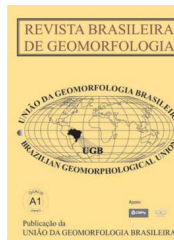


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 16, nº 4 (2015)



NEOTECTÔNICA E EVOLUÇÃO DO RELEVO DA REGIÃO DA SERRA DE SÃO PEDRO E DO BAIXO RIO PIRACICABA / SUDESTE DO BRASIL

NEOTECTONICS AND LANDFORM DEVELOPMENT OF THE SÃO PEDRO RIDGE AND LOWER PIRACICABA RIVER REGION / SOUTHEASTERN BRAZIL

Marcos Roberto Pinheiro

*Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo
Av. Prof. Lineu Prestes, 338. São Paulo, São Paulo, CEP: 05508-080, Brasil
Email: m3279574@usp.br*

José Pereira de Queiroz Neto

*Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo
Av. Prof. Lineu Prestes, 338. São Paulo, São Paulo, CEP: 05508-080, Brasil
Email: joseneto@hotmail.com*

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
01/07/2015
Data de Aprovação:
26/08/2015

Palavras-chave:

Morfotectônica; Neotectônica;
Cuesta.

Keywords:

Morphotectonics; Neotectonics;
Cuesta.

Resumo:

A região da Serra de São Pedro-SP é uma das zonas mais típicas das cuestas na Bacia do Paraná. Embora as cuestas sejam tidas como uma forma erosiva, a configuração geometrizada do relevo e do sistema fluvial da área até o Rio Piracicaba sugere um controle tectônico das formas. Nesse sentido, o objetivo deste trabalho foi verificar o possível controle tectônico no relevo da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, focalizando a ação da neotectônica, tendo como hipótese a existência de um forte controle da tectônica pós-paleogênica sobre as formas. Os resultados mostraram que a atividade neotectônica na área é caracterizada principalmente pela atividade de falhas transcorrentes e normais subverticais WNW-ESE, W-E, NW-SE e NE-SW, ambas de pequeno rejeito e de impacto direto reduzido na morfologia do relevo. Apesar da baixa magnitude da atividade das falhas, a neotectônica controla a direção dos canais de primeira e segunda ordens e provoca pequenas perturbações de depósitos fluviais quaternários, além de gerar anomalias no perfil longitudinal dos rios, inflexões dos canais de drenagem, pequenos basculamentos de blocos e a formação e degradação de terraços fluviais nos afluentes da margem direita do Piracicaba. Embora a gênese da Serra de São Pedro, dos grandes rios e dos altos níveis de terraços esteja relacionada, sobretudo, a grandes estruturas muito antigas (Pré-Neógeno), a fatores litológicos e às variações paleoambientais do Cenozóico, a neotectônica é responsável por mudanças significativas na configuração geomorfológica da área, sobretudo na rede de drenagem, que, no meio tropical, é o principal agente esculptor da paisagem.

Abstract:

The São Pedro Ridge/SP region, southern Brazil, is one of the most typical examples of the *cuestas* relief in the Paraná Basin. Although the *cuesta* landform is an erosional relief, the geomorphological settings and the fluvial system of the São Pedro region suggest a tectonic control in the landforms. Thus, the aim of this research was to verify a possible impact of tectonic activity on the São Pedro Ridge and Lower Piracicaba River landforms, emphasizing the Neotectonic influence. The hypothesis is that the post-Paleogene tectonics has a strong influence in the prevailing landforms. The results showed that the neotectonic activity in the study area is characterized mainly by sub-vertical strike-slip and normal faults WNW-ESE, W-E, NW-SE and NE-SW, both with very small offsets and inconspicuous impact in the relief. Despite the weak activity of the faults, Neotectonics controls the direction of first and second order drainage channels and causes faulting in quaternary fluvial deposits, anomalies in the longitudinal profiles of streams, changes in the direction of watercourses (river bends), small block tilting and formation/degradation of fluvial terraces of the Piracicaba right margin tributaries. Although the origin of the São Pedro Ridge, the direction of the main rivers and its high level fluvial terraces are mainly related to the old structures (pre-Neogene), to lithological factors and to cenozoic paleoenvironmental changes, Neotectonics has caused important modifications in the geomorphological arrangement, mainly in the drainage system, which is the principal element in the sculpturing of tropical landscapes.

1. Introdução

Um dos tipos de relevo estrutural mais estudados na Geomorfologia são as chamadas *cuestas*. Consistem num relevo dissimétrico constituído por um perfil em declive íngreme de um lado e uma rampa de inclinação suave do outro (GOUDIE, 2014), formando-se tipicamente na borda de bacias sedimentares homoclinais por erosão diferencial (PENTEADO, 1983). O termo *cuesta* remonta aos estudos de Davis (1899), para o qual esse relevo compõe uma forma assimétrica característica de planícies costeiras desnudadas, porém, o provável uso pioneiro dessa palavra com sentido geomorfológico pode ser atribuído a Hill (1896) em menção às *cuestas* do Texas-EUA.

Há registros de *cuestas* em diversas partes do mundo, como na Bacia de Paris – França (FORT & ANDRÉ, 2014), na Bacia do Ebro – Espanha (GUTIÉRREZ *et al.*, 1998), na área adriática da região central da Itália (BUCCOLINI *et al.*, 2007), na região de Bandiagara – Sudão (AGHASSY, 1970), no Planalto do Colorado – EUA (SCHMIDT, 1989 e 1996), na região central da Macdonnell Ranges – Austrália (TWIDALE, 2007) e na Bacia do Paraná (PINHEIRO, 2014; PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2014), entre outros. As *cuestas* da Bacia do Paraná ocupam longas faixas de transição entre zonas planálticas e depressões, estendendo-se, no Brasil, segundo Almeida (1949), Ab'Saber (1965) e Pinheiro (*op. cit.*), pelos Estados de São Paulo, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

A primeira menção às *cuestas* na Bacia do Paraná foi feita por Pierre Denis (1927). Desde então se sucedeu uma série de trabalhos destacando os aspectos erosivos na sua esculturação (MORAES REGO, 1932; ALMEIDA, 1949 E 1964; AB'SABER, 1965 E 1969; QUEIROZ NETO & JOURNAUX, 1978; entre outros), enquanto que outros estudos ressaltaram também o papel da tectônica (FREITAS, 1955; BJORNBERG, 1969; BJORNBERG *et al.*, 1971; PENTEADO, 1976; FACINCANI, 2000; SANTOS e LADEIRA, 2006; PINHEIRO, *op. cit.*; PINHEIRO & QUEIROZ NETO, *op. cit.*, entre outros).

Uma das áreas mais típicas das *cuestas* no relevo paulista é a região da Serra de São Pedro, situada na zona central do Estado de São Paulo, na transição entre o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica Paulista, próxima à confluência dos rios Tietê e Piracicaba (Figura 1). A paisagem geometrizada da serra e da rede de drenagem sugere um controle tectônico do relevo da área, porém, os trabalhos realizados até hoje não foram suficientes para atestar qual seria a influência das estruturas no controle da forma, inclusive porque muitos dos estudos mais importantes feitos na área, como o de Bjornberg (1969), foram realizados num período em que os mecanismos relacionados à tectônica intraplaca eram pouco conhecidos, sobretudo o papel dos movimentos tectônicos mais recentes. Nesse sentido, o objetivo deste trabalho é discutir a evolução morfotectônica da região da Serra de São Pedro e do Baixo Rio Piracicaba, explorando a relação entre a gênese das formas e a neotectônica, que para Hasui (1990) e Saadi (1993) é o

regime tectônico vigente desde o Neógeno. A hipótese do trabalho é que a tectônica relacionada ao atual regime tectônico tem forte influência sobre a configuração geomorfológica da área.

2. A Serra de São Pedro e o Baixo Piracicaba: Contexto Geológico - Geomorfológico

A área objeto deste trabalho está inserida na Bacia do Paraná, extensa zona de sedimentação na porção centro-oriental da América do Sul, que apresenta registro estratigráfico de mais de 400 milhões de anos (Neo-Ordoviciano ao Neo-Cretáceo) da história geo-

lógica do planeta, sendo considerada uma típica bacia intracratônica (MILANI & RAMOS, 1998). A região da Serra de São Pedro está próxima da borda nordeste da bacia, na transição de duas grandes morfoestruturas, o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica Paulista (ROSS & MOROZ, 1997). A área de contato entre essas duas grandes unidades geomorfológicas é chamada genericamente de Cuestas Basálticas (PONÇANO *et al.*, 1981) e, na região de São Pedro, apresenta um relevo típico, com uma rampa suave no reverso, vertentes escarpadas no *front*, depósitos de tálus no pé da escarpa e colinas suaves e morros testemunhos na depressão ortoclinal (Figura 2).

