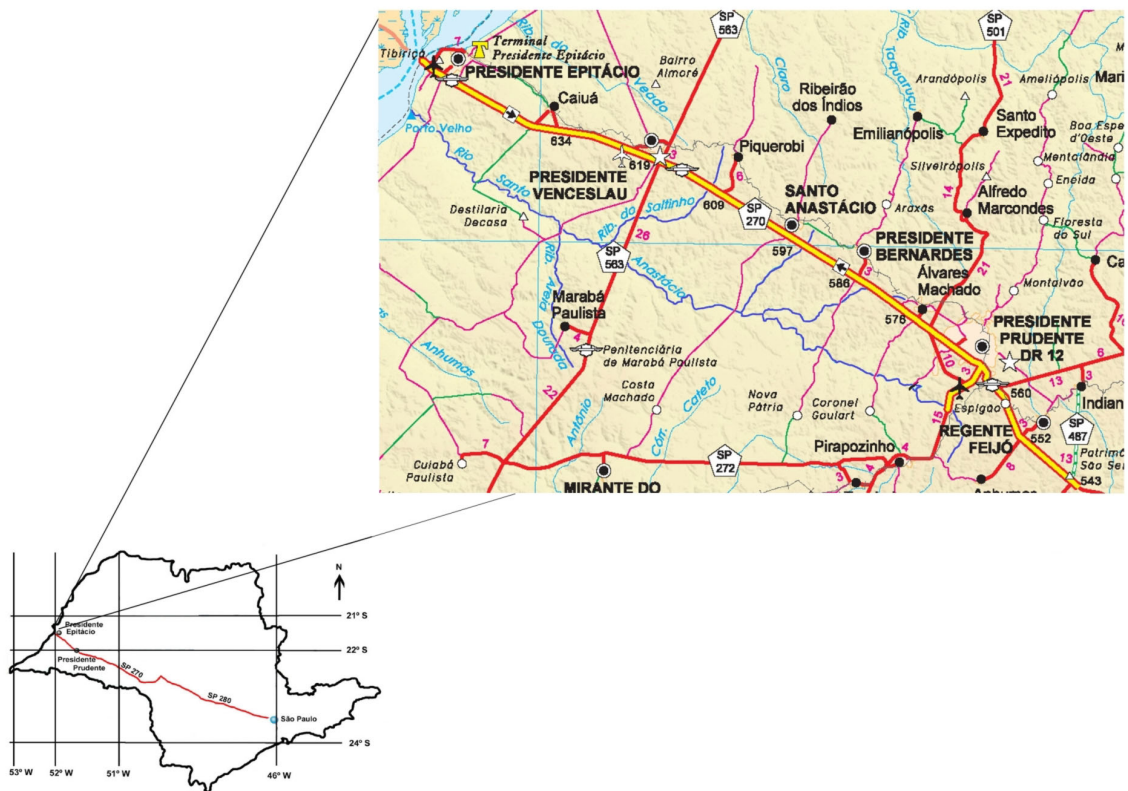


FIGURA 1. Localização da bacia do rio Santo Anastácio no Estado de São Paulo, com municípios abrangidos, principais rodovias e principais vias de acesso.

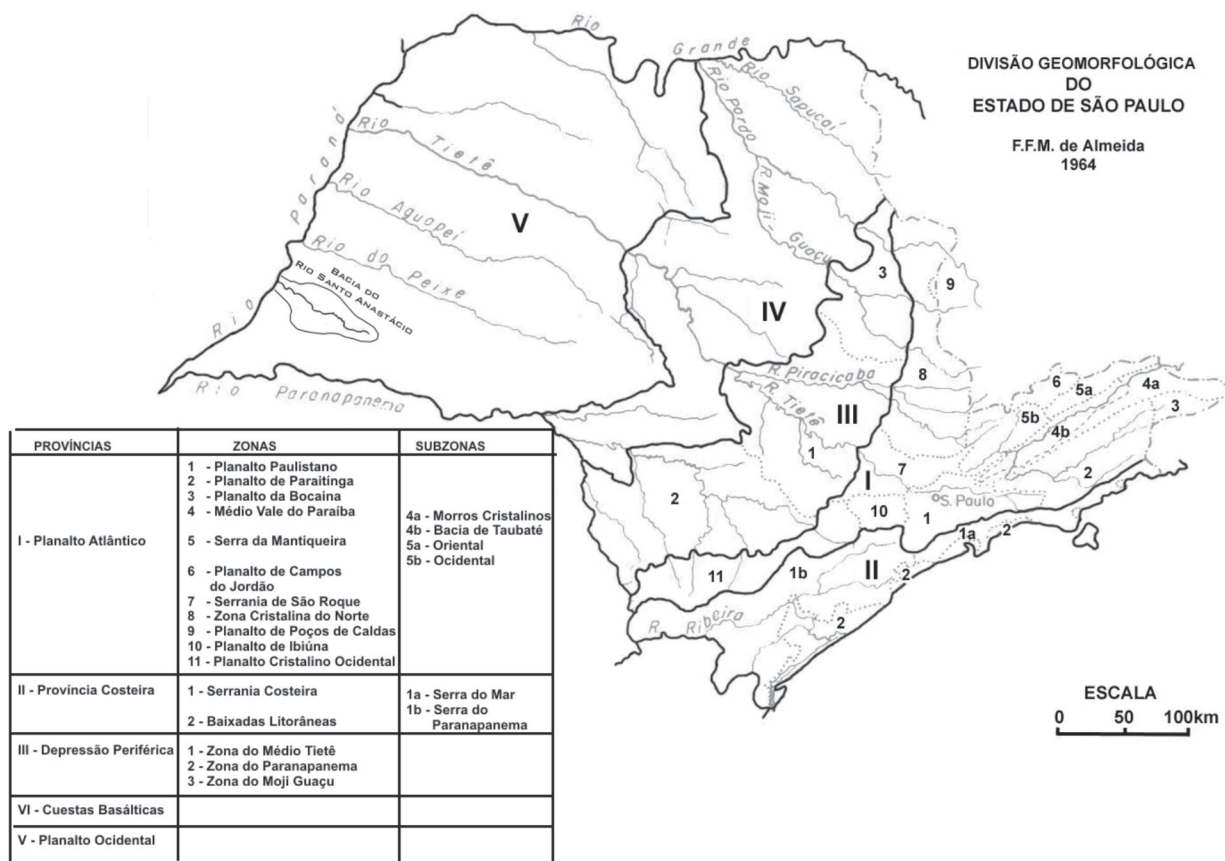


FIGURA 2. Divisão geomorfológica do Estado de São Paulo, segundo Almeida (1964).

No que concerne à bacia do Rio Santo Anastácio, a Figura 3 apresenta, suas unidades estratigráficas e suas respectivas distribuições pelo substrato rochoso compostas pelos grupos Caiuá (Ki) e Bauru (Ks), bem como dos sedimentos cenozóicos.

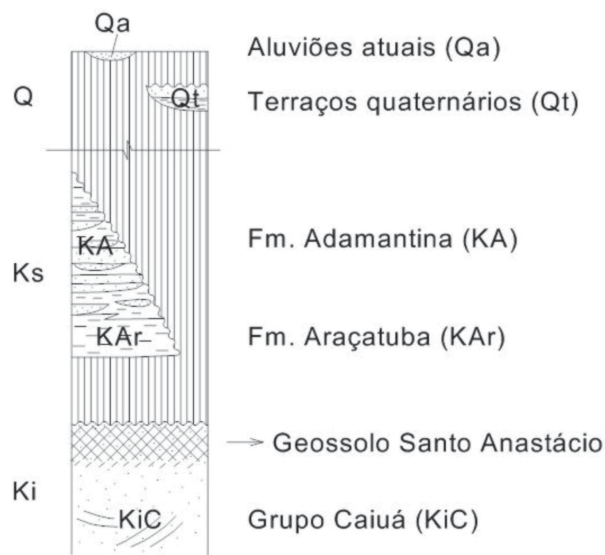


FIGURA 3. Coluna estratigráfica da área do rio Santo Anastácio.

O Grupo Caiuá é composto de arenitos de granulometria fina a média, de coloração arroxeada, com pouca matriz, apresentando estratificações cruzadas de grande porte, de origem eólica. Não há datações precisas acerca deste grupo, de pobre conteúdo fóssilífero, porém, Fulfaro et al. (1999 a, b) atribuíram-no ao Cretáceo Inferior, hipótese aduzida por Ernesto et al. (2006), baseados em informações paleomagnéticas.

O Grupo Caiuá ocorre no extremo oeste da bacia; nas demais porções do vale predomina o Geossolo Santo Anastácio (*sensu* Fulfaro et al., 1999), sendo escasso o conhecimento sobre a caracterização e distribuição das fácies sedimentares originais.

O Grupo Bauru coroa o registro sedimentar cretáceo, sendo representado, na área, pelas formações Araçatuba e Adamantina, ambas interdigitadas e caracterizando um trato de sistema fluvial (Adamantina) e lacustre (Araçatuba). O Grupo Bauru é rico em registros paleontológicos, especialmente macrofossilíferos (dinossauros, quelônios, crocodilos, peixes, conchas etc.) de escassa precisão cronológica, embora indicativos de uma idade senoniana (88,5 – 65 Ma). A Formação Adamantina é constituída por arenitos de granulometria muito fina a fina, intercalados com lamitos, lamitos arenosos, siltitos e conglomerados

intraformacionais, dispostos em bancos de espessuras decimétricas, tabulares a lenticulares. Trata-se de uma unidade rica em estruturas sedimentares (estratificações cruzadas de pequeno porte, acamamento plano-paralelo, *ripples*, *clay balls*, bioturbação etc.). A Formação Araçatuba, por sua vez, diferencia-se pela predominância de fácies lamíticas arenosas cinza-esverdeadas, por vezes com copiosos moldes de cristais salinos. Apresenta-se sob a forma de lâminas ou bancos decimétricos a métricos, com estratificação plano-paralela e frequentes sigmóides (Zaine et al., 1980; Etchebehere et al., 1991). Apresenta, ainda, frequentes sigmóides e níveis ricos em fósseis como quelônios, com características de biocenose. Este conjunto faciológico é interpretado como um ambiente lacustre raso do tipo *playa-lake*, com baixo gradiente, possibilitando a exposição de expressivas superfícies planas quando da diminuição do espelho d'água. Tais exposições resultaram na formação de gretas de contração e na concentração de cimento carbonático, indicando ação pedogênica. Entende-se que o paleolago Araçatuba tenha servido de nível de base para a Bacia Bauru durante o Cretáceo Superior (Etchebehere et al., 2007a).