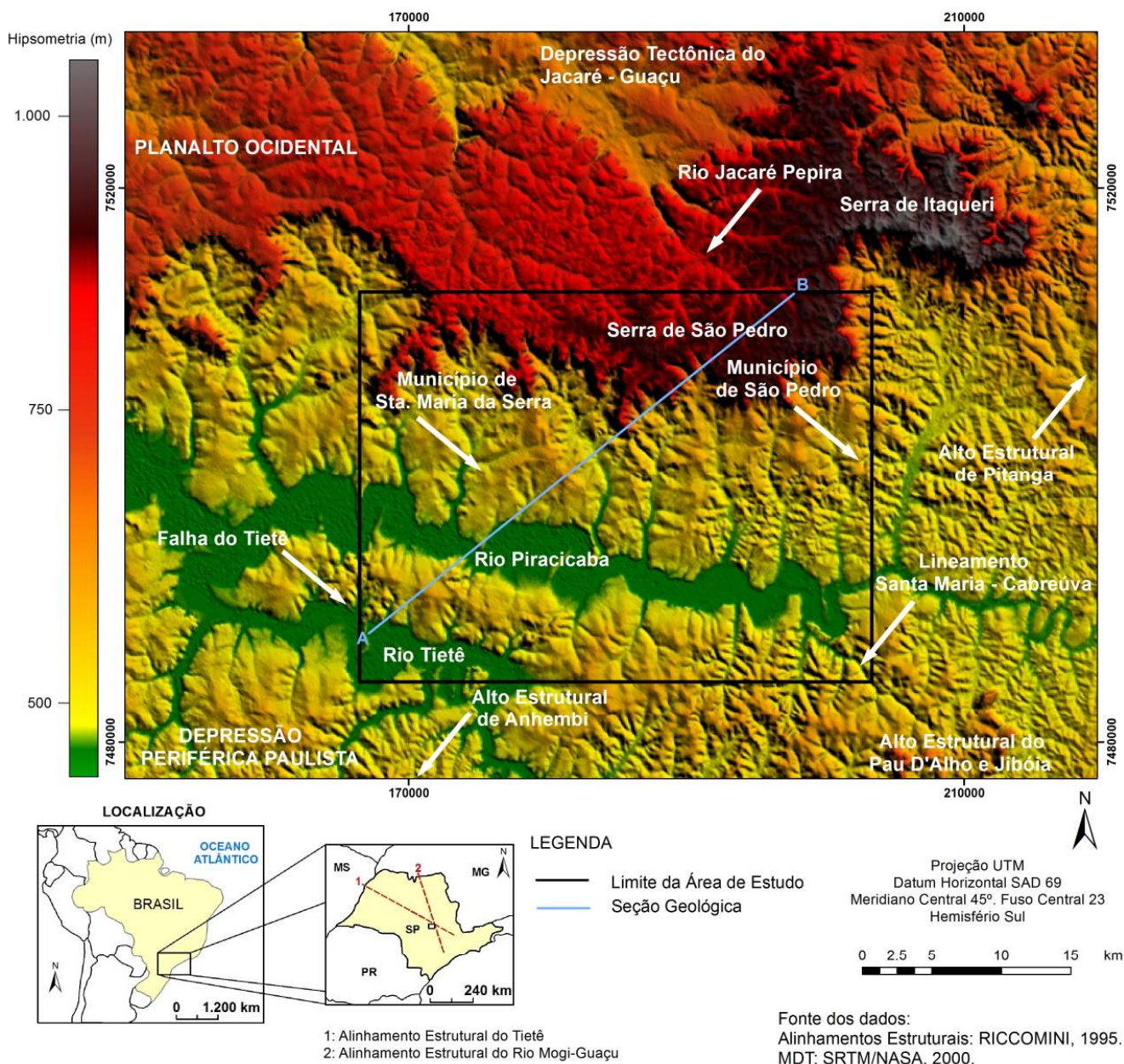


Figura 1 - Localização da área de estudo

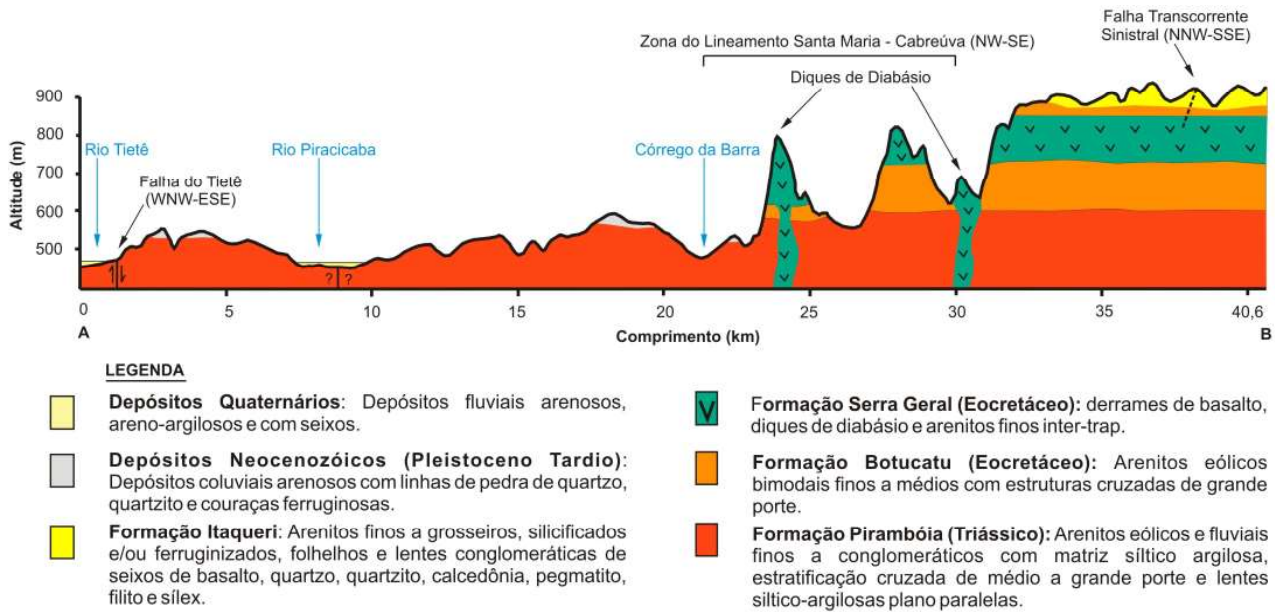


Figura 2 - Seção geológica A-B (SW-NE).

O topo da serra apresenta altitude próxima de 900 m e é sustentado por arenitos de matriz argilosa, folhelhos e, pontualmente, arenitos silicificados (ALMEIDA & BARBOSA, 1953) e ferruginizados (LADEIRA, 2001). Na escarpa alternam-se camadas de arenitos eólicos finos bimodais da Formação Botucatu e derrames de basalto e diques de diabásio da Formação Serra Geral (PONÇANO *et al.*, 1981), ambos do Eocretáceo (SCHERER, 1998 e THIEDE & VASCONCELOS, 2010). À frente da escarpa ocorrem colinas alongadas de topos amplos esculpidas sobre arenitos finos a conglomeráticos fluviais (ALMEIDA & BARBOSA, *op. cit.*) e eólicos (CAETANO-CHANG & WU, 2006), além de eventuais depósitos arenosos neocenozoicos (MELO *et al.*, 2001). Essas colinas amplas apresentam topos nivelados em aproximadamente 620 m e são seccionadas por canais de drenagem que nascem no reverso da serra, descem a escarpa e deságuam no Rio Piracicaba, em cuja planície se encontra aluviões quaternários.

Em relação aos aspectos tectônicos, salienta-se que a região é cortada pelo Lineamento Santa Maria-Cabreúva (PIRES NETO, 1996), que corresponde a um grande alinhamento (NW-SE) regional de feições de relevo e drenagem onde são encontradas intrusões de diabásio (Eocretáceo) e falhas normais e inversas provavelmente associadas à distensão/compressão

derivada da abertura do Atlântico Sul (Figuras 1 e 2). A área está próxima também de outras duas grandes linhas estruturais regionais (Figura 1): 1) Alinhamento do Tietê (NW-SE): assinalado por Coimbra *et al.* (1977) e Riccomini (1995), corresponde a uma grande estrutura pré-cambriana ou paleozoica composta por uma série de falhas que apresentaram comportamento tectônico variável no tempo geológico, atuando não apenas de calha deposicional como também na forma de estrutura elevada compartimentadora da deposição; 2) Alinhamento do Mogi-Guaçu (NNW-SSE): delimitado por Coimbra *et al.* (1981) e Riccomini (*op. cit.*), é uma longa faixa de lineamentos e falhas com comportamento diferenciado no tempo e no espaço. Nela se alojam intrusões alcalinas e, nas imediações do cruzamento com o Alinhamento do Tietê, é sítio dos altos estruturais de Pitanga, Artêmis, Pau D'Alho e Jibóia. Os altos de Anhembi, Pau D'Alho, Artêmis e Jibóia têm gênese associada aos esforços da fragmentação da Gondwana no Eocretáceo (SOUSA, 2002; ARAUJO *et al.*, 2006), enquanto que o alto estrutural de Pitanga seria fruto das transcorrências do período neotectônico (RICCOMINI, *op. cit.* e SIQUEIRA, 2011).

3. Materiais e Métodos

Inspirada na proposta de Panizza & Castaldini (1985), que estabeleceram os quatro níveis para a reali-

zação dos estudos morfotectônicos, e na contribuição de Ab'Saber (1969) acerca das etapas a serem seguidas nos estudos geomorfológicos do Quaternário, a realização deste trabalho foi dividida em três momentos principais:

I) Delimitação dos compartimentos geomorfológicos e morfoestruturais da área e do entorno a partir da interpretação de cartas topográficas (IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, escala 1:50.000, folhas Piracicaba, Itirapina, Brotas e Santa Maria da Serra), clinográfica, hipsométrica, perfis topográficos, modelo digital de terreno e trabalhos de campo exploratórios.

II) Levantamento sistemático de campo dos materiais (rochas, solos e depósitos), dos dados estruturais das falhas, fraturas, juntas e mergulho dos estratos sedimentares e realização da análise estrutural; mapeamento morfológico e da rede de drenagem (1:50.000) por meio de fotografias aéreas (IA – SMA, escala 1:25.000; ano de 1962), que também serviram de base para a representação dos fotolineamentos. Esses produtos foram fundamentais para a identificação das anomalias do relevo e da rede de drenagem, sendo, juntamente com as informações dos perfis longitudinais das drenagens e do contorno estrutural, elementos-chaves para a interpretação morfotectônica da área.

III) Delimitação dos blocos tectônicos e análise morfotectônica da área.

Foram analisados também os seguintes parâmetros qualitativos e quantitativos da rede de drenagem que são indicativos de controle estrutural e tectônico do relevo: padrão, densidade de drenagem, densidade hidrográfica, angularidade, tropia, assimetria e formas anômalas (HOWARD, 1967; CHRISTOFOLETTI, 1974; SILVA, 2012); fator de assimetria da bacia de drenagem (COX, 1994 e SALAMUNI *et al.*, 2004); simetria topográfica transversal (HARE & GARDNER, 1985 e SALAMUNI *et al.*, *op. cit.*); relação declividade-extensão (*stream gradient index*) por setor da drenagem (HACK, 1973; MARTINEZ *et al.*, 2011; QUEIROZ *et al.*, 2015), adaptado e nomeado por Etchebehere (2000) e Etchebehere *et al.* (2011) como RDE setor; relação declividade-extensão total da drenagem (MC KEOWN, 1988, PINHEIRO, 2014), adaptada e nomeada por Etchebehere (*op. cit.*) como RDE total.

Os mapas foram elaborados nos *softwares* Arc Gis 9.3 e Global Mapper 10, enquanto que os dados estruturais foram tratados e analisados no *software* Open Stereo 0.1.2. O contorno estrutural, que consiste numa avaliação da posição altimétrica de camadas guias ou formações geológicas, foi realizado pela interpolação da cota do topo das Formações Irati e Corumbataí. Como as duas formações não afloram na área, o valor da altimetria do topo delas foi obtido por meio da interpretação de perfis de sondagens profundas e possibilitou avaliar as perturbações da estratigrafia da área.

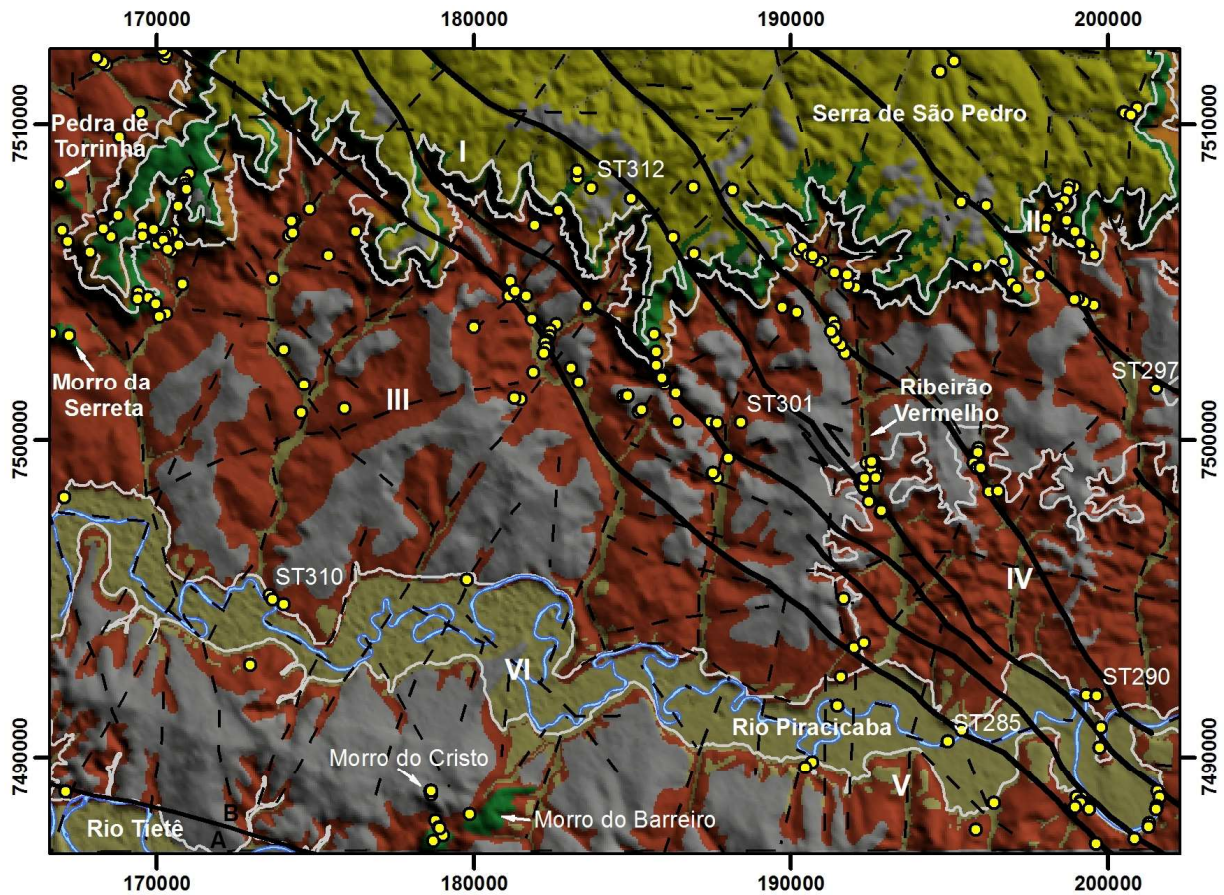
Por fim, foram realizadas datações absolutas por OSL (*optically stimulated luminescence* – luminescência opticamente estimulada) de terraços fluviais do Piracicaba e materiais arenosos dos topos dos interflúvios para estabelecer uma cronologia dos depósitos e tentar identificar uma possível relação com a neotectônica. As datações foram realizadas na empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda.