Os depósitos cenozóicos abarcam a maior parte da superfície aflorante, servindo de substrato para as práticas agropecuárias e sustentando as obras civis. Sua alta permeabilidade e baixa coesão aliada às práticas de uso do solo desastradas propiciaram a incidência de processos erosivos acelerados, tanto na forma difusa quanto linear, configurando um grave quadro de deterioração ambiental.

Os depósitos quaternários configuram-se em planícies aluviais holocênicas e terraços de acumulação subatuais, terraços pleistocênicos e depósitos originados a partir da evolução das suas vertentes, como as rampas colúvies e os alvéolos preenchidos por material colúvio-aluvionar (Stein, 1999). Sallun (2003) designa “depósitos colúvio-eluviais” o que foi mapeado por Silva & Couto (1980) como “depósitos arenosos inconsolidados” no âmbito do Planalto de Marília-Exaporã.

No tocante à geomorfologia, a bacia apresenta predomínio de relevos de degradação implantados sobre rochas sedimentares cretáceas e sobre depósitos cenozóicos de terraço e mantos colúvio-eluvionares. Os relevos de agradação restringem-se às planícies aluviais hodiernas e aos baixos terraços, sujeitos a inundações episódicas, afora os capeamentos colúvies, frutos do rastejo, encosta abaixo, e praticamente onipresentes nas vertentes do Planalto Ocidental Paulista.

Conforme pode ser visto na Figura 4, depreende-se que as cabeceiras das drenagens estão localizadas na superfície interplanáltica II, remanescente da pediplanação neogênica, que se embute no Planalto de

Marília-Echaporã. A esta superfície intermediária, encrava-se uma mais jovem (superfície interplanáltica I), que pode ser reconhecida ao longo do rio Santo Anastácio e de seus principais afluentes, e onde se desenvolvem os dois níveis de terracamento (Terraços Altos – T2 e Terraços Baixos T1), conforme Stein (1999). Ainda segundo este autor, o nível dos Terraços Altos transcenderia os limites da bacia, ao passo que os Terraços Baixos teriam representatividade apenas local. O mapa geomorfológico em escala 1:1.000.000 elaborado pelo IPT (1981) indica que a bacia do rio Santo Anastácio apresenta 4 tipos de formas de relevo fundamentais, como pode ser constatado no excerto do referido mapa, mostrado na Figura 4. Santoni & Morales (2006) chamaram a atenção para o forte controle estrutural de segmentos de drenagem, bem como de alinhamento de morros e de confluências de cursos d'água, até mesmo da borda da bacia, em seu baixo curso. Esta feição assemelha-se aos “degraus” da compartimentação de Stein (1999), e são provocados por falhas, que promovem o abatimento

do bloco central, onde se encaixa o curso do principal rio da bacia.

Dentro do contexto geomorfológico da bacia do Rio Santo Anastácio, encontra-se a região designada “Planalto das Lagoas” (Stein, 1999), possuindo um relevo diferenciado, posicionado-se no médio vale e estendendo-se para a vizinha bacia do rio Paranapanema. De acordo com este autor, este planalto está relacionado com as grandes estruturas tectônicas que cortam a bacia, sendo que o basculamento do bloco seria atribuído à atividade tectônica pós cobertura Bauru. Nessa região, observa-se, igualmente, um baixo gradiente da rede de drenagem e a captura de pequenos ramos de cabeceiras por cursos d'água da bacia do rio Paranapanema. As dificuldades de fluxo, inclusive do lençol freático, podem ter sido criadas por processos tectônicos atuantes na região do médio-alto vale do rio Santo Anastácio, o que explicaria a presença de lagoas praticamente no divisor de águas com a bacia do rio Paranapanema (Etchebehere et al., 2007; Guedes, 2008).

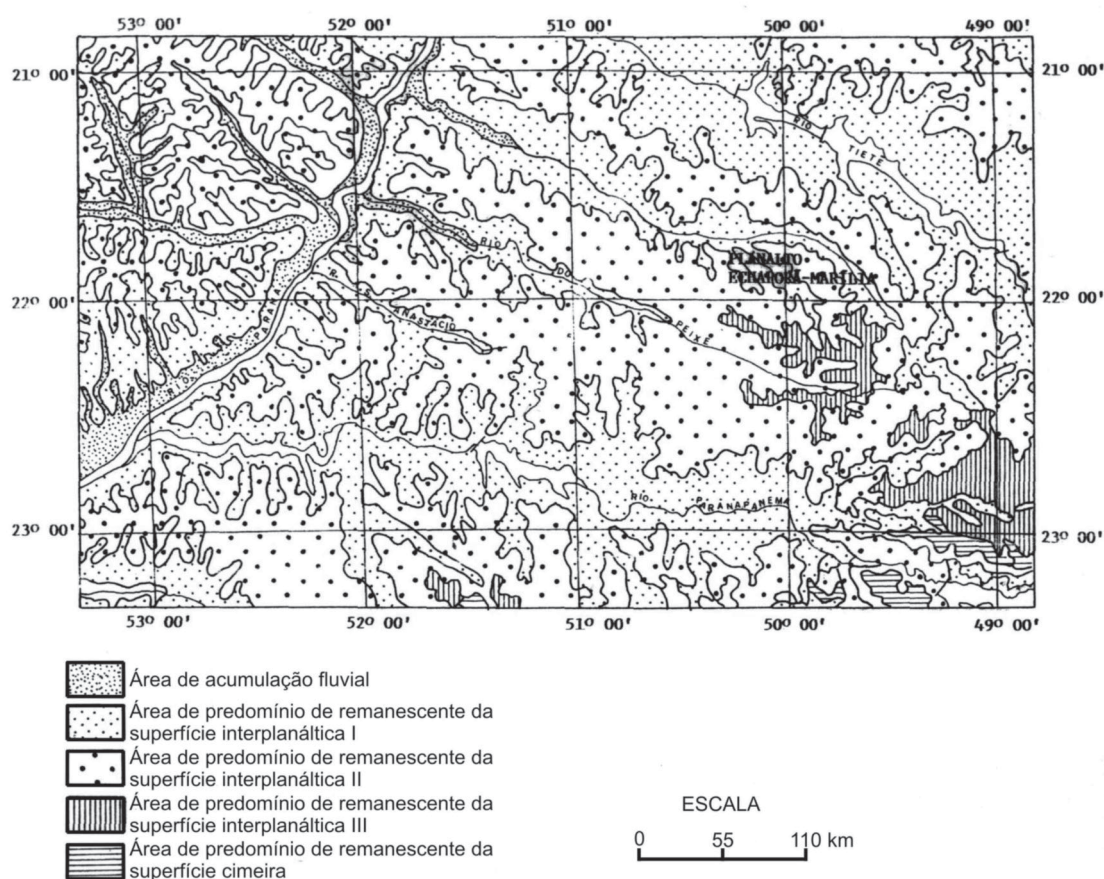


FIGURA 4. Distribuição dos remanescentes das superfícies planálticas (ou de aplainamento), conforme Justus (1985).

CONCEITOS

A Paleossismologia é definida como o ramo das Geociências que se ocupa dos estudos de terremotos pré-históricos. Incluem-se suas peculiaridades (localização, idade, hipocentro, plano de falha etc.) e o tratado das linhas de isointensidades, com destaque para a delimitação da zona de maior deformação em superfície (*meizoseismic zone*). Para seus procedimentos, utilizam-se registros geomorfológicos (considerando-se a existência de deformações tectônicas na paisagem – *tectonic landforms*) e de registros geológicos (marcas deixadas em rochas e sedimentos) – (Michetti et al., 2005).

O termo “pré-histórico” tratado para os estudos dos terremotos no oeste paulista é entendido como o período pré-colonização européia, datando-se como início do século XX. Acredita-se que, por conta do pouco tempo de ocupação nesta área, não existam registros suficientes que possam considerar a área estável, do ponto de vista da Neotectônica, sendo de capital importância a análise de eventuais evidências de fenômenos sísmicos (Etchebehere, 2000).

O termo “recente” para o estudo das movimentações de falha é bem discutível. O *California State Mining and Geology board* entende que “falhas ativas” são aquelas que tem apresentado movimentação durante o Holoceno (últimos 10 ka.) e classifica como “potencialmente ativa” aquelas descontinuidades que tenham se movimentado durante o Quaternário (últimos 1,65 Ma). Para a *U.S. Nuclear Regulatory Commission*, o conceito empreendido é mais rigoroso, pois considera descontinuidade “capaz” de apresentar movimentações, se ela tiver sido ativa pelo menos uma vez nos últimos 50 ka. (Keller & Pinter, 1996).

O estudo das deformações recentes, compreendido como Neotectônica, também apresenta um grande debate acerca da sua definição. Guedes (2008) sintetizou Saadi (1993) apresentando a discussão acerca deste conceito onde:

- Obruchev (1948) a define como movimentos crustais a partir do Terciário Superior (Mioceno e

Plioceno) empregando o papel decisivo na formação topográfica contemporânea.

- Nicollev et al. (1962) definem o termo para movimentos contemporâneos ocorridos nos dois últimos séculos e classificam-no como “jovens”, se ocorridos no Holoceno.
- Belussov (1974) emprega o conceito de “movimentos oscilatórios atuais”, dentro do nosso período histórico e “movimentos oscilatórios recentes” se dentro do Quaternário.
- Jain (1980) adotou-o para os movimentos ocorridos até 6.000 anos A.P.
- Já a (INQUA) *International Union for Quaternary Research* empreende o conceito de Neotectônica sobre a incidência de movimentação sísmica do presente até 10^7 anos.

De qualquer forma, o conceito tem de levar em conta a caracterização e vinculação com o regime tectônico vigente, ou seja, aquele que atua hoje e desde a última mudança significativa.

Considerando isto, para o território brasileiro há que se considerar a mudança do regime distensivo envolvido na formação do Oceano Atlântico para o regime compressivo atual, indicado então como do Mioceno Médio (Hasui, 1990).

No que concerne à sismicidade enquanto mais corriqueira nos limites das placas litosféricas, seu interior, considerado “estável”, não está livre da sismicidade. Etchebehere (2000) apresenta uma listagem de exemplos de manifestações intraplaca já descritas na literatura (Tabela 1).

Além destas manifestações apresentadas na Tabela 1, Hamilton & Johnston (1990) citam o terremoto em Killari, Índia (1993, magnitude Mb = 6,4), que resultou na destruição de 20 vilarejos, com um saldo de aproximadamente 10.000 mortos, e o sismo de Newcastle, Austrália (1989, magnitude 5,5) com a morte de 12 pessoas e perdas materiais superiores a um bilhão de dólares americanos.

ANÁLISE FLÚVIO-MORFOMÉTRICA

Ainda que as maiores perturbações tectônicas se expressem nos limites das placas, seu interior não está livre das manifestações sísmicas, conforme apresentado na Tabela 1. O que se coloca como questão é: como as Geociências podem abordar o interior das placas, terrenos onde os acúmulos de tensão podem ser muito lentos, por vezes incorrendo em deformações crustais assísmicas? Em se tratando do território brasileiro, torna-se particularmente interessante esta investigação

por conta da colonização relativamente recente e por grande carência de informações geológicas e geofísicas. Com o objetivo de colaborar para a discussão de empregos das técnicas de avaliação neotectônica nesses terrenos foi utilizada o uso da análise de parâmetros morfométricos da rede de drenagem, os quais podem fornecer informações valiosas sobre as deformações da superfície crustal.

Estas formas de análises já foram empregadas

TABELA 1. Terremotos históricos em regiões de interior continental que produziram rupturas em superfície (Etchebehere, 2000).

Localização	Data	Magnitude	Tipologia da Falha	Extensão da Falha	Observação
Cutch, Índia	16.06.1819	M _s 7,25 – 8,25	Desconhecido	>90 km	Escarpa: 7-9 m
Accra, Ghana	22.06.1939	M 6,5	Sinistral ?	9 – 17 km	Escarpa: 0,46m
Sudão – Central	09.10.1966	M _b 5,1	Sinistral	6 km	Sem formação de escarpa
Mechering, Austrália	14.10.1968	M _s 6,8 M _b 6,0	Dextral > Reversa	37 km	Escarpa: 3,5 m
Calingiri, Austrália	11.03.1970	M _s 5,7 M _b 5,7	Sinistral > Reversa	3 km	Escarpa <0,4 m
Cadoux, Austrália	06.06.1979	M _s 6,4 M _b 6,3	Dextral > Reversa	28 km	Escarpa: 1,4
Guiné	22.12.1983	M _s 6,2 M _b 6,4	Dextral	9,4 km	Escarpa: 0,13m
Borah Peak, Idaho, USA	28.10.1983	M 7,3	-	34 km	Escarpa: 2,7 m
Marryat Creek, Austrália	30.03.1986	M _s 5,8 M _b 5,7	Reversa > Dextral e Sinistral	13 km	Escarpa com cerca de 0,9 m de altura
Tnnant Creek, Austrália	22.01.1988	M _s 6,3; 6,4; 6,7 M _b 6,1; 6,1; 6,5	Reversa	32 km	Escarpa: 1,8 m
Ungava, Canadá	25.12.1989	M _s 6,3 M _b 6,2	Reversa > Sinistral	10 km	Escarpa: 1,8 m
Killari (Iatur), Índia	29.09.1993	M _s 6,4 M _b 6,3	Reversa	3 km	Escarpa < 0,5m

Obs.: Símbolos das magnitudes: M_s = magnitude das ondas de superfície; M = magnitude local ou da Escala Richter; M_b = magnitude das ondas de corpo.

por diversos autores com vistas à identificação de estruturas geológicas e da natureza do substrato geológico sulcado pelos cursos d'água. Os cursos d'água reagem de modo imediato a qualquer deformação que se apresente na paisagem, mesmo ante aquelas muito sutis, devido à inexorável ação da gravidade. Citam-se como exemplos da aplicação dessas análises, os trabalhos de Zernits (1932), Horton (1945), Strahler (1952 a, b), Howard (1967) e Rivereau (1969), entre outros. No Brasil, se destaca o pioneirismo de Björnberg (1969) no estudo de perfis longitudinais de drenagens. Hack (1973) propôs o índice da Relação Declividade Extensão do canal aplicando com sucesso na definição de fenômenos neotectônicos em diversos contextos geológicos do território norte-americano. Seguem-se os trabalhos de Adams (1980), estudando deformações crustais mediante evidências geomorfológicas; Seeber & Gornitz (1983), que aplicaram a técnica dos índices RDEs nos Himalaias; McKeown et al. (1988), no nordeste de Arkansas e sul do Missouri (USA); Merritts & Vincent (1989), no limite tríplice entre as placas tectônicas Norte-Americana, do Pacífico e Gorda, Marple & Talwani (1993), na região de Charleston (South Carolina, USA); Cox (1994), que estudou os

padrões de assimetria de drenagem para detectar basculamentos de blocos; e Hattingh & Goedhart (1997), que estudaram o controle neotectônico na evolução da rede de drenagem na Província do Cabo, África do Sul. Em terras brasileiras, além do já mencionado Björnberg, citam-se os trabalhos de aplicações semelhantes, como na região amazônica (Rodrigues & Suguio, 1992), na Bacia Sedimentar de São Paulo (Takiya, 1997), na bacia hidrográfica do Rio do Peixe (Etchebehere & Saad, 1999; Etchebehere, 2000; Etchebehere et al., 2004); no município de Guarulhos (Acklas Jr. et al., 2003); na bacia do Rio Turvo (Itri et al., 2004; Santos et al., 2004); na bacia do rio Santo Anastácio (Santoni et al., 2004; Guedes et al., 2006; Guedes, 2008); na bacia do rio Pirapó, noroeste paranaense (Martinez, 2004) e na Bacia Sedimentar de Curitiba (Salamuni et al., 2004).

ANÁLISE DO PERFIL LONGITUDINAL DA DRENAGEM

O estudo do perfil longitudinal de um curso d'água configura uma das representações mais comuns em estudos morfométricos, podendo ser elaborado em gráficos de coordenadas cartesianas, onde a variável dependente refere-se à altitude do talvegue e a variável

independente corresponde à extensão do canal, que pode ser representada tanto em escala aritmética quanto logarítmica. Os cursos d'água exibem perfis longitudinais que se aproximam de uma função logarítmica; este ajuste é tanto melhor quanto mais equilibrada (*graded*) for a drenagem, o equilíbrio se traduz pela ausência de processos de entalhe ou de agradação. As curvas de menor concavidade, ou quebras na linha do perfil indicam condições de desequilíbrio, que implicam alterações no talvegue, seja pela incisão do canal, seja por mudanças em seu estilo geométrico, ou ainda pela deposição de sedimentos aluvionares. Os pontos ou áreas de desequilíbrio podem ser decorrência de fatores hidrológicos, como a confluência de tributários expressivos ou alterações no nível de base. Este segundo fator está intrinsecamente ligado a questões de natureza geológica, podendo ser condicionado pela presença de soleiras rochosas, recuo do *nick point* ou incidência de deformações neotectônicas.

Para elaboração dos perfis longitudinais de drenagens na bacia do rio Santo Anastácio, Guedes et al. (2006) e Guedes (2008) adotaram, como base cartográfica, as folhas em escala 1:50.000 editadas pelo IBGE, tendo como critério medir as drenagens superiores a 8 km de extensão. A escolha dos trechos anômalos deu-se por afastamentos superiores a 10 m. Ainda conforme os autores, pode-se adotar critérios menos rígidos, como afastamentos de 5 m, por exemplo, que incidirão na ampliação dos trechos anômalos, porém, é preciso reflexionar sobre o risco de se ultrapassar a precisão da carta topográfica. A Figura 5 apresenta algumas drenagens analisadas bem como sua interpretação.

RELAÇÃO DECLIVIDADE VS. EXTENSÃO (RDE)

Hack (1973), após anos de estudos em perfis longitudinais de drenagens, propôs um novo método de análise para identificar alterações nos seus cursos, provenientes de alterações no substrato rochoso, aporte de carga ou tectonismo, denominando *stream-gradient index* (SL), entendendo-se como a relação entre a declividade (*slope*) e o comprimento do canal (*length*).

Os índices RDE, tal como aqui utilizados, referem-se à declividade de um curso d'água, ou de determinados trechos da drenagem, multiplicada pela extensão total do curso, ou pela distância entre o referido trecho e a nascente. Pode-se calcular o índice RDE da seguinte forma: $RDE = (\Delta h / \Delta l) \cdot L$, onde Δh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento de drenagem; Δl corresponde ao comprimento da projeção horizontal da extensão do segmento considerado e L refere-se ao comprimento do curso d'água entre o ponto inferior do segmento considerado até a nascente. Adicionalmente, pode-se

calcular o índice RDE para toda a extensão da drenagem (RDEtotal ou RDEt), multiplicando-se a amplitude altimétrica total (diferença topográfica entre as cotas da nascente e da foz) e o logaritmo natural de toda a extensão do curso d'água (em metros), tal como sugerido por McKeown et al. (1988). A Figura 6 auxilia no entendimento da fórmula utilizada nesta técnica.

Conforme aplicação de Seeber & Gornitz (1983), na cordilheira himalaiana, Etchebehere (2000) e Etchebehere et al. (2004), na bacia do Rio do Peixe, Andrades Filho (2007) no sudoeste do Rio Grande do Sul e Guedes (2008), na bacia do Rio Santo Anastácio, a relação entre o índice de RDEtrecho e RDEtotal responde satisfatoriamente às análises de deformação neotectônica, podendo ser estabelecida para se categorizar os valores calculados em classes de interesse à interpretação geológica. A Figura 7 apresenta algumas drenagens selecionadas com os valores de RDE.