4. Resultados e Discussões

4.1. Compartimentação Geomorfológica e Morfoestrutural

Como destacado anteriormente, a região da Serra de São Pedro está inserida na transição entre duas grandes morfoestruturas, o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica Paulista (Figuras 1 e 4a), zona cortada por grandes estruturas regionais. Essa posição peculiar da área condiciona o estabelecimento de uma morfologia do relevo bastante variada e complexa. Assim, a área de estudo foi dividida em seis unidades geomorfológicas e morfoestruturais (Figura 3), que possuem formas, estruturas, materiais e processos particulares, como será exposto a seguir.

A) Reverso da Cuesta: corresponde ao topo da Serra de São Pedro, sendo composto por colinas suaves e morros baixos desenvolvidos sobre arenitos finos a conglomeráticos, siltitos e folhelhos, além de morrotes isolados sustentados por fácies encouraçadas, ambos da Formação Itaqueri (Figuras 2 e 3). Eventualmente, essas formas desenvolvem-se também sobre materiais arenosos a arenoargilosos inconsolidados que apresen-



Compartimentos Geomorfológicos e Morfoestruturais

- | | | | | | |
|----|-------------------|----|--------------------------------|-----|----------------------------------------|
| I | Reverso da Cuesta | II | Escarpa da Cuesta | III | Glacis Preservado |
| IV | Glacis Dissecado | V | Interflúvio Piracicaba - Tietê | VI | Planície Aluvial do Piracicaba e Tietê |

Legenda

- | | | | | | |
|--|------------------------------------------------|--|---------------------------|--|-------------------------|
| | Estruturas do Lineamento Sta. Maria - Cabreúva | | Lineamentos Principais | | Rios Piracicaba e Tietê |
| | Falha Normal (Falha do Tietê) | | Limite dos Compartimentos | | Pontos de Observação |

- | | | | |
|--|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | Depósitos Quaternários: Depósitos fluviais arenosos, areno-argilosos e com seixos. | | Formação Serra Geral (Eocretáceo): derrames de basalto, diques de diabásio e arenitos finos inter-trap. |
| | Depósitos Neocenozóicos (Pleistoceno Tardio): Depósitos coluviais arenosos com linhas de pedra de quartzo, quartzito e couraças ferruginosas. | | Formação Botucatu (Eocretáceo): Arenitos eólicos bimodais finos a médios com estruturas cruzadas de grande porte. |
| | Formação Itaqueri: Arenitos finos a grosseiros, silicificados e/ou ferruginizados, folhelhos e lentes conglomeráticas de seixos de basalto, quartzo, quartzito, calcedônia, pegmatito, filito e sílex. | | Formação Pirambóia (Triássico): Arenitos eólicos e fluviais finos a conglomeráticos com matriz siltico argilosa, estratificação cruzada de médio a grande porte e lentes siltico-argilosas plano paralelas. |

Projeção UTM
 Datum Horizontal: SAD69
 Meridiano Central 45° - Fuso 23
 Hemisfério Sul

0 3 6 9 12 km



Fonte dos Dados: MDT: SRTM/NASA, 2000.
 Levantamento Geológico: ALMEIDA & BARBOSA, 1953; MEZZALIRA, 1965; CPRM, 1980a e 1980b; PAULIPETRO, 1980; DNPM, 1984; PINHEIRO, 2014.
 Elaboração: Marcos Roberto Pinheiro. 2014.

Figura 3 - Compartimentos geomorfológicos e morfoestruturais

tam linhas de pedra de quartzo, quartzito e couraças ferruginosas (PINHEIRO, 2014). Dentro dos princípios estabelecidos nos estudos clássicos de Cailleux & Tricart (1959) e Christofolletti & Penteadó (1970), essas *stone lines* poderiam ser interpretadas como paleopavimentos detríticos que evidenciarão a atuação de climas pretéritos mais secos com morfogênese mecânica, o que é reforçado pela proximidade das idades desses materiais grosseiros (Tabela 1) com a do último máximo glacial e a transição Pleistoceno-Holoceno, que para vários autores consistiram em períodos muito secos no sudeste brasileiro (LICHTE, 1990; STEVAUX, 1993; LEDRU *et al.*, 1996; MAYLE *et al.*, 2009; ARAUJO, 2013, entre outros).

Os pontos mais elevados do reverso apresentam altitude média de 900 m e configuram o interflúvio que separa as drenagens que seguem para o reverso, afluentes do Rio Jacaré Pepira, das que drenam para a Depressão Periférica e são tributárias do Rio Piracicaba (figuras 2 e 3). Esses pontos corresponderiam aos testemunhos da Superfície das Cristas Médias (DE MARTONNE, 1940),

tida como paleogênica, porém a idade pleistocênica dos depósitos (Tabela 1) que a recobrem sugerem que esta superfície estaria sendo desmantelada (PINHEIRO, 2014) e que esses depósitos seriam derivados da erosão da Formação Itaqueri, tal como suposto por Santos & Ladeira (2006).

As vertentes e topos de interflúvios apresentam inúmeras irregularidades (cornijas) que em geral coincidem com afloramentos de fácies mais resistentes da Formação Itaqueri ou variações nos derrames basálticos, sugerindo um controle litológico da evolução do relevo (Figura 4c). Por outro lado, a rede de drenagem apresenta características que indicam um controle estrutural (Tabela 2) do sistema fluvial, hipótese que é reforçada pela correspondência entre a direção das estruturas medidas em campo (Figura 5a) e a orientação das drenagens de todas as ordens. A área apresenta ainda inúmeros fraturamentos NE-SW, NW-SE e WNW-ESE (Figuras 5a e 4b), porém, raramente foi possível diferenciar falhas e juntas devido à dificuldade de identificação dos indicadores cinemáticos.

Tabela 1: Datação absoluta dos depósitos fluviais e coluviais

Amostra	Tipo de Material e Posição no Relevo	Altitude (m)	Profundidade (m)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Idade (anos)
ST285	Depósito fluvial arenoso em baixo terraço do Rio Piracicaba	450	0,6	3,515 ± 0,127	0,638 ± 0,085	0,939 ± 0,136	750 ± 120
ST290	Depósito fluvial arenoso em alto terraço do Rio Piracicaba, na borda do Glacis Dissecado	480	2,5	6,650 ± 0,239	1,359 ± 0,082	0,182 ± 0,026	39.300 ± 4.100
ST297A	Depósito coluvial arenoso em colina ampla do Glacis Preservado	552	0,6	4,224 ± 0,152	0,875 ± 0,075	0,221 ± 0,032	65.580 ± 7.650
ST297B	Linha de seixos de quartzo e couraças ferruginosas em depósito coluvial de colina ampla do Glacis Preservado	552	1,3	5,894 ± 0,212	0,749 ± 0,182	0 ± 0	81.260 ± 10.250
ST297C	Material arenoso do segundo nível de linha de seixos de um depósito coluvial de colina ampla do Glacis Preservado	552	1,9	3,327 ± 0,117	0,496 ± 0,267	0,083 ± 0,012	106.900 ± 20.250
ST301A	Material arenoso 1 metro acima do nível da linha de seixos em colina ampla do Glacis Preservado	538	11	4,051 ± 0,146	0,725 ± 0,157	0,208 ± 0,030	81.750 ± 14.750
ST301B	Linha de seixos de quartzo e couraças ferruginosas em depósito coluvial de colina ampla do Glacis Preservado	538	12	4,051 ± 0,146	0,725 ± 0,157	0,208 ± 0,030	85.000 ± 12.000
ST310	Depósito areno-cascalhento de um alto terraço fluvial do Rio Piracicaba, na borda do Glacis Preservado	450	2,5	5,111 ± 0,184	1,578 ± 0,026	0,211 ± 0,031	28.930 ± 2.720
ST311*	Linha de seixos de quartzo e couraças ferruginosas em depósito silto-argiloso do Reverso	803	1,6	5,598 ± 0,202	1,508 ± 0,150	0,317 ± 0,046	12.000 ± 1.500
ST312	Linha de seixos de quartzo e couraças ferruginosas em depósito silto-argiloso do Reverso	838	1,2	6,587 ± 0,237	1,585 ± 0,316	0,475 ± 0,069	17.150 ± 2.700

* Esta amostra foi coletada fora da área de estudo, cerca de 1 km do limite NW desta. As coordenadas do ponto são: 788.005 m E; 7514268 m S. Fuso 22. A localização das demais amostras está na figura 3.

Tabela 2: Parâmetros Qualitativos e Quantitativos da Rede de Drenagem							
Unidade	Padrão	Densidade de Drenagem (km/km ²)	Densidade Hidrográfica (canais/km ²)	Angularidade ¹	Tropia ²	Assimetria ³	Formas Anômalas
Reverso da Cuesta	Treliça a Subdendritico	2,49	4,96	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Bidirecional (NE-SW e NW-SE)	Não há	Mudanças bruscas na direção dos rios, retilinearidade de canais e drenagens ortogonais ao canal principal
Escarpa de Cuesta	Dendritico com tendência a Subparalelo	3,94	8,77	-Média entre os canais de terceira ordem ou superior. - Fraca na confluência dos canais de primeira e segunda ordens.	Multidirecional	Fraca	Retilinearidade das drenagens e mudanças bruscas na direção dos canais
Glacis Preservado	Dendritico, com áreas de padrão Retangular a Subdendritico.	1,98	3,48	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Multidirecional (N-S, E-W, NE-SW e NW-SE)	Predominantemente fraca, com áreas restritas de assimetria forte	Retilinearidade de canais e mudanças bruscas na direção das drenagens
Glacis Dissecado	Dendritico	3,39	8,6	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°	Multidirecional (N-S, WNW-ESE, NW-SE e NE-SW)	Não há	Retilinearidade de canais e mudanças bruscas na direção das drenagens
Planície Aluvial do Piracicaba - Tietê	Meândrico ⁴	1,47	0,93	Média a baixa	Tridirecional (WNW-ESE, E-W e N-S)	Forte	Meandros encaixados e inflexões do cinturão meândrico coincidindo com as direções das estruturas tectônicas
Interflúvio Piracicaba - Tietê	Dendritico a Paralelo	1,96	3,72	Média, com ângulos de confluência predominantemente próximos a 90°. Baixa entre os canais extensos e retíneos	Multidirecional (N-S, E-W, WNW-ESE, NW-SE, NNW-SSE, NNE-SSW)	Fraca (diferença no número de canais).	Retilinearidade dos canais

1): A angularidade é considerada “Baixa” quando o ângulo de confluência dos canais é inferior a 60°, “Média” quando ele varia entre 60 e 120° e “Alta” quando ele for superior a 120°. **2):** A tropia é unidirecional quando os canais estão orientados em uma única direção preferencial, bidirecional quando são duas direções, tridirecional para 3 direções e Multidirecional quando a drenagem se apresentar estruturada ou não estruturada. **3):** A assimetria é considerada “Fraca” quando os canais se diferenciam apenas no seu tamanho ou somente no número de ocorrências, “Forte” quando os canais se diferenciam quanto à forma e tamanho/número de ocorrências. **4):** Não existe padrão de drenagem meândrico, apenas padrão de canal, porém, devido à especificidade dessa unidade, ela foi diferenciada das demais a partir das características do canal fluvial.