Os procedimentos adotados para o cálculo dos índices de RDE foram:

- utilização de base cartográfica em escala 1:50.000 editadas pelo IBGE, que possuem equidistância de 20 m entre as curvas de nível;
- seleção dos cursos com extensão superior a 8 km, independentemente da hierarquia fluvial. Conquanto seja um limiar subjetivo, entende-se que drenagens desse porte possibilitam uma boa cobertura de toda a bacia, sem incorrer em problemas relativos à eficácia do índice RDE nas proximidades da cabeceira;
- medição, com o auxílio de um curvímeter, dos segmentos das drenagens compreendidos entre duas curvas de nível subseqüentes; inferindo-se as cotas das nascentes e das desembocaduras;
- confecção de planilhas eletrônicas com o lançamento dos valores mensurados para o cálculo dos índices RDE (que incluíram os valores totais [RDEt] e por segmentos de drenagem [RDEs]). As planilhas também incluíram uma coluna com a relação RDEs/RDEt para delimitação das anomalias, onde valores compreendidos entre 2 e 10 corresponderam a anomalias de 2ª ordem e valores superiores a 10 a anomalias de 1ª ordem. Um rodapé adicional corresponde às unidades litoestratigráficas predominantes no talvegue de cada segmento de drenagem, fator importante para a interpretação geológica dos índices; e
- confecção dos gráficos em coordenadas cartesianas, onde a extensão do curso d'água é mostrada no eixo das abscissas e os valores de RDE no eixo das ordenadas, sendo que neste caso pode ser utilizado tanto o valor absoluto de RDEs, quanto o valor relativo frente ao índice total da drenagem (RDEs/RDEt). Como informação adicional, assim como na

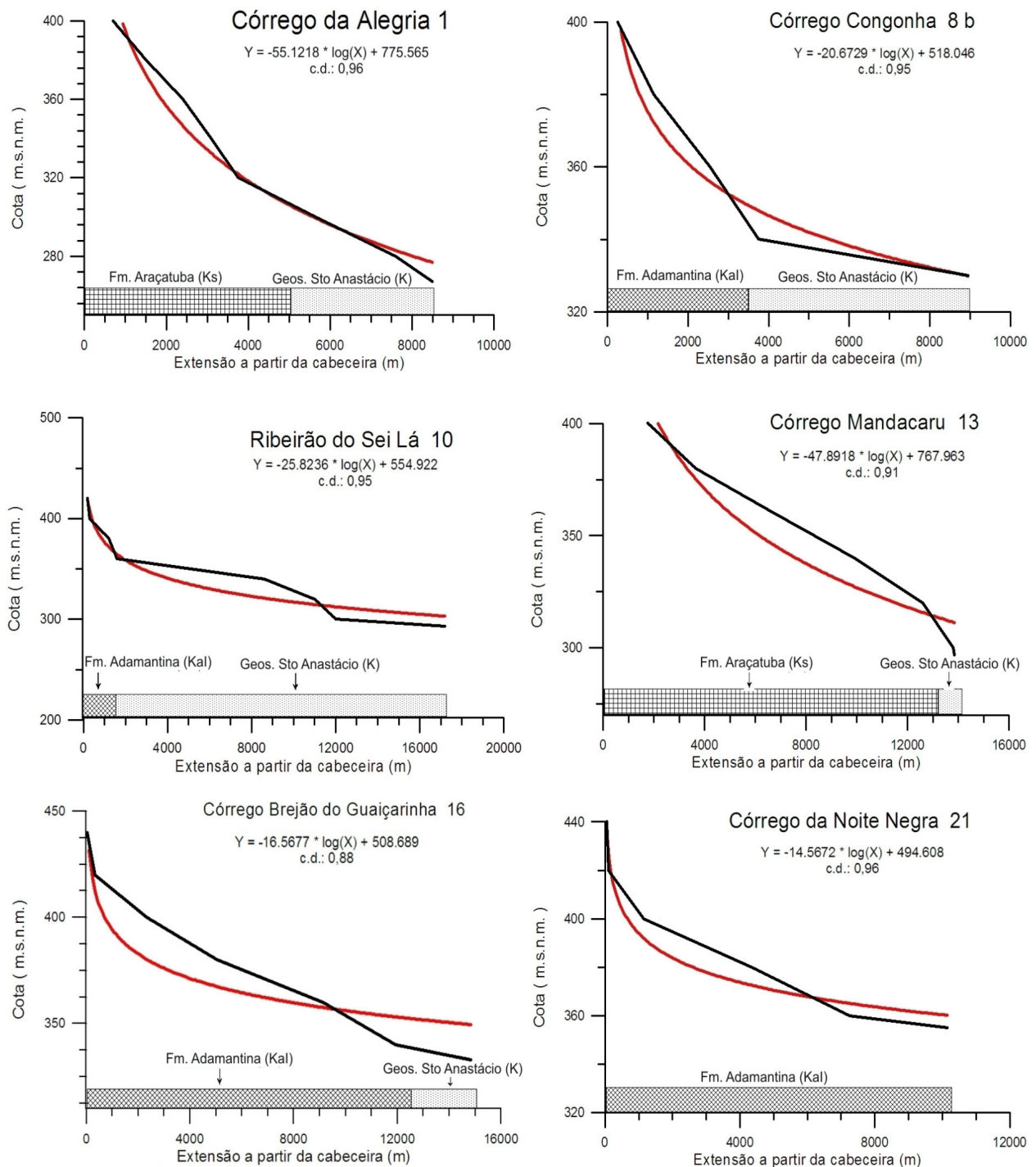


FIGURA 5. Gráficos de perfis longitudinais das drenagens selecionadas.

planilha de cálculo, inseriu-se um “rodapé estratigráfico”, que delinea o substrato sulcado pela drenagem, possibilitando a interpretação destes com as anomalias apresentadas.

A interpretação dos índices de RDE do rio Santo Anastácio encontra-se no tópico “interpretação da análise flúvio-morfométrica”.

SINUSIDADE DO CANAL DE DRENAGEM

Ainda no que concerne às análises dos cursos d’água, Costa et al. (2007) empregaram a análise do grau de sinuosidade do canal do rio Santo Anastácio a fim de se detectar deformações na sua calha. O alto grau de sinuosidade pode ser provocado, conforme Schumm (1993), pela alteração no nível de base em

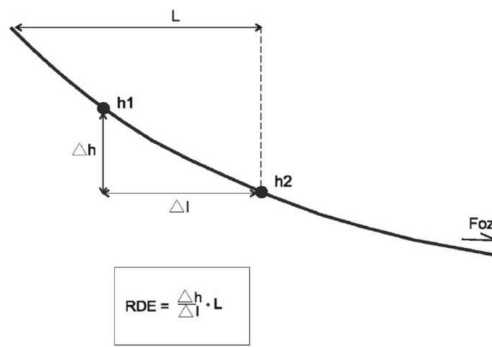


FIGURA 6. Parâmetros para o cálculo de índice RDEs. Convenções: Δh – diferença altimétrica entre os dois extremos do segmento de drenagem; Δl – diferença entre a extensão da nascente até o ponto h_2 e a extensão da nascente até o ponto h_1 ; L – extensão da nascente até o ponto h_2 .

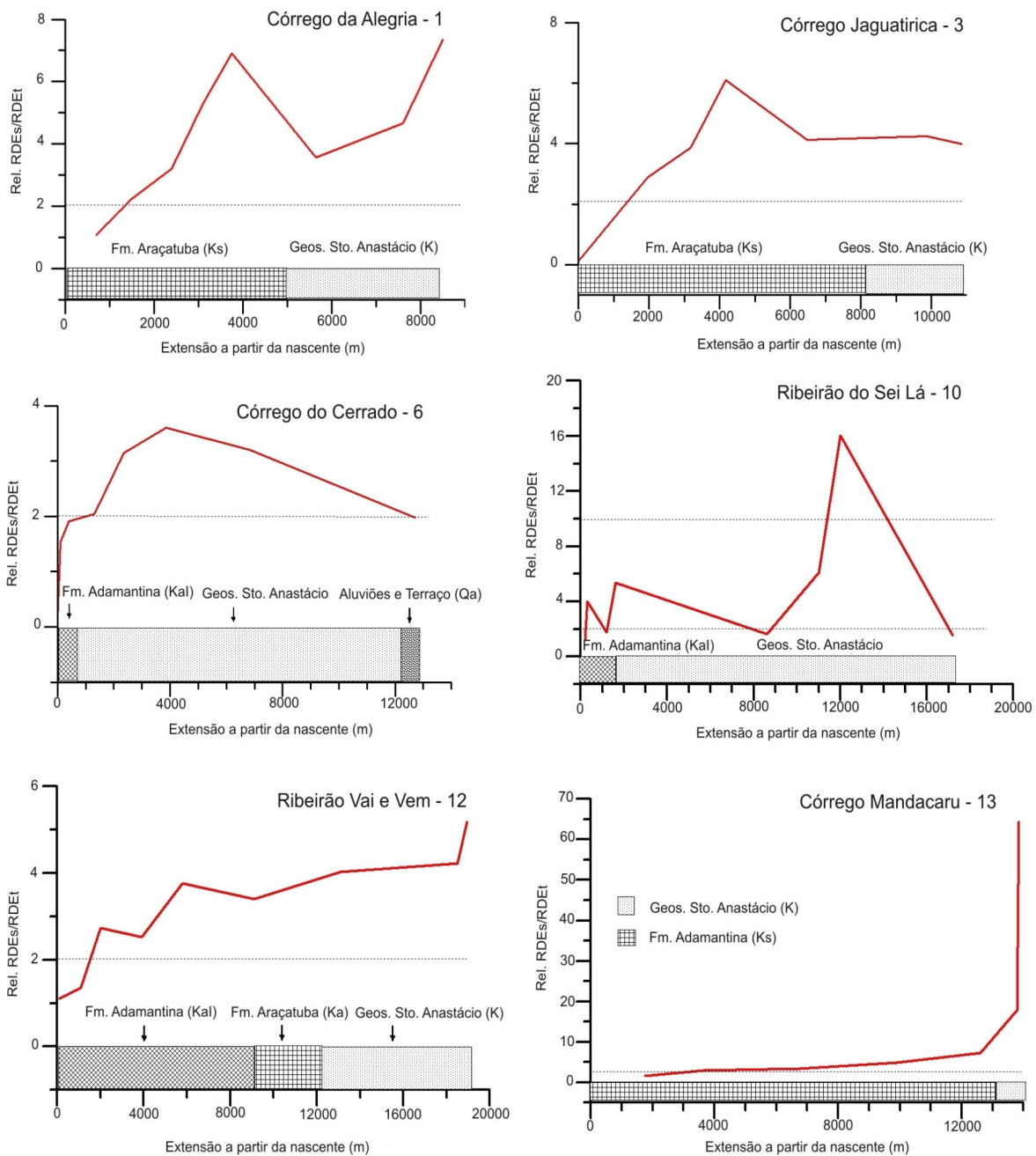


FIGURA 7. Gráficos de RDE das drenagens selecionadas.

calha aluvionar. Esta alteração pode se dar por mudanças climáticas ou atividade tectônica. Os estudos no vale do rio Mississipi, empregados pelo referido autor, corroboraram com este segundo fator provocando mudanças na ordem de 300 km.