B) Escarpa da Cuesta: equivalente ao *front de cuesta*, corresponde a uma grande zona escarpada com cerca de 250 m de amplitude altimétrica e declividade elevada. Embora tenha nítida direção principal WNW

-ESE e W-E, apresenta um arranjo bastante irregular em que se alternam grandes anfiteatros, promontórios, esporões e interflúvios em crista (Figuras 3 e 4a). A área apresenta grande variedade de litologias, domi-

nando arenitos finos a médios da Formação Botucatu (Eocretáceo) e basaltos/diabásios da Formação Serra Geral (Eocretáceo), o que explica, em parte, a grande variabilidade de formas: as irregularidades das vertentes, os patamares (Figura 4d) e muitos dos *knickpoints* estão relacionados às mudanças litológicas (Figura 4e) e à resistência diferencial das rochas.

Nesse compartimento há um predomínio de falhas transcorrentes e normais, sobretudo estruturas WNW-ESE, NW-SE e NE-SW, (Figuras 5b e 5c) ambas com rejeito pequeno e de impacto reduzido no relevo. Da mesma forma que na unidade anterior, os indicadores cinemáticos são raros nos planos de falha, mas em certos casos foi possível observar estrias sub-horizontais (falha transcorrente, provavelmente associada ao regime neotectônico) cortando estrias subverticais (falha normal, provavelmente associada à distensão pós-fragmentação gondwânica) no basalto (Figura 4f), o que demonstra que a neotectônica na área se dá pela reativação de antigos planos, em acordo com as ideias de Hasui (1990), para quem a tectônica apresenta um caráter ressurgente.

Ao contrário da unidade anterior, não está claro um possível controle tectônico da rede de drenagem nesse compartimento (Tabela 2), principalmente porque não há uma orientação evidente na direção dos rios. O padrão subparalelo e o arranjo linear de parte dos canais na área podem ser fruto da elevada declividade e da grande variação litológica do local.

C) Glacis: corresponde às colinas alongadas de topos suavemente convexos situadas entre a base da escarpa e o Rio Piracicaba. Cortada por sete canais de drenagens N-S que nascem no reverso e deságuam no Piracicaba, essa área é sustentada por arenitos finos a conglomeráticos da Formação Pirambóia (Triássico) e apresenta uma zona com relevo dissecado e densidade de drenagem mais elevada (Figura 3 e Tabela 2), a sudeste. A zona dissecada é chamada de Glacis Dissecado, enquanto que as outras regiões integram o Glacis Preservado. Os topos das colinas do glacis são limitados por extensas áreas de cornijas (rupturas), as quais geralmente estão associadas às variações das diferentes fácies sedimentares da Formação Pirambóia, bem como às mudanças na disposição das camadas (PINHEIRO, 2014).

O topo do glacis apresenta nível geral com altimetria de até 620 m, que corresponderia à Superfície Neogênica de De Martonne (1940). Nessa superfície de cimeira são encontradas espessas camadas de depósitos coluvionares arenosos cuja origem ainda é desconhecida. A idade pleistocênica desses materiais (Tabela 1) suscita questões sobre a real existência da Superfície Neogênica na área, uma vez que os materiais são muito mais recentes que essa feição geomorfológica. Esses depósitos apresentam ainda dois níveis de linhas de pedra que, tal como para os depósitos do reverso da cuesta, foram interpretados como indícios de climas pretéritos mais secos com predomínio de morfogênese mecânica.

Os planos de descontinuidade (falhas e juntas) da área mostram um predomínio de estruturas NW-SE, NE-SW e NNW-SSE (Figuras 5d e 5e), com ocorrência de falhas normais, direcionais, estruturas em flor e grandes planos de fraturamentos subverticais que podem ser não apenas famílias de juntas como também transcorrências. Essas estruturas ocorrem por toda a área, mas são mais frequentes na zona cortada pelo Lineamento Santa Maria- Cabreúva (Figura 3), onde falhas normais NW-SE centimétricas cortam depósitos fluviais quaternários na bacia do Ribeirão Vermelho (Figura 4h), sendo uma evidência clara da atividade neotectônica na área.

Com relação à rede de drenagem, foram identificadas assimetrias pontuais no glacis preservado e inúmeras formas anômalas (Tabela 2) cuja localização coincide com a zona cortada pelo Lineamento Santa Maria-Cabreúva (figura 3). Esse cenário, juntamente com a clara correspondência entre a direção dos planos estruturais medidos em campo e a orientação dos rios de diversas ordens, reforça a hipótese do controle estrutural da rede de drenagem, tal como verificado no reverso da *cuesta*.

D) Interflúvio Piracicaba-Tietê: apresenta relevo suave de colinas convexas sobre a Formação Pirambóia com eventuais morros sustentados por intrusões de diabásio da Formação Serra Geral. O interflúvio é estreito, apresenta orientação WNW-ESE e altimetria equivalente à do topo do Glacis Preservado, porém, com um relevo ligeiramente mais dissecado por conta da posição singular da unidade, entre duas grandes drenagens.



Figura 4: (a) vista geral da Serra de São Pedro e Depressão Periférica Paulista. (b) possível falha transcorrente NE-SW com componente normal em basalto no reverso. (c) sucessão de cachoeiras em diferentes fases de um derrame basáltico do reverso. (d) patamar basáltico na escarpa. (e) *knickpoint* derivado de variação litológica na escarpa. (f) estrias de atrito horizontais e verticais em plano de falha NNW-SSE num basalto. (g) falha normal NW-SE centimétrica cortando arenito Pirambóia na margem direita do Rio Piracicaba. (h) falhas normais NW-SE centimétricas e juntas cortando arenito Pirambóia e depósito fluvial quaternário. (i) alto terraço fluvial grosseiro do rio Piracicaba. **Autores:** (a) André Barreiros; (e) Pedro Marques; Demais fotos: Marcos R. Pinheiro.

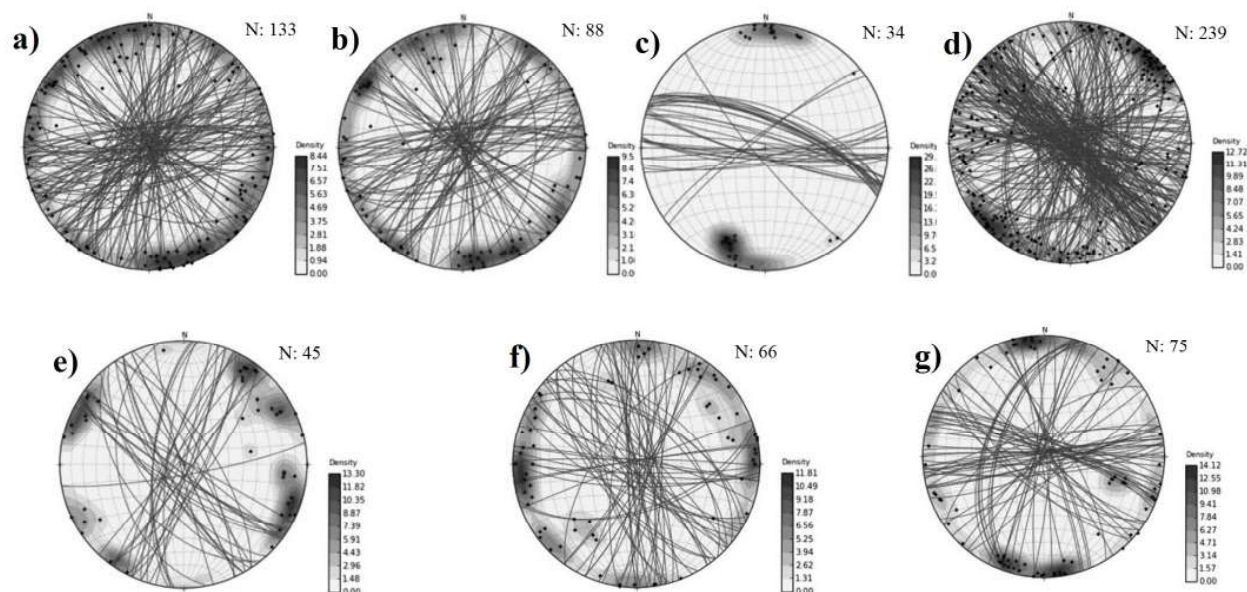


Figura 5: Projeção estereográfica dos pólos e grandes círculos da atitude das (a) falhas e juntas do reverso; (b) juntas e (c) falhas da escarpa; (d) juntas e (e) falhas do glacia; (f) falhas e juntas do interflúvio Piracicaba-Tietê; (g) falhas e juntas da Volta Grande do Samambaia, na planície do Piracicaba.

Hemisfério inferior de igual área. Projeção de Schmidt.

Na porção oeste do interflúvio, local onde ocorrem os diques de diabásio (morros do Cristo e Barreiro – Figura 3) e falhas normais WNW-ESE e NW-SE (figura 5f), o relevo é ligeiramente mais dissecado e as vertentes apresentam rupturas sucessivas. Essas rupturas são fruto da maior resistência da rocha básica em relação ao arenito e às prováveis variações granulométricas e de orientação dos estratos sedimentares do Pirambóia. Apesar disso, não se descarta a ocorrência de basculamentos localizados decorrentes das atividades mesozoicas da Falha do Tietê (Figuras 2 e 3), mapeada pioneiramente por Soares (1973), em cujo bloco alto atualmente se instala o leito do rio homônimo devido à inversão do relevo.

As limitações de acesso e a falta de bons afloramentos para descrição e medição das estruturas tectônicas dificultaram a avaliação da influência da atividade neotectônica nesse compartimento, porém, a persistência das mesmas anomalias da rede de drenagem verificadas nas outras unidades geomorfológicas (Tabela 2) sugere que as estruturas (neotectônicas e mais antigas) condicionam a organização do sistema fluvial e, por conseguinte, a esculturação do relevo.

E) Planície Aluvial do Baixo Piracicaba e Tietê: abarca uma pequena área da planície aluvial do Tietê, mas compreende, sobretudo, uma extensa faixa ao longo do

baixo Piracicaba, abrangendo a parte final do trecho em que este rio está encaixado sobre rochas permotriássicas, a leste, e o setor em que se instala uma larga planície meândrica, a partir da desembocadura do Ribeirão Vermelho, onde se estabelecem meandros divagantes com leitos móveis. Nesse setor, o rio tem gradiente muito baixo e a altitude máxima não ultrapassa 450 m.

A planície do Piracicaba tem orientação WNW-E-SE, porém essa direção geral apresenta inúmeras rupturas, sobretudo nas direções NE-SW, NW-SE e N-S. Essas irregularidades coincidem com as direções de canais afluentes bastante retilíneos, inflexões do cinturão meândrico (Figura 3) e prováveis estruturas tectônicas (juntas e falhas) que cortam o rio (Figuras 4g e 5g), sugerindo que a formação dos terraços fluviais estaria subordinada à tectônica, tal como levantado por Pires Neto (1996), contrapondo-se à visão de Coutard *et al.* (1978), para os quais esses terraços seriam derivados das flutuações climáticas quaternárias.

Para que a hipótese da gênese tectônica dos terraços fosse plausível seria necessária uma grande atividade quaternária das estruturas, uma vez que os terraços fluviais (residuais) mais elevados estão até quase 100 m acima do nível atual do canal, sobre a borda do glacia e fora da planície aluvial atual. Essa possível forte atividade neo-

tectônica que teria alterado o nível de base e dado origem aos terraços altos não encontra sustentação nos dados levantados em campo, uma vez que foram encontrados apenas grandes planos de juntas e falhas transcorrentes e normais de pequeno rejeito (Figura 4g), ambos orientados nas direções NW-SE e NE-SW. Além disso, a datação absoluta dos altos terraços do Piracicaba (Tabela 1) mostra que esses depósitos fluviais, geralmente compostos de seixos arredondados e areia grossa (Figura 4i), seriam contemporâneos de períodos muito secos e frios do último glacial, pois entre 50.000 e 40.000 anos (LEDRU *et al.*, 1996 e BEHLING & LICHTER, 1997) e 30.000 e 18.000 anos (BEHLING *et al.*, 1998) o clima do sudeste brasileiro teria sido árido ou semi-árido, com vegetação mais aberta (período da resistasia – aumento da erosão dos interflúvios e assoreamento dos rios), apresentando elevação da umidade e expansão da vegetação arbórea posteriormente (período da biostasia – diminuição da erosão e início do entalhamento dos depósitos). Nesse quadro, os materiais desses terraços corresponderiam provavelmente à intensa sedimentação fluvial desses períodos secos, sendo entalhados pelo rio com a mudança do clima para mais úmido.