Entende-se que os meandros que descrevem curvas sinuosas e semelhantes entre si, são distintos dos outros padrões pelo valor do índice de sinuosidade igual ou inferior a 1,5. Este índice, inferior a 1,5, representa um estado de estabilidade do canal e pode ser calculado segundo a equação $P = Lc/Lv = Lv/Sc$ onde: sinuosidade (P) é a relação entre o comprimento do canal (Lc) e o comprimento do vale (Lv) e o gradiente do canal (Sc). No entanto, este estado de

equilíbrio, representado na formação dos meandros, poderá ser alterado pela ocorrência de distúrbios na região, como a atuação antrópica (plantio em áreas próximas aos meandros) ou por deformações neotectônicas (Riccomini et al., 2000). Os trechos de maior sinuosidade do canal correspondem a setores de menor declividade do terreno, o que leva os cursos d'água, em caso de rios aluviais, a tentarem manter o seu gradiente ampliando a sinuosidade (Schumm, 1993).

Costa et al. (2007) apresentaram a análise da sinuosidade do rio Santo Anastácio com vistas à delimitação dos trechos sujeitos às prováveis deformações neotectônicas. O resultado da análise da sinuosidade é apresentado na Figura 8.

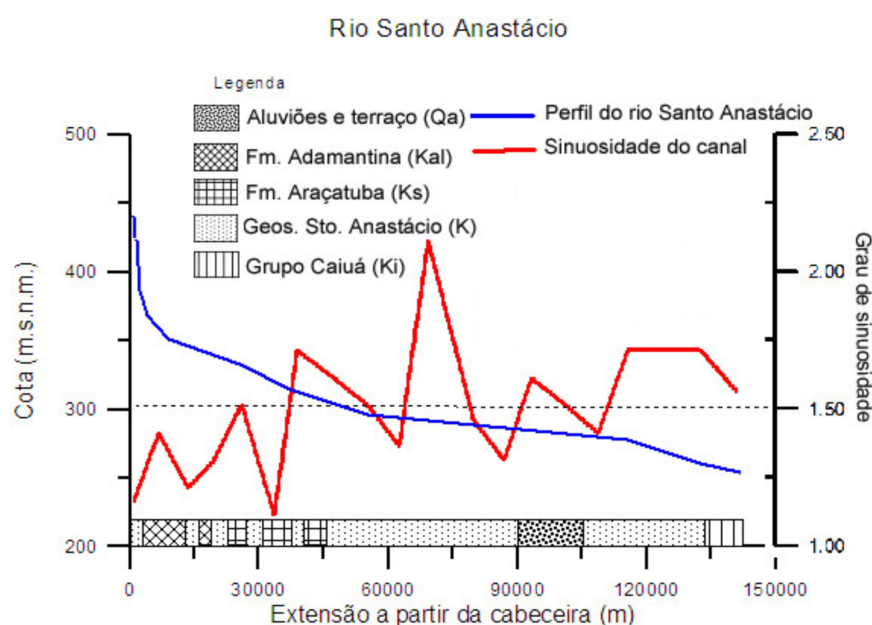


FIGURA 8. Índice de sinuosidade do rio Santo Anastácio (Fonte: Costa, et al., 2007).

Conforme apresentado acima, observa-se quatro pontos principais onde ocorrem os maiores índices de sinuosidade, quais sejam:

- A partir da cabeceira, entre os km 38 e 58, correndo sobre terraços elevados e planícies aluviais associadas;
- Entre os km 65 e 80, permeando a borda norte do Planalto das Lagoas, onde corre sobre terraços baixos e planície aluvial associadas. Nesta região apresenta-se os trechos mais sinuosos da drenagem;
- Entre os trechos 91 e 102 a drenagem apresenta um leve crescimento no índice de sinuosidade;
- O quarto trecho ocorre nos últimos 25 km do canal em terraços baixos, terraços elevados e planícies aluviais recentes com índice aproximado a 1,75.

INTERPRETAÇÃO DA ANÁLISE FLÚVIO-MORFOMÉTRICA

A análise dos perfis longitudinais das drenagens cotejados com os dados de RDE permitiu identificar vários pontos de anomalias morfo-fluviométricas ao longo da bacia do rio Santo Anastácio, conforme pode ser verificado na Figura 9. Abaixo, listam-se suas interpretações.

- A drenagem 1 apresenta desvio acima da linha de melhor ajuste na ordem de 30 m apresentando subsidência nos últimos 500 m. Aproximadamente no km 4 desta drenagem, o perfil apresenta quebra de bloco que é corroborado pela RDE da ordem 6,5 (anomalia de segunda ordem) bem como no último trecho. A drenagem apresenta anomalia de segunda ordem praticamente em todo seu trecho.

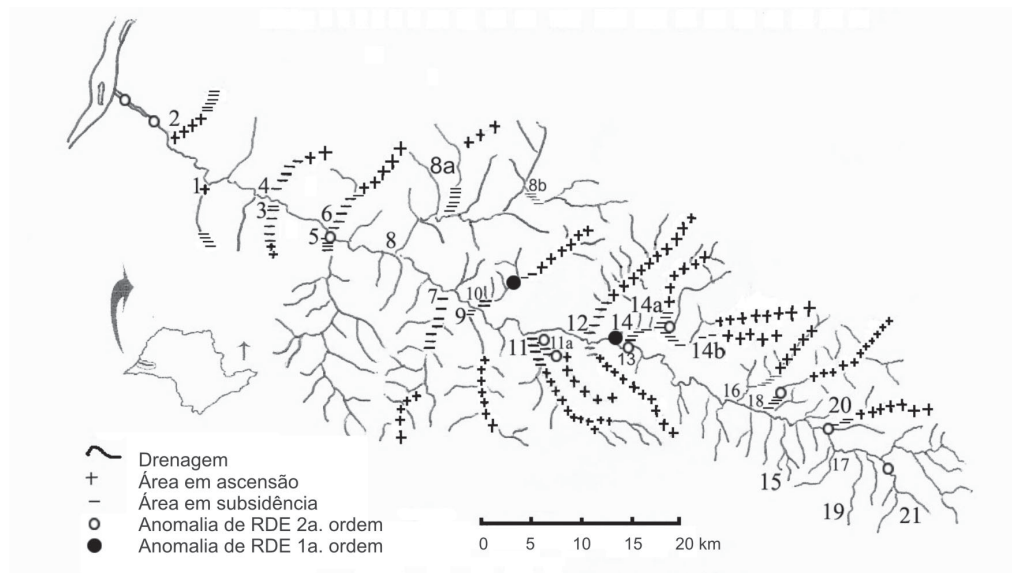


FIGURA 9. Mapa do vale do rio Santo Anastácio com trechos em soerguimento e em subsidência, bem como as anomalias de RDE. Fonte: modificado de Guedes et al. (2006) e Guedes (2008).
Os números indicam a numeração das drenagens.

- O córrego Santa Cruzinha (2) apresenta perfil acentuadamente anômalo marcado por significativa inflexão na linha de talvegue. A análise de RDE aponta o índice 4 aos 2 km da drenagem, confluindo com uma acentuada quebra de bloco da ordem de 20 m.
- As drenagens 3, 4, 5, 6, 7 e 8 correm quase sem anomalia morfométrica pela *best fit line* ainda que o primeiro apresente anomalias de RDE em quase sua totalidade (segunda ordem); as drenagens 4, 5 e 7 sem apresentação de anomalias de RDE e as drenagem 6 e 8, assim como a primeira, com índices de RDE anômalos em toda sua extensão.
- O perfil 8a apresenta blocos em soerguimento (nos 4 km a partir da cabeceira) e em ascensão nos 4 últimos km da drenagem. O índice de RDE é anômalo em toda sua drenagem.
- Apesar de não apresentar anomalia de RDE, o córrego Congonha (8b) indica a presença de uma zona de falha, evidenciada pelo *nick point* entre os km 3 e 4 a partir da nascente.
- A drenagem 9 se apresenta ligeiramente anômala em processo de soerguimento (10 m) até o km 15 e em processo de subsidência nos 3 km finais. Os índices de RDE apresentam-se anômalos já nos 2 primeiros km da drenagem estendendo-se até sua foz. Chama-se a atenção para esta drenagem pela sua localização no Planalto das Lagoas entendida como um bloco em subsidência recebendo sedimentos da face norte (Guedes, 2008; Guedes et al., 2008).
- O perfil 10, ao norte do Planalto das Lagoas, apresenta duas significativas quebras de bloco, sendo que grande parte da sua drenagem encontra-se acima da linha de melhor ajuste. A quebra no km 12 exhibe um processo de subsidência com uma linha retilínea da ordem de 4 km. Esta quebra é também evidenciada pelo índice de RDE apresentando uma anomalia da ordem 14 (primeira ordem segundo Etchebehere, 2000). Toda drenagem 10 apresenta pontos anômalos de segunda ordem. Esta drenagem, no entendimento de Guedes (2008) está dentro de um bloco em soerguimento em intenso processo erosivo.
- Apesar de não apresentarem perfis acentuadamente anômalos, as drenagens 11, 11a, 12, 14, 14b, 15 e 17 apresentam anomalias de RDE de segunda ordem em toda sua extensão.
- A drenagem 13 exhibe perfil em ascensão em quase todo seu perfil com um bloco em abatimento na sua foz. O índice de RDE apresenta-se acentuadamente anômalo (índice 17), 1000 m da sua foz, na mudança litológica da Fm. Araçatuba para o Geossolo Santo Anastácio.
- O perfil 14a apresenta uma anomalia de segunda ordem na sua foz (2,5) onde apresenta abatimento de bloco com desnível de aproximadamente 20 m. Sua drenagem corre em conformidade com a linha de melhor ajuste nos 2 primeiros km a partir da sua cabeceira e em ascensão em todo seu curso.
- O perfil 16 exhibe perfil diferente do logarítmico clássico, por vezes incluindo afastamentos de até 30 m da *best fit line*. Os índices de RDE são

anômalos em quase toda sua extensão apresentando o índice 6 próximo a quebra de bloco no km 12 da drenagem.