Essa interpretação refutaria a hipótese da gênese tectônica dos terraços fluviais levantada por Pires Neto

(1996) e se aproximaria da interpretação climática de Coutard *et al.* (1978). As datações, por sua vez, descartariam a idade relativa dos depósitos estimada nesse estudo mais antigo: os autores haviam inferido que cada um dos quatro níveis de terraços fluviais do Piracicaba corresponderia a uma das quatro grandes glaciações (Günz, Mindel, Riss e Würm) do Quaternário, o que é incompatível com as idades do final do Pleistoceno encontradas nas datações (Tabela 1). Essas interpretações são compatíveis com os trabalhos de Storani & Perez Filho (2012 e 2015), os quais dataram e atribuíram os níveis de terraços e pedimentos do rio Mogi-Guaçu-SP, outro rio conseqüente da Bacia do Paraná, às mudanças do clima holocênico em detrimento da atividade neotectônica.

4.2. Assimetrias das Bacias de Drenagem

A análise conjunta dos índices T (fator de simetria topográfica transversal) e AF (fator de assimetria da bacia de drenagem) das sete principais sub-bacias que compõem a área estudada possibilitou dividi-las em três graus de intensidade de assimetria e possível influência tectônica: pouco, pouco a mediano, mediano. A figura 6 representa uma síntese dessa divisão e os valores de T (valor médio das seções transversais) e AF em cada sub-bacia.

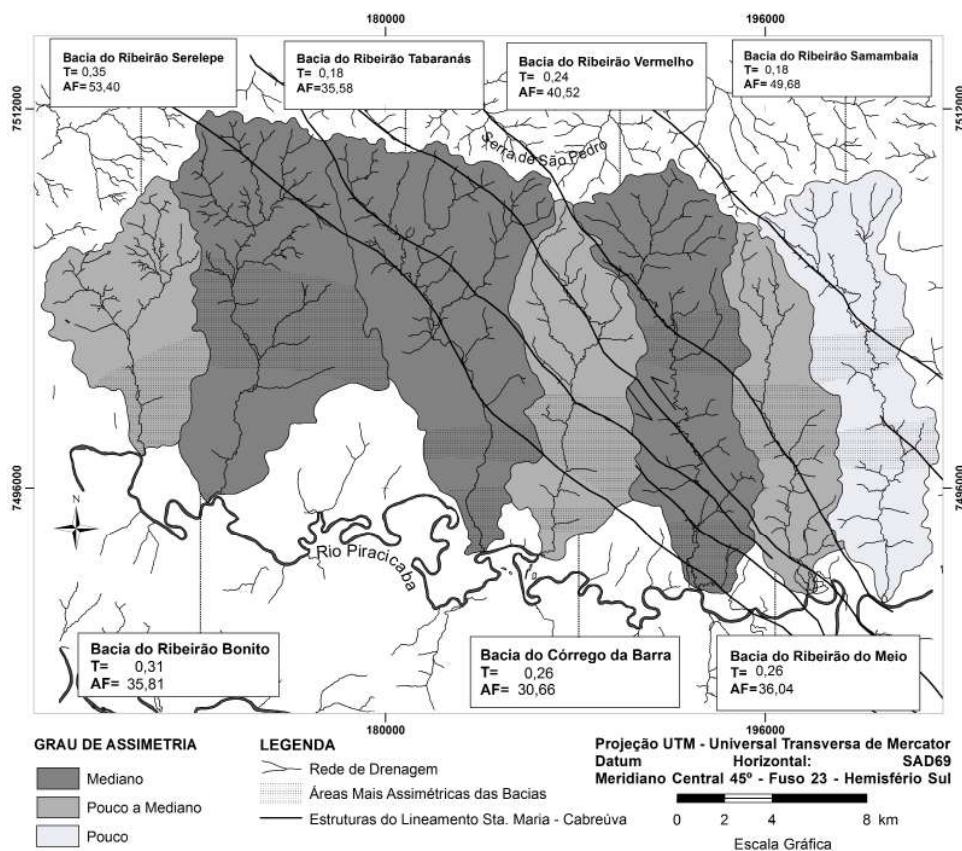


Figura 6 - Graus de assimetria das principais bacias de drenagem.

As bacias apresentaram resultados bastante semelhantes, com índices de assimetrias relativamente baixos e possível basculamento à direita (ascensão da margem esquerda e subsidência da margem direita, a oeste) em cinco delas (Serelepe, Bonito, Barra, Vermelho e Meio), não se verificando, entretanto, nenhum indício evidente de possível controle tectônico das assimetrias. Uma análise mais detalhada de cada bacia mostrou que, embora os índices médios de cada unidade apontem para uma assimetria pequena, há alguns setores em cada bacia que apresentam assimetria muito maior e que, em certos casos, coincidem com as áreas de inflexões dos canais de drenagem e zonas cruzadas pelo Lineamento Santa Maria-Cabreúva, sendo as bacias do Bonito, Córrego da Barra, Vermelho e Meio os exemplos mais evidentes (Figura 6).

Os dados de campo corroboraram a hipótese da não ocorrência de grandes basculamentos de blocos, pois, além de não terem sido identificados falhamentos com rejeitos expressivos, os estratos das rochas só apresentaram-se com alterações no mergulho junto aos planos de cisalhamento, demonstrando que essa é uma situação apenas pontual. Em muitos casos, as assimetrias nas bacias refletem apenas fatores atectônicos, como a disposição das camadas sedimentares, que apresentam mergulho suave para NW.

Ainda que os dados não sugiram basculamentos de blocos, é possível que estes ocorram e que a técnica utilizada não tenha sido suficiente para identificá-los. Como as bacias assinaladas têm orientação N-S e a técnica utilizada só avalia o deslocamento lateral do canal principal em relação ao centro da bacia, apenas basculamentos

nas direções W ou E poderiam ser identificados, dessa forma, possíveis basculamentos N-S não seriam visíveis. Isso poderia explicar a razão do basculamento de 5 e 8° de dois blocos para sul no sopé da serra, que havia sido registrado no trabalho pioneiro de Bjornberg (1969), não ter sido confirmado pela análise da assimetria das bacias.

4.3. Análise dos Perfis Longitudinais dos Rios

Para verificar a existência de deformações que indiquem a ação neotectônica na área de estudo, foram feitos perfis longitudinais de 38 canais de drenagem (Figura 8) distribuídos por toda a área, dando-se atenção especial aos canais mais extensos. A análise baseou-se na identificação de irregularidades dos perfis (RDE setor) em relação à curva de melhor ajuste ou perfil de equilíbrio do rio. Deslocamentos do perfil longitudinal abaixo da curva teórica foram interpretados como possíveis trechos em subsidência, enquanto que os segmentos acima da curva de melhor ajuste foram considerados como prováveis trechos em ascensão (Figura 7).

Os perfis longitudinais das drenagens do reverso da *cuesta* apresentam deslocamentos que sugerem uma ascensão do trecho de montante em relação aos demais trechos, porém, verificou-se em campo que a maior parte dos *knickpoints* não está relacionada a fatores tectônicos, mas sim à heterogeneidade dos derrames basálticos (Figura 4c) que, por erosão diferencial, condiciona a formação de soleiras e cachoeiras. Não se descarta que algumas das irregularidades dos perfis estejam associadas aos falhamentos que cortam os canais, inclusive porque foram encontradas falhas transcorrentes NE-SW com

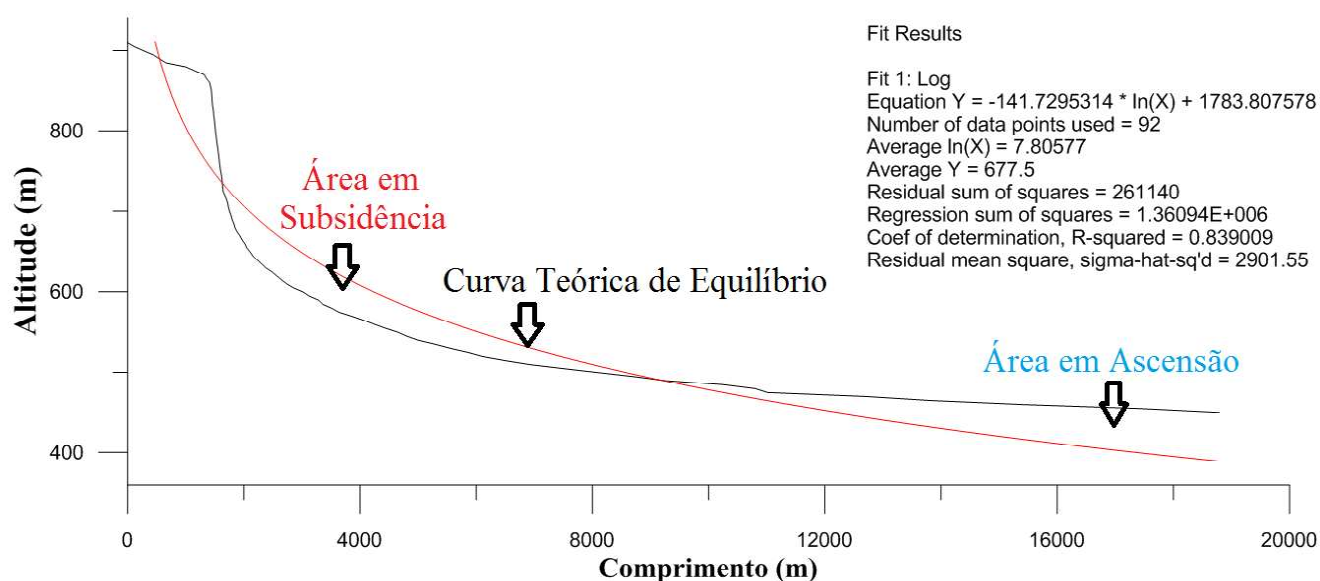


Figura 7 - Perfil longitudinal do ribeirão do Meio, curva teórica de equilíbrio e modelo interpretativo.

componente normal próximo a uma cachoeira (figura 4b), mas essa parece ser apenas uma situação pontual.

As drenagens principais que cortam a escarpa e cruzam o glaciais para desaguar no Piracicaba apresentam maiores indícios de atividade tectônica que teria perturbado os perfis longitudinais. Descartando-se o trecho da escarpa, onde os *knickpoints* estão associados à grande variação litológica (Figuras 2 e 4e) e à declividade elevada, os perfis apresentam no glaciais uma situação inversa ao verificado no reverso: o trecho de montante apresenta-se abaixo da curva teórica de equilíbrio, enquanto que o de jusante apresenta-se acima, sugerindo a subsidência do primeiro e a ascensão do segundo. Tendo-se como exemplo os ribeirões Vermelho (36), Meio (37) e Samambaia (38) (Figuras 7 e 8), que são cortados pelo Lineamento Santa Maria-Cabreúva, a situação é bem didática: no

trecho em subsidência, a montante, está concentrada grande parte dos terraços, que por sua vez apresentam granulometria mais grosseira (seixos arredondados e subarredondados de basalto, quartzo, diabásio, arenito e couraças), enquanto que no trecho em ascensão o relevo é mais dissecado, os terraços são mais baixos, raros e compostos basicamente de areia. Além disso, a faixa de transição entre as áreas é cortada pelo grande lineamento supracitado, que, embora tenha provável movimentação transcorrente sinistral em uma de suas estruturas, apresenta também falhas normais NW-SE centimétricas, estruturas em flor negativa (transtensão), além de inúmeros planos de juntas NE-SW e W-E, ambos cortando o arenito Pirambóia e depósitos quaternários (Figura 4h) no Ribeirão Vermelho, situação semelhante ao encontrado por Riccomini (1995) e Siqueira (2011) no vale do Rio Passa Cinco, na região do Alto Estrutural de Pitanga.