- As drenagens 18, 19, 20 e 21 apresentam perfis retilíneos e quebras de blocos. Indicam a possibilidade de estarem cruzando zonas de falha. Os índices de RDE nas drenagens 19 e 21 apresentam-se sempre acima do índice 2. As exceções estão nos perfis 18 e 20 que apresentam este índice anômalo apenas na foz. As drenagens citadas estão na cabeceira da bacia em um bloco interpretado

como em ascensão.

- As drenagens 2, 13, 18 e 20 desembocam em trechos do rio Santo Anastácio que apresenta grande índice de sinuosidade. Observa-se a jusante destes rios trechos com 20 m de afastamento da linha de melhor ajuste.
- Já no canal do rio Santo Anastácio, dois trechos destacam-se pela sinuosidade: o primeiro, entre as cotas 355-320 m, por ser uma área em ascensão, o segundo já próximo a jusante entre as cotas 115-130, por um trecho em subsidência.

EVIDÊNCIAS PALEOSSISMOLÓGICAS

As estruturas de liquefação, também denominado **sismitos** (*sensu* Seilacher, 1969), quando relacionadas com vibrações sísmicas, tem sido, com frequência, empregadas em estudos de natureza paleossísmicas, buscando-se definir epicentros, magnitudes e zonas de maior deformação (*meizoseismic zones*) dos **paleoterremotos** (*e.g.*, Ambraseys, 1988; Audemard & Santis, 1991; Obermeier et al., 1993; Obermeier, 1996; Obermeier & Pond, 1998; Etchebehere & Saad, 2002; Michetti et al., 2005; Etchebehere et al., 2006; Guedes et al., 2008).

O que chama a atenção para estas evidências paleossísmicas, é que estes são geradas apenas em eventos sísmicos de magnitude superior a 5 graus na escala Richter. Terremotos desse porte podem provocar danos na zona epicentral, especialmente quando incidem em áreas pouco preparadas para lidar com as consequências de tal tipo de fenômeno geológico, como pode ser considerada quase a totalidade do território brasileiro.

As estruturas de liquefação, como já dito, constituem um importante instrumento de análise de perturbações tectônicas em tempos pretéritos. As vibrações configuram-se como um dos mecanismos que podem levar o sedimento a se liquefazer, e que podem ser interpretados como sismitos. As oscilações provocam mudanças bruscas na estrutura granular do sedimento, transferindo as tensões dos pontos de contato entre os grãos para os fluídos intersticiais. Os grãos, então, perdem contato e o leito granular passa a se comportar como um líquido pressurizado, expelindo-se em forma de vulcões (Guedes et al., 2008).

Conforme Etchebehere & Saad (2002), Etchebehere et al. (2007), Guedes (2008), Guedes et al. (2008), os processos de liquefação sísmica são gerados a partir de sismos superiores à magnitude 5, tornando-se mais comuns acima de 5,5. Sua ocorrência se dá em sedimentos holocênicos ou pleistocênicos, em ambientes saturados do tipo fluvial, lacustre,

deltaico ou eólico. Com maior frequência, ocorrem em sedimentos arenosos ou siltosos incoesos, saturados e de pequena profundidade (raramente maior que 10 m). O cisalhamento provoca mudanças na estrutura dos sedimentos, modificando a estrutura e densidade do leito, com transferência de tensões dos pontos de contato entre os grãos para os fluídos intersticiais, como já informado. A transferência de tensão pode atingir um estado crítico quando os grãos perdem contato entre si e partes do leito granular passam a se comportar como fluido injetando-se em fraturas ou cavidades pré-existentes, ou até mesmo gerando novas fraturas (hidrofraturamento). A presença de uma capa sedimentar de baixa permeabilidade, ou de solos com raízes densas pode funcionar como um elemento que constrinja o volume liquefeito, o qual, devido à pressão, pode provocar o fraturamento hidráulico; já sua ausência pode resultar na ocorrência de feições do tipo cratera ou caldeirões (*boiling cauldrons*), que são feições cônicas que representam manifestações superficiais de emanações de material liquefeito, formando depressões decimétricas ou métricas no terreno. Por fim, o material liquefeito origina intrusões do tipo *sill* ou dique de areia e, atingindo a superfície, forma estruturas do tipo vulcões ou prismas de areia (*sand blows*), assim como pode provocar brechamento da rocha encaixante (mais coesa) envolvendo os fragmentos conforme mostra a Figura 10.

Desconsiderando-se as origens assísmicas (artesianismos, escorregamentos e diagênese, por exemplo) e admitindo a origem sísmica, as estruturas podem ser empregadas para o reconhecimento e caracterização dos terremotos passados. O Serviço Geológico Norte-Americano (USGS) emprega o método denominado *Magnitude-Bound Method*. Tal método, empregado no vale do rio Wabash (entre os Estados de Illinois e Indiana – EUA) baseia-se na premissa de que as feições de liquefação são mais frequentes e maiores quanto mais próximas estiverem da zona mais intensa-

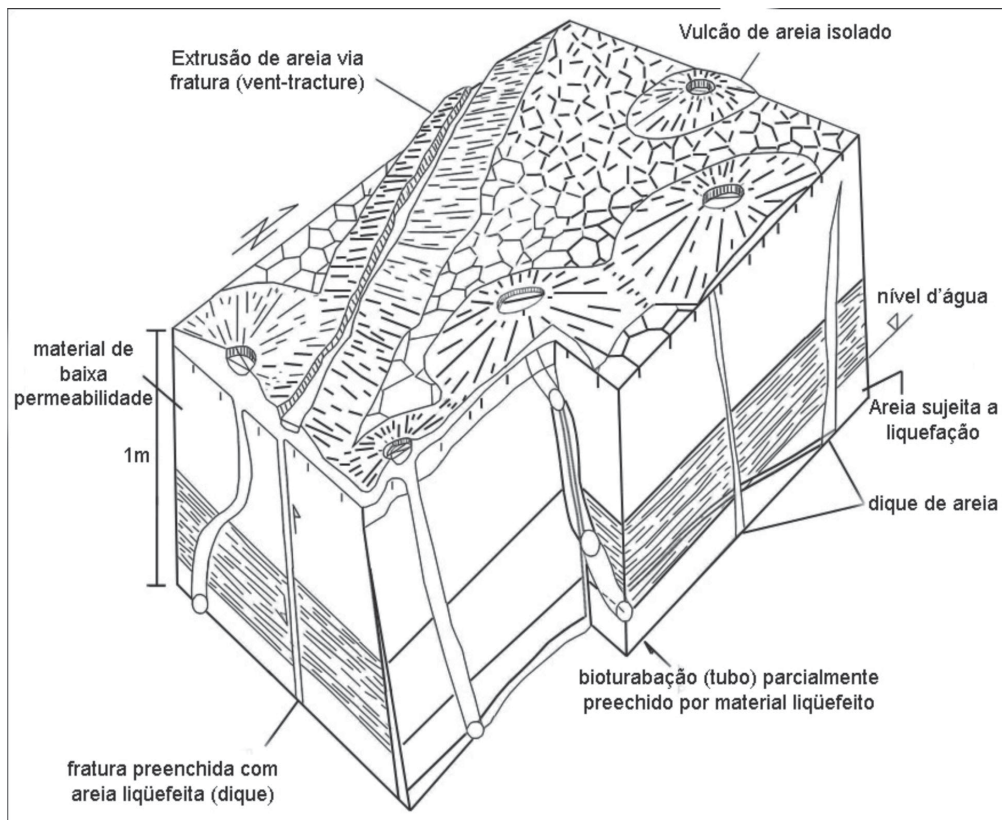


FIGURA 10. Bloco-diagrama mostrando os principais tipos de estruturas de liquefação, baseado em observações de campo na região do rio Tocuyo, Venezuela, que foi afetada por sismos de magnitudes 5,7 e 5 em abril e maio de 1989, respectivamente (Audemard & De Santis, 1991).

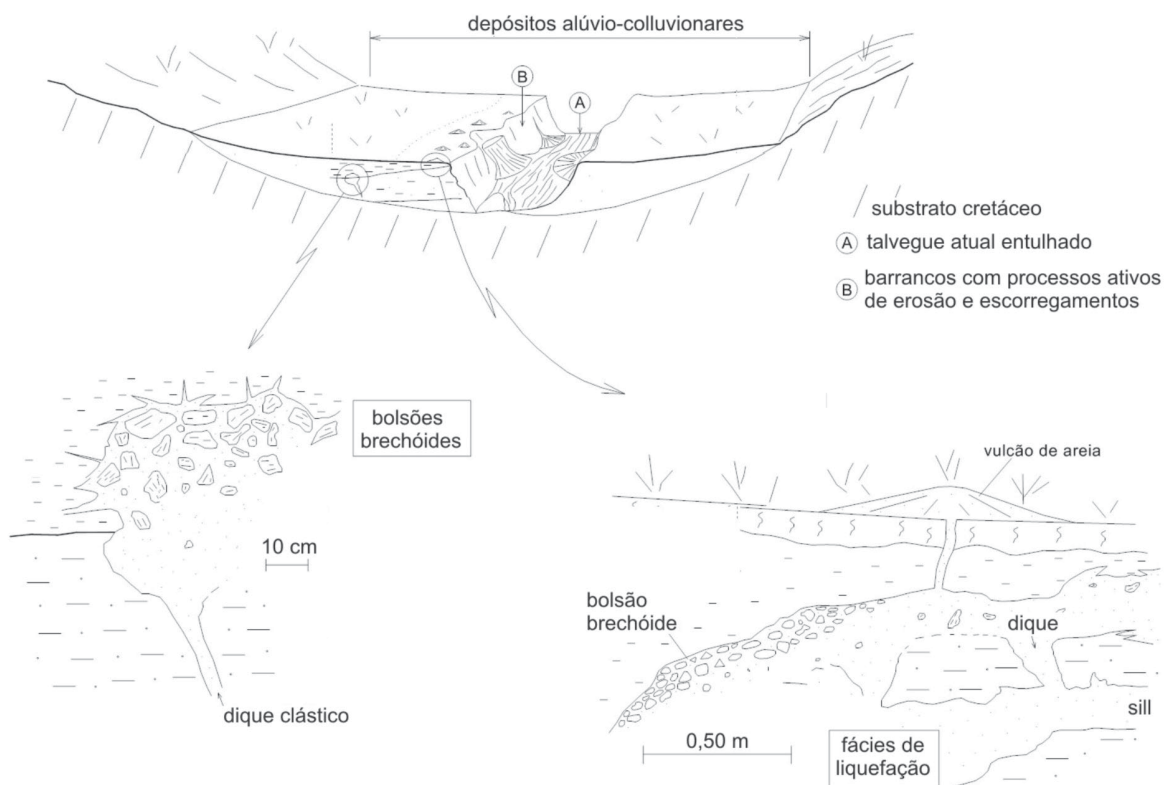


FIGURA 11. Esquema relativos às estruturas de liquefação no vale do rio Santo Anastácio (Fonte: Guedes et al., 2008).

mente afetada pelas vibrações (**zona meizossísmica**). Diante disso, executa-se o mapeamento das feições de liquefação em todos os afloramentos possíveis, especialmente ao longo dos barrancos de rios, determinando o tipo e porte das estruturas, com ênfase nos diques, e controlando-se a idade das feições.

No vale do rio Santo Anastácio, as estruturas de liquefação foram localizadas após a seleção de 40 áreas a partir da fotointerpretação de pares estereoscópicos em escala aproximada de 1:25.000, onde foram delimitadas áreas suspeitas de apresentarem estruturas superficiais de liquefação, em patamares de terraços e aluviões recentes. O ponto onde foi localizada as estruturas aqui referidas ocorrem próximas ao topo de um depósito colúvio-aluvionar e envolvem estruturas intrusivas (brechas, diques e *sills*) e extrusivas (vulcões de areia). Esse depósito aluvial encontra-se atualmente em processo de erosão, propiciando afloramentos nas barrancas desnudas dos talvegues atuais. A Figura 11 mostra uma visão geral da área de ocorrência das referidas estruturas.

As estruturas de liquefação identificadas no vale do rio Santo Anastácio propiciaram evidências da atuação neotectônica nesta porção do território paulista. O afloramento onde as referidas estruturas se encontram está localizado ao sul do município de Santo Anastácio e é demarcado pelas coordenadas UTM 427.158 e 7.565.303. As feições descritas são manifestações inequívocas da atuação de processos de liquefação, sendo positiva sua relação com a manifestação sísmica. A origem sísmica está amparada pelo fato de que na bacia vizinha do Rio do Peixe sua estrutura já se encontra registrada por Etchebehere (2000) e Etchebehere & Saad (2002) e tais estruturas

distam menos de 50 km em linha reta do afloramento identificado na bacia do rio Santo Anastácio. O fato de as fácies de liquefação abarcarem areias bem selecionadas, limpas, de textura sacaróide, praticamente sem cimento ou matriz de qualquer espécie, mas fisicamente ligadas por diques a camadas de areias cinzentas, com matriz lamítica e mais mal selecionadas, possibilita cogitar a hipótese de uma separação granulométrica ditada pelo cisalhamento imposto por vibrações sísmicas. A simples ocorrência de movimentos de massa não geraria um produto liquefeito tão limpo e tão bem selecionado como se verifica nas fácies constatadas nas duas bacias. Esse aspecto já havia sido relatado no vale do Rio do Peixe (Etchebehere, 2000), conquanto ainda demande melhor avaliação do ponto de vista sedimentológico e geotécnico. Os depósitos aluviais não indicam ter sofrido qualquer tipo de diagênese, cujo processo poderia, por soterramento e pressurização localizada, gerar fácies de liquefação. Pelo contrário, exceto pelas fácies lamíticas, dotadas de maior grau de coesão, e por processos localizados de laterização, não se observam fácies litificadas; a regra geral parece ser o predomínio de sedimentos incoesos, friáveis, inclusive pouco resistentes aos processos erosivos, como pode ser visto nas dissecções de antigos fundos de vale e nas barrancas do atual sistema de drenagem. Na bacia do rio Santo Anastácio, a datação por ^{14}C de material da base da camada lamítica constritora indica idade de 32.340 ± 320 anos A.P. no seu topo, bem como a idade de 639.300 ± 129.200 na sua base (datação por LOE) que coloca um limite máximo para a idade do eventual sismo, que, indubitavelmente, ocorreu após a formação do lamito (Figura 12).

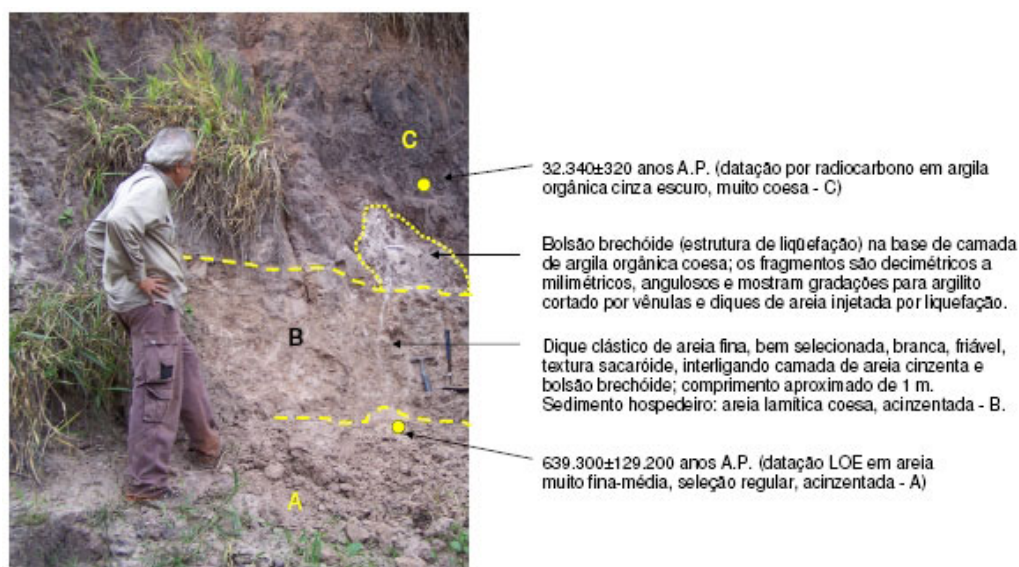


FIGURA 12. Pontos de amostragem para datação do afloramento NGI-43, onde foram constatadas estruturas de liquefação em sedimentos aluviais e colúvio-aluvionares.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As técnicas empregadas na bacia do Rio Santo Anastácio através de análise de parâmetros flúvio-morfométricos contribuíram com o entendimento geológico e tectônico nesta porção do território paulista. Através destas técnicas aplicadas, delineou-se o quadro morfoestrutural da área indicando setores sujeitos a deformações, com movimentos ascensionais ou subsidentes. Os trabalhos em campo realizados na bacia confirmaram o panorama morfoestrutural e reforçaram a importância dos processos deformacionais neotectônicos aí verificados. É importante salientar que a calha aluvial do rio Santo Anastácio aloja-se em um bloco morfoestrutural rebaixado. Tal fato possivelmente se deve muito mais a um controle neotectônico do talvez desse curso d'água do que à sua própria incisão erosiva. Com base nas datações disponíveis, entende-se que tais processos remontem entre 30.000

e 600.000 anos, já com a existência de calhas aluviais nesta porção do território paulista.

Ainda que demandem novos trabalhos de campo, as estruturas de liquefação identificadas na área representam indicativos de deformações neotectônicas, com ocorrência de eventos sísmicos de magnitude expressiva.

Este conjunto de informações permite constatar um quadro de evidências de atuação neotectônica no vale do rio Santo Anastácio que deve ser levado em consideração na análise e evolução geológica do Planalto Ocidental Paulista, bem como nos estudos de planejamento territorial e de avaliação do risco sísmico no que tange ao uso e ocupação do solo considerando a susceptibilidade natural do solo à erosão e ao planejamento para construções de grande porte, tais como condomínios, usinas, barragens e gasodutos.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido sob os auspícios da FAPESP (Processo nº 05/57444-1).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ACKLAS JÚNIOR, R.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; CASADO, F.C. Análise de perfis longitudinais de drenagens do município de Guarulhos para a detecção de deformações neotectônicas. **Revista Universidade Guarulhos Geociências**, v. 8, n. 6, p. 64-78, 2003.
2. ADAMS, J. Active tilting of the United States midcontinent: geodetic and geomorphologic evidence. **Geology**, v. 8, p. 442-446, 1980.
3. ALMEIDA, F.F.M. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim IGG**, São Paulo, v. 41, p. 169-263, 1964.
4. AMBRASEYS, N.N. Engineering seismology: Earthquake engineering and structural dynamics. **Journal of the International Association of Earth Engineering**, v. 17, p. 1-105, 1988.
5. ANDRADES FILHO, C.O. **Arenização e tectônica: Contribuição estrutural ao estudo da gênese dos areais no sudoeste do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 2007. 54 p. Trabalho (Conclusão do Curso de Geografia) – Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
6. ASSINE, M.L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas na Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo, 1996. 207 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
7. AUDEMARD, F.A. & DE SANTIS, F. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. **Bulletin of the International Association of Engineering Geology**, n. 44, p. 5-16, 1991.
8. BJÖRNBERG, A.J.S. **Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia**. São Carlos, 1969. 128 f. Tese (Provimto do Cargo de Professor) – Universidade de São Paulo.
9. COSTA, T.; GUEDES, I.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C. Análise do grau de sinuosidade do rio Santo Anastácio e seus principais afluentes: uma contribuição ao estudo da Neotectônica e à avaliação de riscos sísmicos. In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE GUARULHOS, 5, 2007, Guarulhos. **Pôsteres...** Guarulhos: UnG, 2007. 1 CD-ROM.
10. COX, R.T. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify áreas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, p. 571-581, 1994.
11. ERNESTO, M.; BATEZELLI, A.; SAAD, A.R.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; FULFARO, V.J. Início da sedimentação suprabasáltica na Bacia do Paraná: paleomagnetismo do Grupo Caiuá (oeste de São Paulo e noroeste do Paraná). In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 7, 2006, Serra Negra. **Boletim...** Serra Negra: Universidade Estadual Paulista, 2006, p. 48.
12. ETCHEBEHERE, M.L.C. **Terraços neouaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, 2000. 264 f. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
13. ETCHEBEHERE, M.L.C. & SAAD, A.R. Relação Declividade / Extensão de Curso (RDE) aplicada à detecção de deformações neotectônicas regionais na bacia hidrográfica do Rio do Peixe, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, 1999, São Pedro. **Boletim de Resumos...** Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos SP/RJ/ES, 1999, p. 93.
14. ETCHEBEHERE, M.L.C. & SAAD, A.R. Feições de liquefação em sedimentos quaternários no vale do Rio do Peixe,