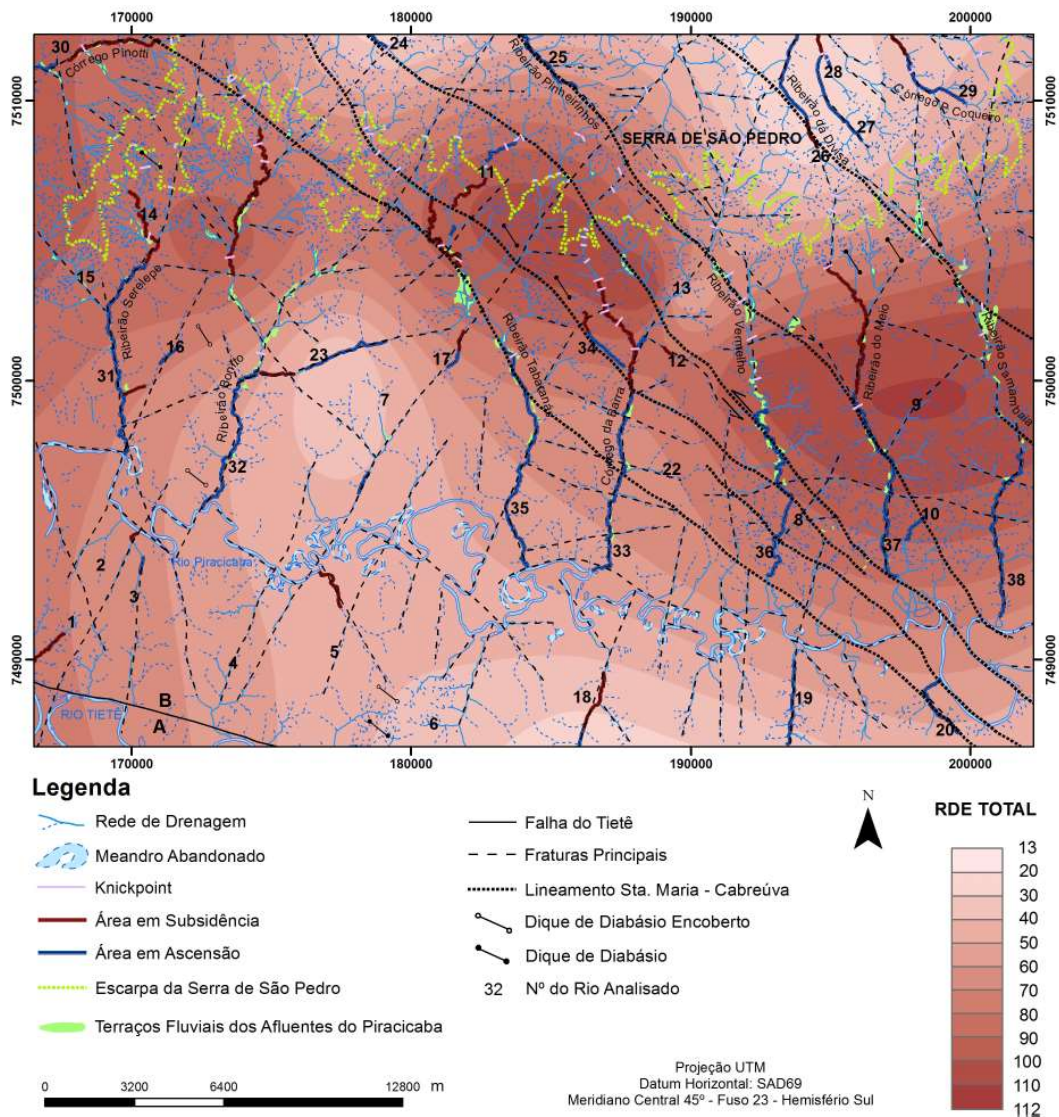


Figura 8 - RDE total e deformações no perfil longitudinal das drenagens.

Esses argumentos reforçam a hipótese da atuação da neotectônica na área, sobretudo porque essas deformações devem refletir movimentações recentes, uma vez que a atuação do sistema fluvial é capaz de apagar os *knickpoints* rapidamente. Por outro lado, os indícios de tectônica não são claros nos rios de menor porte afluentes dos sete canais que cortam o glacis: não foram encontradas falhas cortando esses canais e os trechos com soleiras e pequenas cachoeiras coincidem com mudanças faciológicas no Pirambóia, situação semelhante à que ocorre nos trechos das vertentes em que aparecem cornijas, reforçando a hipótese do controle litológico dos *knickpoints* secundários.

No interflúvio Piracicaba – Tietê a maior parte dos canais (1 a 6) apresenta-se próxima da situação de equilíbrio, com irregularidades tênues nas drenagens 1, 3 e 5. Como não há variabilidade litológica no trecho cortado pelas drenagens e não foi verificado um aporte excessivo de sedimentos por parte dos afluentes que explicaria a formação dos *knickpoints* no canal principal, as perturbações do perfil podem ser decorrência de atividade tectônica, considerando a presença de uma grande intrusão de diabásio eocretáceo nos Morros do Cristo e do Barreiro e a proximidade com a Falha do Tietê (Figura 3), que forma um grande paredão de rocha na margem direita do rio homônimo. Salienta-se, entretanto, que ainda não há registros nossos e na literatura que provem a existência de reativações neotectônicas na Falha do Tietê.

4.4. Relação Declividade-Extensão Total e Definição dos Níveis de Deformação

Partindo da premissa de que a relação declividade-extensão reflete anomalias no perfil longitudinal das drenagens que podem estar relacionadas com a tectônica, o valor de RDEtotal (relação declividade-extensão total) de cada rio foi lançado na base topográfica digital no ponto médio dos respectivos canais fluviais e foram traçadas linhas de isovalores, o que permitiu determinar quais são as áreas em que esse índice é maior e, portanto, a influência tectônica seria mais pronunciada (ETCHEBEHERE, 2000). Esse índice, que consiste na relação entre a amplitude altimétrica de um rio e o logaritmo natural de seu comprimento, foi calculado apenas para 19 das 38 drenagens (11, 13, 18 a 21, 23 a 26, 29 a 33 e

35 a 38), pois os rios descartados eram demasiadamente curtos (comprimento inferior a 5 km).

O mapa com os RDE totais (Figura 8) permitiu identificar ao menos três áreas com níveis mais elevados de deformação: 1) a região leste do glacis, entre o sopé da escarpa e o vale do Piracicaba; 2) as cabeceiras do Ribeirão Tabaranás e Córrego da Barra, bem como seu entorno próximo; 3) a região noroeste da área, no alto e médio cursos do Ribeirão Serelepe e Córrego Pinotti.

Na zona 1 há uma grande concentração de falhas NW-SE associadas ao Lineamento Santa Maria-Cabreúva (Figura 4h), além de outras linhas estruturais menores com indícios de transcorrência. Soma-se a isso a presença de diques de diabásio nas cabeceiras do Córrego da Barra, Ribeirão Vermelho e junto à confluência dos dois principais afluentes do Samambaia (Figura 8), além de uma extensa área em provável ascensão (o glacis dissecado) em relação à zona preservada mais próxima do pé da escarpa. Esses fatores estruturais são responsáveis pela deformação crustal da área e explicam o RDEt mais elevado no setor, mostrando que esse índice efetivamente pode fornecer indicativos das regiões com maiores deformações. Considerando que essa faixa leste do glacis é também a única em que se observa uma diferenciação significativa na sua morfologia e que a área de maior deformação é justamente a transição entre a parte preservada e a zona dissecada, coloca-se como hipótese que a possível ascensão do trecho sudeste do glacis (glacis dissecado) tenha provocado o aumento da sua dissecção.

Essa hipótese é reforçada pelo contorno estrutural da área (Figura 9), feito com base nas cotas do topo da Formação Irati e da Corumbataí, ambas situadas abaixo do Pirambóia na coluna estratigráfica. O contorno estrutural mostra que na área dissecada a Formação Irati está significativamente mais elevada, diminuindo a sua altimetria em direção a norte, onde está a zona mais preservada, situação muito semelhante ao verificado na Formação Corumbataí, sugerindo uma subsidência da região nordeste da área preservada e ascensão de toda a zona dissecada do Glacis, a sudeste. Nesse sentido, a zona em subsidência seria uma continuidade da Depressão Tectônica de São Pedro (Figura 9), que foi definida pioneiramente por Oppenheim & Malamphy (1936) e Facincani (2000), e está situada a leste da área estudada.

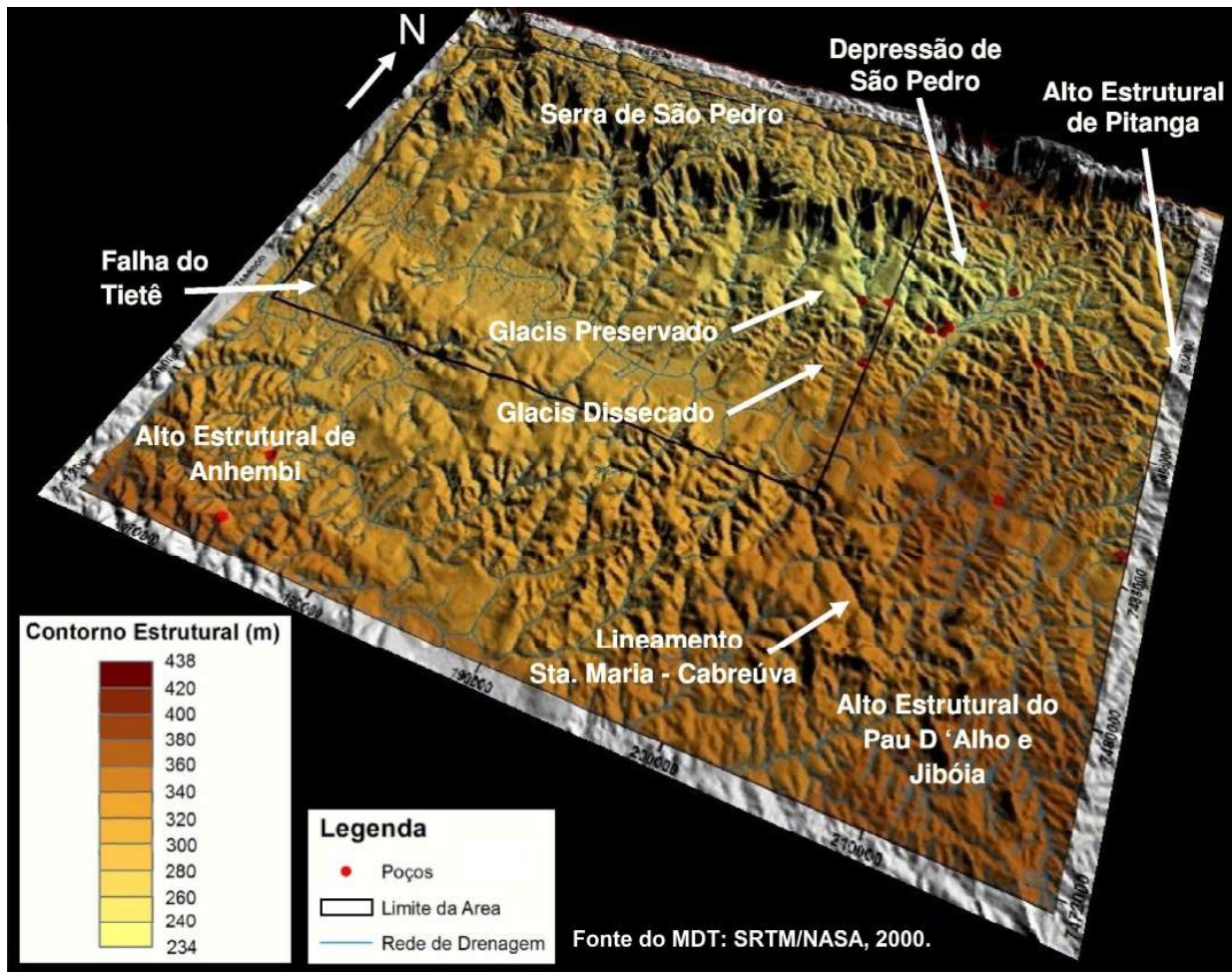


Figura 9 - Contorno estrutural do topo da Formação Irati sobreposto à topografia.

Na zona 2 há uma ocorrência de lineamentos estruturais NE-SW, que podem ser falhas transcorrentes dextrais, e a estrutura principal do Lineamento Santa Maria-Cabreúva, no qual se verificou em campo uma grande intrusão de diabásio eocretáceo que provavelmente é a responsável pela formação do promontório que separa as bacias do Tabaranás e Barra (Figura 8). Ainda que o rejeito das falhas descritas em campo seja pequeno nesse local, é possível que os desnivelamentos sejam significativos se somados os rejeitos de vários pontos, conforme destacado por Bjornberg (1969). De qualquer forma, o RDEt dessa região é um dos mais elevados da área de estudo, o que é coerente com o quadro estrutural do local e reforça a importância do grande lineamento NW-SE como a principal linha tectônica da área.

Na zona 3 os níveis de RDEt apresentam-se ligeiramente mais baixos que nas duas primeiras unidades,

porém ainda um pouco mais elevados que no restante da área de estudo. Esses valores de RDEt estão associados não somente à ruptura da escarpa como também à presença de uma extensa linha estrutural NW-SE, um dique de diabásio encoberto junto à margem esquerda do Serelepe, às falhas normais e transcorrentes WNW-ESE e NW-SE descritas na serra (Figuras 5b e 5c) e sobretudo ao basculamento de 8° de um bloco para sul verificado por Bjornberg (*op. cit*) junto ao grande promontório de Santa Maria da Serra.

A definição das zonas de maior deformação, a ascensão do glacis dissecado, a subsidência do glacis preservado e da Depressão de São Pedro também são confirmadas na nossa interpretação dos dados geofísicos de Arbieto & Yamamoto (2013): esses dados mostram baixos gravimétricos nas áreas do glacis preservado e da Depressão de São Pedro, além de altos gravimétricos no glacis preservado.

4.5. Síntese dos Resultados e Compartimentação Tectônica

Os resultados apresentados permitem dividir a área de estudo em dois grandes blocos limitados pela faixa de estruturas NW-SE que compõem o Lineamento Santa Maria-Cabreúva. Essas duas unidades estão subdivididas em sete blocos romboédricos que apresentam comportamentos tectônicos diferentes (Figura 10). O Bloco São Pedro apresenta indícios de subsidência lenta e parece compor uma extensão da Depressão Tectônica de São Pedro, enquanto que os blocos Artêmis e Pau D'Alho apresentam indícios de ascensão relativa em relação a essas zonas, hipótese sustentada pelas diferentes posições das formações Irati e Corumbataí nos blocos (mais alta nos dois últimos), pela presença de baixos gravimétricos no bloco São Pedro e altos gravimétricos nos blocos Artêmis e Pau D'Alho, pelo aumento da sedimentação fluvial e deslocamento dos perfis longitudinais de rios para baixo da curva teórica de equilíbrio no bloco em subsidência e aumento da dissecação dos interflúvios e deslocamento dos perfis longitudinais acima da curva de equilíbrio nos blocos em ascensão.

O Bloco Santa Maria da Serra está em ascensão relativa em relação ao Bloco Torrinha, ao norte, situação que fica clara pelo comportamento dos perfis longitudinais das drenagens principais de cada bloco, que sugerem subsidência da área junto à serra em relação às regiões ao sul. A ausência de sondagens profundas nesses blocos não permite saber com segurança o comportamento da coluna estratigráfica, porém, a hipótese da subsidência do Bloco Torrinha é reforçada pela presença de um baixo gravimétrico na área. Soma-se a isso a ocorrência de grandes depósitos fluviais nesse bloco, a predominância de falhas normais e juntas no local, denotando um ambiente distensivo, e a elevada deformação crustal apontada pelos altos índices de RDE total dos canais fluviais.

Com relação aos blocos Itaqueri da Serra e Anhembi, não há dados suficientes que permitam inferir o comportamento tectônico das unidades, cabendo destacar apenas alguns aspectos em relação ao Bloco Anhembi: é limitado a norte por uma série de falhas normais e os poucos dados de sondagens profundas de que se dispunha para o setor e entorno mostram uma tendência de elevação dos níveis das Formações Irati e Corumbataí em direção ao sul.

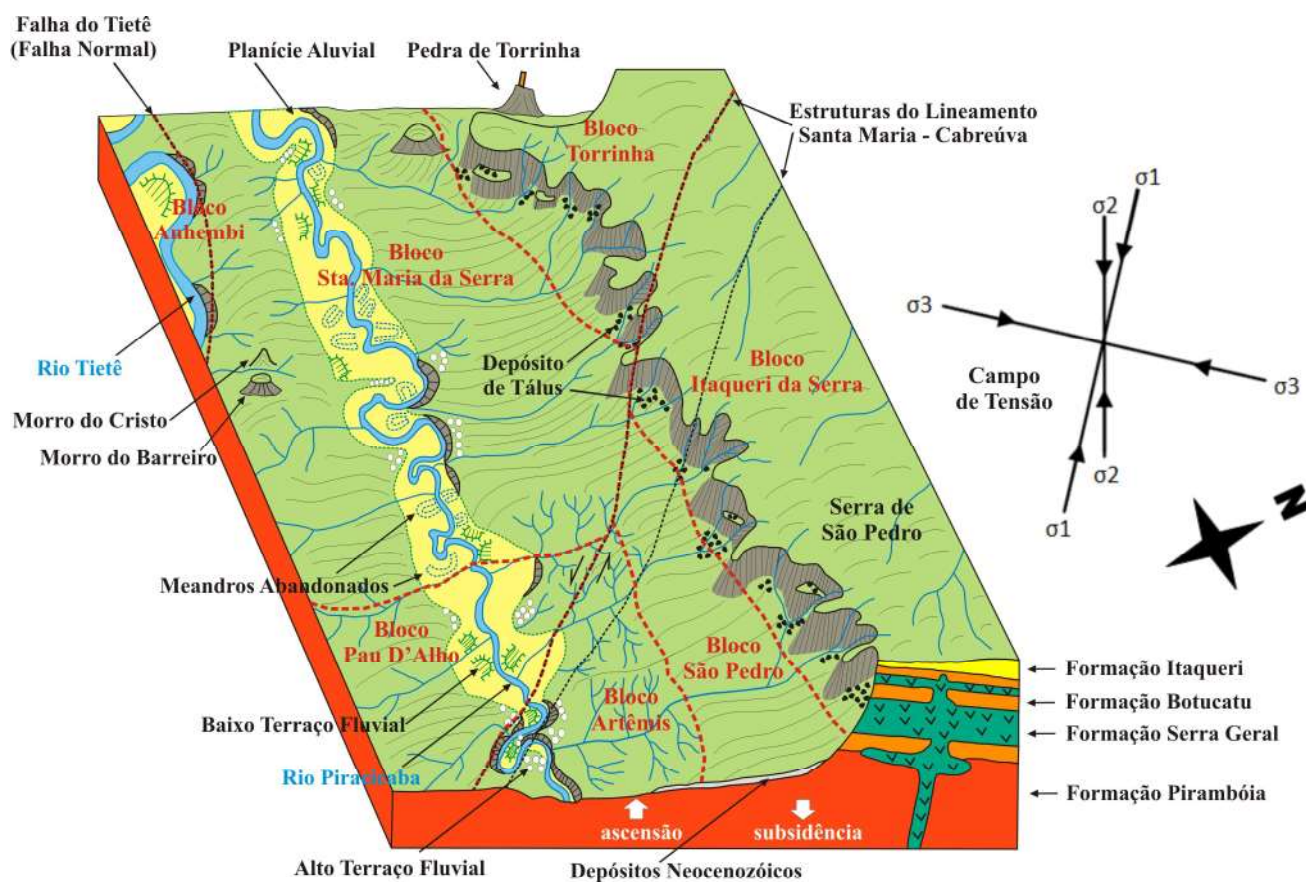


Figura 10 - Bloco diagram representando o limite provável dos blocos tectônicos, as estruturas principais e as feições geológica-geomorfológicas associadas.

5. Conclusões

A configuração geometrizada do relevo da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba é fruto das variações litológicas e das inúmeras estruturas tectônicas que cortam a área e condicionaram o estabelecimento da rede de drenagem em planos preferenciais, comandando a dissecação do relevo. A maior parte dessas estruturas é provavelmente anterior ao período neotectônico, sofrendo, em certos casos, reativações direcionais de intensidade reduzida no regime tectônico vigente desde o Neógeno.

A definição do período em que as estruturas foram (re)ativadas é difícil e está sujeita a diferentes interpretações, ficando claras as idades apenas nos casos em que as falhas truncam os depósitos quaternários ou deformam o perfil longitudinal dos rios. Nesse cenário, assume-se que a tectônica tem uma influência muito grande na compartimentação geomorfológica da área, mas a neotectônica teria um impacto direto menor, uma vez que as estruturas que cortam os depósitos recentes são pouco expressivas e as principais estruturas que cortam a área, o Lineamento Santa Maria-Cabreúva e a Falha do Tietê, são muito mais antigas, provavelmente eopaleozóicas ou pré-cambrianas, sendo que apenas a primeira apresenta provas de atividade posterior ao Paleógeno.

Os impactos da neotectônica na área estudada são a formação e degradação de parte dos terraços fluviais dos afluentes da margem direita do Piracicaba, inflexões NW-SE nos ribeirões Vermelho, Meio e Samambaia nos trechos cruzados pelo Lineamento Santa Maria-Cabreúva, controle da direção dos canais de drenagem de ordem inferior, ascensão/subsidência lenta de blocos e aumento da dissecação do relevo em zonas em elevação, como no glacis dissecado. Assim, revendo as conclusões da tese de doutoramento do autor principal deste estudo, em que se apontou uma fraca influência da neotectônica no relevo da área, está em parte confirmada a hipótese de que a atual configuração geomorfológica da área da Serra de São Pedro e do Baixo Rio Piracicaba é fortemente condicionada pela tectônica recente. Embora a tectônica pós-paleogênica não seja responsável pela formação da escarpa e pelo direcionamento dos rios Tietê, Piracicaba e de seus afluentes principais, o movimento dos blocos no período neotectônico e as consequentes perturbações do sistema fluvial, principal agente esculptor das paisagens tro-

picais, têm influenciado decisivamente na forma como se dá a evolução do relevo da área.

Referências Bibliográficas

AB'SABER, A. N. **Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro**. 1965. 189f. Tese de Livre-Docência, FFLCH/USP, São Paulo, 1965.

AB'SABER, A. N. **Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário**. Instituto de Geografia/USP (Geomorfologia), São Paulo, v.18, p.1-22, 1969.

AGHASSY, J. Jointing, drainage, and slopes in a west african epeirogenetic savanna landscape. **Annals of the Association of American Geographers**, v.60, n.2, p.286-298. 1970.

ALMEIDA, F.F.M. de. Relevo de Cuesta na bacia sedimentar do Rio Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 3, p. 21-33. 1949.

ALMEIDA, F. F. M. de. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Geologia do Estado de São Paulo, São Paulo. **Boletim do IGG**, n. 41, p.167-263, 1964.

ALMEIDA F. F. M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1980, Curitiba-PR. **Anais...**, Curitiba: SRG, 1980, p.1-20.

ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro – Estado de São Paulo. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, n.143, p.1-96. 1953.

ARAUJO, A. G. M. Geomorfologia e paleoambientes no leste da América do Sul: implicações arqueológicas. In: RUBIN, J. C.; SILVA, R. T. da (Org.). **Geoarqueologia**. 1ed. Goiania: Editora da PUC Goiás, 2013. p. 135-180.

ARAUJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K. ROSTIROLLA, S. P. Arenitos asfálticos da Bacia do Paraná: estudos das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembí. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.14, p. 47-70. 2006.

ARBIETO, C. C.; YAMAMOTO, J. K. Estudo das estruturas do embasamento da confluência do Rio Tietê e Piracicaba. Gravimetria terrestre e satélite. In: THIRTEENTH INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 13, 2013, Rio de Janeiro. **Anais...**, Rio de Janeiro: 13°SBGf, 2013.