- região ocidental paulista: implicações paleossísmicas. **Geociências**, v. 21, n. 1/2, p. 43-56, 2002.
15. ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; TADDEO, J.S.A.; HELLMEISTER JR., Z. Moldes de cristais salinos no Grupo Bauru, estado de São Paulo: implicações econômicas e paleoclimáticas. **Geociências**, v. 10, p. 101-117, 1991.
 16. ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; FULFARO, J.V.; PERINOTO, J.A.J. Aplicação do índice “relação declividade-extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências, USP**. Série Científica, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.
 17. ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; SANTONI, G.C.; CASADO, F.; FULFARO, V.J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, v. 25, p. 271-288, 2006.
 18. ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; FULFARO, J.V. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no Planalto Ocidental Paulista. **Geociências**, v. 26, n. 3, p. 229-247, 2007.
 19. ETCHEBEHERE, M.L.C.; MORALES, N.; GUEDES, I.C.; STEVAUX, J.C.; SANTONI, G.C. Análise de parâmetros morfométricos de drenagem e de dados paleossísmicos na bacia do rio Santo Anastácio, Planalto Ocidental Paulista, para detecção de deformações neotectônicas. **Relatório Científico Final**. FAPESP: Processo nº 05/57444-1, Universidade Guarulhos, 111 f., 2007 (a).
 20. ETCHEBEHERE, M.L.C.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N.; GUEDES, I.C.; SANTONI, G.C. Estruturas de liquifação em sedimentos quaternários na bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio, extremo oeste paulista. In: CONGRESSO DA ABEQUASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 11, 2007, Belém. Belém: Museu Emílio Goeldi, 2007, v. 1, p. 1 (b).
 21. FULFARO, V.J.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; PERINOTTO, J.A.J.; SAAD, A.R. Santo Anastácio: um geossolo cretácico na Bacia Caiuá. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, 1999, Serra Negra. **Boletim...** Serra Negra: Universidade Estadual Paulista, 1999, p. 125-130 (a).
 22. FULFARO, V.J.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; PERINOTTO, J.A.J.; SAAD, A.R. Bacia Caiuá: uma nova bacia cretácica na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, 1999, Serra Negra. **Boletim...** Serra Negra: Universidade Estadual Paulista, 1999, p. 439-442 (b).
 23. GUEDES, I.C. **Aplicação de análise flúvio-morfométrica na bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio-SP para detecção de deformações neotectônicas**. Guarulhos, 2008. 114 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Guarulhos.
 24. GUEDES, I.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; MORALES, N.; STEVAUX, J.C.; SANTONI, G.C. Feições de liquefação no vale do rio Santo Anastácio (SP) – Indicativo de atividade sísmica quaternária? **Revista Universidade Guarulhos, Geociências**, v. 7, n. 1, p. 64-77, 2008.
 25. GUEDES, I.C.; SANTONI, G.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N.; SAAD, A.R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista Universidade Guarulhos, Geociências**, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.
 26. HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal Research of the United State Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
 27. HAMILTON, R.M. & JOHNSTON, A.C. Tecumseh’s prophecy: preparing for the next New Madrid earthquake. **U.S. Geological Survey Circular**, n. 1066, 30 p., 1990.
 28. HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, 1990, Belo Horizonte. **Boletim...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, p. 1-31.
 29. HATTINGH, J. & GOEDHART, M.L. Neotectonic control on drainage evolution of the Algoa basin, southeastern Cape Province. **South African Journal of Geology**, v. 100, p. 43-52, 1997.
 30. HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.
 31. HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summary. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin** – AAPG, v. 56, p. 275-370, 1967.
 32. IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. Escala 1:1.000.000. São Paulo: IPT, 2 v. (Monografias IPT, 7), 1981.
 33. ITRI, S.L.; SILVA, A.; ETCHEBEHERE, M.L.C. Aplicação do índice “Relação Declividade Extensão - RDE” na Bacia do Rio Turvo (SP) para detecção de deformações neotectônicas. In: ENCONTRO DE PESQUISA E JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA UnG, 2, 2004, Guarulhos. **Resumos...** Guarulhos: UnG, 2004. CD-ROM.
 34. JUSTUS, J.O. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar**. Salvador, 1985. 204 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia.
 35. KELLER, E.A. & PINTER, N. **Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 340 p., 1996.
 36. MARPLE, R.T. & TALWANI, P. Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. **Geology**, v. 21, p. 651-654, 1993.
 37. MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal**. Maringá, 2004. 146 f. Exame (de Qualificação) – Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá.
 38. McKEOWN, F.A.; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B.L.; McGRATH, M.B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. Denver. **United State Geological Survey Bulletin**, n. 1807, 39 p., 1988.
 39. MERRITTS, D. & VINCENT, K.R. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society American Bulletin**, v. 101, p. 1373-1388, 1989.
 40. MICETTI, A.M.; AUDEMARD, F.A.; MARCO, S. Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. **Tectonophysics**, v. 408, p. 3-21, 2005.
 41. MILANI, E.J. Terrenos, orogenias e a evolução tectono-stratigráfica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, 1999, Lençóis. **Atas...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, Sessão 2, p. 3-6.
 42. MILANNI, E.J. & ZALÁN, P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.
 43. MIOTO, J.A. **Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil**. Rio Claro, 1993. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

44. MIOTO, J.A. Excertos sobre risco sísmico no Estado de São Paulo. **Revista Universidade Guarulhos, Geociências**, n. 3, p. 18-23, 1996.
45. MOMBEIG, P. **Pioneiros e fazendeiros de São Paulo**. São Paulo: Hucitec, 200 p., 1994.
46. MORAES REGO, L.F. **Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geográfico, 43 p., 1932.
47. OBERMEIER, S.F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. **Engineering Geology**, v. 44, p. 1-76, 1996.
48. OBERMEIER, S.F. & POND, E.C. Issues in using liquefaction features for paleoseismic analysis. **U.S. Geological Survey Open-File Report 98-28**, 38 p., 1998.
49. OBERMEIER, S.F.; MARTIN, J.R.; FRANKEL, A.D.; YOUNG, T.L.; MUNSON, P.J.; MUNSON, C.A.; POND, E.C. Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of Southern Indiana and Illinois, with a preliminary estimate of magnitude. **United States Geological Survey Professional Paper 536**, 27 p., 1993.
50. RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997.
51. RICCOMINI, C.; GIANNINI, P.C.F.; MANCINI, F. Rios e Processos aluviais. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.M.; TAIOLI, F. (Orgs.), **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 191-211, 2000.
52. RIVEREAU, J.C. **Notas de aula do curso de fotointerpretação**. Curitiba: C.C.G.P. Instituto Geológico UFP, 93 p., 1969.
53. RODRIGUEZ, S.K. & SUGUIO, K. Gradientes hidráulicos das drenagens de 2a. ordem: uma contribuição para os estudos de neotectônica da “Volta Grande” do rio Xingu, Altamira - PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Resumos Expandidos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, p. 598-600.
54. SAAD, A.R. **Análise da produção técnico-científica**. Rio Claro, 1997. 150 f. Livre-Docente (Concurso para Obtenção do Título) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
55. SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
56. SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-47, 2004.
57. SALLUN, A.E.M. **Depósitos cenozóicos da região entre Marília e Presidente Prudente (SP)**. São Paulo, 2003. 171 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
58. SANTONI, G.C. & MORALES, N. **Análise estrutural do fraturamento na bacia do rio Santo Anastácio, Planalto Ocidental Paulista, para detecção de deformações neotectônicas**. Rio Claro: FAPESP, 2006. Relatório Parcial FAPESP, n. 06/50237-3, 48 p., 2006.
59. SANTONI, G.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R. Análise de parâmetros morfométricos de drenagem visando à detecção de movimentos neotectônicos na bacia do rio Santo Anastácio, SP. In: ENCONTRO DE PESQUISA E JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 2, 2004, Guarulhos. **Resumos...** Guarulhos: UnG, 2004. CD-ROM.
60. SANTOS, A.; ITRI, S.L.; ETCHEBEHERE, M.L.C. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia hidrográfica do rio Turvo (SP) para avaliação de deformações neotectônicas. Uma contribuição para o planejamento territorial. In: ENCONTRO DE PESQUISA E JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 2, 2004, Guarulhos. **Resumos...** Guarulhos: UnG, 2004. CD-ROM.
61. SCHUMM, S.A. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, v. 101, p. 279-294, 1993.
62. SEEBER, L. & GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367, 1983.
63. SEILACHER, A. Fault-graded beds interpreted as seismites. **Sedimentology**, v. 13, p. 1208-1218, 1969.
64. SILVA, R.B. & COUTO, E.A. **Geologia do Bloco 45, balizado pelas cidades de Bauru, Marília, Ourinhos e Águas de Santa Bárbara**. São Paulo: Consórcio CESP-IPT, Relatório BP-011/80, 2 v., 1980.
65. STEIN, D.P. **Avaliação da degradação do meio físico – Bacia do rio Santo Anastácio, oeste paulista**. Rio Claro, 1999. 197 f. 2 v. Tese (Doutoramento) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
66. STRAHLER, A.N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952 (a).
67. STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1117-1142, 1952 (b).
68. TAKIYA, H. **Estudo da sedimentação neogênico-quadernária no município de São Paulo: caracterização dos depósitos e suas implicações na geologia urbana**. São Paulo, 1997. 152 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
69. ZAINÉ, J.E.; BARBOUR JUNIOR, E.; NEGREIROS, J.H.C.; RODRIGUES, M.E.; BARRETO, M.L.K.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; OLIVEIRA, M.S.; LUZ, O.T.; ANTONINI, S.A.; MUZARDO, V.A. **Geologia do Bloco 38: região de Araçatuba/Tupã**. São Paulo: Consórcio IPT-CESP – Paulipetro, Relatório BP-014/80, 2 v., 1980.
70. ZERNITS, E.R. Drainage patterns and their significance. **Journal of Geology**, v. 40, p. 498-521, 1932.

Manuscrito Recebido em: 1 de dezembro de 2009
Revisado e Aceito em: 21 de janeiro de 2010