BEHLING, H.; LICHTER, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v.48, n.3, p.348-358. 1997.

BEHLING, H., LICHTER, M., MIKLOS, A. W. Evidence of a

- forest free landscape under dry and cold climatic conditions during the last glacial maximum in the Botucatu region (São Paulo State), southeast Brazil. **Quat. South Am. Antarct. Penins.** 11, p.99-110. 1998.
- BJORNBERG, A. J. S. **Contribuição ao estudo do cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia.** 1969. 128 f. Tese (Provisão de Carga de Professor) – EESC/USP. São Carlos/SP, 1969.
- BJORNBERG, A. J. S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A. B. Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo, **Anais...**, São Paulo, SBG, v.2, 1971, p.159-174.
- BUCCOLINI, M.; GENTILI, B.; MATERAZZI, M.; ARINGOLI, D.; PAMBIANCHI, G.; PIACENTINI, T. Human impact and slope dynamics evolutionary trends in the monoclinial relief of Adriatic area of central Italy. **Catena**, v.71, n.1, p.96-109. 2007.
- CAETANO-CHANG, M.R. ; WU, F.T. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia, na porção centro-leste paulista. **Revista Brasileira de Geociências**, v.36, p.296-304, 2006.
- CAILLEUX, A.; TRICART, J. **Initiation à l'étude des sables et des galets.** Centre de Documentation Universitaire, Paris, v.1, 1959. 369 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** São Paulo: Ed. Edgard Blucher Ltda. e EDUSP. 1974.
- CHRISTOFOLETTI, A.; PENTEADO, M. M. Cronologia relativa do Quaternário na Depressão Periférica Paulista. **Notícia Geomorfológica**, v.10, n.19, p.35-46. 1970.
- COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; PETRI, S. O alinhamento estrutural do Tietê. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, 1977, São Paulo. **Atas...**, São Paulo: SBG, p. 145-152. 1977.
- COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J. M. V. Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. In: **A Formação Bauru no Estado de São Paulo e regiões adjacentes**, São Paulo. Coletânea de trabalhos e debates. São Paulo: SBG, p.103-115. 1981.
- COUTARD, J. P.; DIAS FERREIRA, R. P.; PELLERIN, J.; QUEIRÓZ NETO, J. P. Excursão à região da Serra de São Pedro e Vale do Piracicaba. In: COLÓQUIO INTERDISCIPLINAR FRANCO-BRASILEIRO. ESTUDO E CARTOGRAFAÇÃO DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS E SUAS APLICAÇÕES EM REGIÕES TROPICAIS. **Guia de Excursões**. v.2. 1978.
- COX, R. T. Analysis of Drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of American Bulletin**, University of Columbia, v.106, p.571-581. 1994.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Relatório de Fotointerpretação - Bloco 46.** Projeto PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT. 1980a.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geologia do Bloco 46 - Relatório final.** Projeto PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT. 1980b.
- DAVIS, W. M. The drainage of cuestas. **Proceedings of the Geologists Association.** v.16, n.2, p.75-93. 1899.
- DE MARTONNE, E. Problemes morphologiques du Bresil tropical atlantique. **Annales de Geographie**, v.49, p.1-27 e p.106-129. 1940. Tradução da **Revista Brasileira de Geografia**, v.5, p.523-550 e v.6, p.155-178. 1943/1944.
- DENIS, P. **Amerique du Sud. Geographie Universelle** (Publ. sous la dir. de P. Vidal de la Blache e L. Gallois). Tom. XV (1ª part.). Paris: Armand Colin, 1927.
- DNPM - DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. **Mapa Geológico - Folha Piracicaba.** Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná. Escala 1:100.000. 1984.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas.** 2000. 264 f. Tese (Doutorado em Geociências) – IGCE/UNESP. Rio Claro/SP, 2000. 2v.
- ETCHEBEHERE, M. L. C.; CASADO, F. C.; MORALES, N. Análise fluviomorfológica do rio Corumbataí (SP) - Implicações tectônicas vinculadas à migração de nickpoint. **Revista Geociências - UnG**, v.10, p.74-94, 2011.
- FACINCANI, E. M. **Morfotectônica da Depressão Periférica Paulista, cuesta basáltica e planalto interior. Regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba-SP.** 222 f. 2000. Tese (Doutorado) - IGCE/UNESP. Rio Claro/SP, 2000.
- FORT, M.; ANDRÉ, M. **Landscapes and Landforms of France.** Série World Geomorphological Landscapes. Editora Springer, 2014. 274p.
- FREITAS, R. O. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo). **Geologia, FFCL/USP, Boletim 194**, n.14, 1955. 185p.
- GOUDIE, A. **Alphabetical glossary of Geomorphology.** International Association of Geomorphologists. v.1, 2014. 84p. Disponível em: <<http://www.geomorph.org/main.html>>. Acesso

em: Junho/2014.

GUTIÉRREZ, M.; SANCHO, C.; ARAUZO, T. Scarp retreat in semiarid environments from talus flatirons (Ebro Basin, NE Spain). **Geomorphology**, v.25, p.11-121. 1998.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journ. Research of the U.S. Geol. Survey**, v.1, n.4, p.421-429, 1973.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACK, J.T (eds.) **Tectonic Geomorphology: Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp.**, 1985. Boston: Unwin, p. 76-104, 1989.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SE DO BRASIL, 1, 1990, Belo Horizonte. **Anais...**, Belo Horizonte: SBG/Núcleo Minas Gerais: v. 11, 1990, p.1-31.

HILL, R. T. Descriptive topographic terms of Spanish America. **National Geographic**, n.7, p.291-302, 1896.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **The Amer. Assoc. of Petr. Geol.**, v.51, n.11, p.2246-2259. 1967.

LADEIRA, F.S.B. **Paleossolos silicificados na Serra de Itaqueri-Itirapina/SP: subsídios para a reconstituição paleoambiental**. 362 f. 2001. Tese (Doutorado em Geografia Física) – FFLCH/USP. São Paulo/SP, 2001.

LEDRU, M.P.; BRAGA, P. I. S.; SOUBIES, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. The last 50.000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.123, p.239-257. 1996.

LICHTE, M. Stonelines as a definite cyclic feature in southeast Brazil: a geomorphological and pedological case study. **Pedologie**, xL-1,101-109. 1990.

MARTINEZ, M.; HAYAKAWA, E.; STEVAUX, J. C.; PROFETA, J. D. SL index as indicator of anomalies in the longitudinal profile of the Pirapó River. **Revista Geociências**, 30, p. 63-76. 2011.

MAYLE, F. E.; BURN, M. J.; POWER, M.; URREGO, D. H. Vegetation and fire at the Last Glacial Maximum in tropical South America. In: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRY, M. **Past Climate Variability in South America and Surrounding**

Regions. Springer, p. 89-112. 2009.

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: U.S. **Geol. Survey Bull.** 1807, 1988, 39p.

MELO, M. S. de; COIMBRA, A. M; CUCHIERATO, G. Genesis of Quaternary colluvial eluvial sedimentary covers in southeastern Brazil. [Genèse de couvertures sédimentaires colluvio-éluviales quaternaires au sud-est du Brésil]. **Quaternaire**, v.12, n.3, p.179-188. 2001.

MEZZALIRA, S. Descrição geológica e geográfica das folhas de Piracicaba e São Carlos, SP. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**, 43. 1965.

MILANI, E.J; RAMOS, V. Orogenias paleozóicas no domínio ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n.4, p.473-484. 1998.

MORAES REGO, L. F. **Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese**. São Paulo: IAG, 1932. 43 p.

OPPENHEIM, V. E MALAMPHY, M.C. **Notas sobre a tectônica da área São Pedro-Xarqueada**. Rio de Janeiro, SFPM, 12p, 1936 (Avulso 7).

PANIZZA, M.; CASTALDINI, D. Scheme of morpho-neotectonic analysis for applied studies. **Prog. Working Group Int. Geog. Un., Morphotectonics-Geomorphological Survey and Mapping**, Czechoslovakia, Sepr. 1985.

PAULIPETRO. **Geologia do bloco 46 - Folha Botucatu**. Escala 1:100.000. 1980.

PENTEADO, M. M. Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista. **IGEOG/USP, SP**, Serie teses e monografias, n. 22, 1976, 86p.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro. Editora IBGE, 1983. 186p.

PINHEIRO, M. R. **Estudo morfotectônico da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba/SP**. 292 f. 2014. Tese (Doutorado em Ciências), DG/FFLCH/USP, São Paulo/SP, 2014.

PINHEIRO, M. R.; QUEIROZ NETO, J. P. de. Reflexões sobre a gênese da Serra Geral e da Depressão Periférica Paulista: o exemplo da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, SP. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v.35, n.1, p.47-59, 2014.

PIRES NETO, A. G. **Estudo Morfotectônico das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá**

- e **Áreas Adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica**. Relatório de Pós-Doutoramento, IGCE/UNESP, 70p. 1996.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M.; PRANDINI, F.L. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, IPT. v. 1. (Monografias 5). Escala 1:1.000.000. 1981.
- QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers & Geosciences**, v.76, p.80–87, 2015.
- QUEIROZ NETO, J. P. de. JOURNAUX, A. (Coords.). Carta geomorfológica de São Pedro, SP. **IGEOG/USP, Sedimentologia e Pedologia**, p.12-33, 1978. Mapa na Escala 1:50.000.
- RICCOMINI, C. **Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas**. 100f. 1995. Tese (Livre-Docência), IG/USP. São Paulo/SP, 1995.
- ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, SP: FFLCH/USP e IPT/FAPESP. Mapas (Escala 1:500.000) e Relatório. 1997.
- SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v.1, n.1, p.1-5, 1993.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUY, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, n.4, p.469-478, Dezembro de 2004.
- SANTOS, M. LADEIRA, F. S. B. Tectonismo em perfis de alteração na serra da Itaqueri (SP): análise através de indicadores cinemáticos de falhas. **Geociências**, Rio Claro, v.25, n.1, p.135-149. 2006.
- SCHERER, C.M.S. **Análise Estratigráfica e Litológica da Formação Botucatu (Eocretáceo da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS, 1998. 230f.
- SCHMIDT, K.-H. The significance of scarp retreat for Cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, USA. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.14, n.2, p.93-105. 1989.
- SCHMIDT, K.-H. Talus and pediment flatirons: indicators of climatic change on scarp slopes on the Colorado Plateau, USA. **Z. Geomorphol. Suppl. Bd**, v.103, p.135-158. 1996.
- SILVA, J. de P. **Avaliação da diversidade de padrões de canais fluviais e da geodiversidade na Amazônia - aplicação e discussão na bacia hidrográfica do Rio Xingu**. 277f. 2012. Tese (Doutorado em Ciências), DG/FFLCH/USP, São Paulo/SP, 2012.
- SIQUEIRA, L. F. da S. de. **Tectônica deformadora em sinéclises intracratônicas: a origem do Alto Estrutural de Pitanga, Bacia do Paraná, SP**. 62f. 2011. Dissertação de Mestrado, IGC –USP, São Paulo/SP, 2011.
- SOARES, P.C. **O Mesozóico Gondvânico no Estado de São Paulo**. 153f. 1973. Tese (Doutorado) – FFCL da UNESP. Rio Claro/SP, 1973.
- SOUSA, M. O. L. **Evolução tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d’Alho e Jibóia- Centro do Estado de São Paulo**. 116f. 2002. Dissertação (Mestrado) - IGCE, UNESP, Rio Claro/SP, 2002.
- STEVAUX, J. C. **O Rio Paraná: Geomorfogênese, Sedimentação e Evolução Quaternária do seu Curso Superior (região de Porto Rico-PR)**. 242f. 1993. Tese (Doutorado), IGC - USP. São Paulo/SP, 1993.
- STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Relações relevo-solos na planície de inundação do rio Mogi Guaçu, SP. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v.2, n.4, p.1721–1728, 2012.
- STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.2, p.191-199, 2015.
- THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. **Geology**, v.38, n.8, p.747-750, 2010.
- TWIDALE, C. R. **Ancient Australian Landscapes**. Rosenberg Publishing, 1^o.ed., 2007. 144p.