UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS

ANDRÉ HENRIQUE BEZERRA DOS SANTOS

Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e morfogênese da Serra
do Mar em São Paulo (SP): uma contribuição ao estudo de capturas fluviais
em meio tropical úmido

São Paulo

2017

ANDRÉ HENRIQUE BEZERRA DOS SANTOS

Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e morfogênese da
Serra do Mar em São Paulo (SP): uma contribuição ao estudo de
capturas fluviais em meio tropical úmido

Versão corrigida

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Geografia Física

Orientadora: Profa. Dra. Déborah de Oliveira

São Paulo

2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

SS237r Santos, André Henrique Bezerra dos Santos
Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e
morfogênese da Serra do Mar em São Paulo (SP): uma
contribuição ao estudo de capturas fluviais em meio
tropical úmido / André Henrique Bezerra dos Santos
Santos ; orientadora Déborah de Oliveira Oliveira. -
São Paulo, 2017.
376 f.

Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras
e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.
Departamento de Geografia. Área de concentração:
Geografia Física.

1. GEOMORFOLOGIA. 2. RIOS. 3. BACIA HIDROGRÁFICA.
4. GEOPROCESSAMENTO. 5. GEOCRONOLOGIA. I. Oliveira,
Déborah de Oliveira, orient. II. Título.

SANTOS, A. H. B. *Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e morfogênese da Serra do Mar em São Paulo (SP): uma contribuição ao estudo de capturas fluviais em meio tropical úmido*. Tese apresentada à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Aprovado em: _____

Banca Examinadora

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Dedico este trabalho à minha família,
em especial à memória de minha querida mãe.

Agradecimentos

Ao Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, pelo uso de suas dependências, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudos concedida e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro nas datações.

À minha orientadora, Profa. Dra. Déborah de Oliveira, por toda a confiança depositada em mim e pelo entusiasmo com o qual acompanhou o desenvolvimento deste trabalho.

Aos professores do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, em especial o Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross e o Dr. Adilson Avansi de Abreu, por despertarem em mim o interesse pela ciência geomorfológica e por suas valiosas contribuições ao desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Ricardo Vicente Ferreira, por ter confiado em meu trabalho em diversos momentos da minha trajetória acadêmica e profissional e por suas importantes sugestões para a elaboração dos produtos cartográficos desta pesquisa.

Ao Dr. Marcos Roberto Pinheiro, técnico do Laboratório de Pedologia da Universidade de São Paulo, por ter fornecido todo o apoio necessário para a realização das etapas laboratoriais desta pesquisa e me ajudou a refletir acerca dos resultados obtidos.

Aos moradores da região de Marsilac, por terem permitido o acesso ao interior de suas propriedades particulares para a execução de estudos em campo, em especial à Dona Zoraide e ao Sr. Geraldo, sempre receptivos desde a primeira visita.

À minha companheira Carolina Espolaor, por ter sido amorosa, atenciosa e compreensiva, mesmo nos momentos mais desafiadores desta tortuosa etapa da vida acadêmica e por ter me acompanhado em trabalhos de campo e em análises laboratoriais.

Ao geomorfólogo Dr. Roberto José Hezer Moreira Vervloet, pelas conversas sobre esta belíssima ciência, no decorrer de diversos trabalhos de campo pelo território brasileiro.

Aos meus colegas do Instituto Federal de São Paulo, pelo convívio agradável ao longo destes anos, pelas inúmeras oportunidades de debates sobre os fundamentos teóricos desta

pesquisa e por proporcionar boas risadas após o expediente mesmo nos dias de reuniões departamentais.

Aos colegas e estudantes da Licenciatura em Geografia do IFSP que me acompanharam e me auxiliaram nos trabalhos de campo: André Luiz Gomes Filho, Carolina Correa Dutra, Érica Rodrigues da Silva, Gabriel Roque Tanuri, Gustavo Sousa Aragão, Helen Graciane R. Machado, Hellen Cristina de Almeida Barreto, Luan Carlos de Oliveira Garcia, Luzia de Cássia Barbosa Soares, Manuella Barboza Chagas, Marcelo Arthur Braga Lemos dos Santos, Márcia Aparecida de Mello e Samanta Aparecida Sanches.

Ao meu tio Magno, que sempre será lembrado por ter sido meu principal apoiador no momento em que optei por cursar Geografia e por ter acompanhado entusiasticamente as etapas posteriores da minha carreira profissional e acadêmica.

A meus pais, Moacyr e Maria Cristina, que desde muito cedo me estimularam à leitura e ao interesse pela ciência, sem os quais nada deste trabalho seria possível.

RESUMO

SANTOS, A. H. B. *Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e morfogênese da Serra do Mar em São Paulo (SP): uma contribuição ao estudo de capturas fluviais em meio tropical úmido*. 2017. 376 f. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

A pesquisa teve como objetivo compreender o papel dos rearranjos de drenagem à evolução do relevo e da drenagem na bacia hidrográfica do Rio Capivari, situada no reverso da Serra do Mar, em São Paulo-SP. Parte-se da hipótese de que esses fenômenos seriam responsáveis por inúmeras anomalias de drenagem observadas, como: inflexões em ângulos retos, padrões de drenagem anômalos, colos, rupturas em perfis longitudinais e subdimensionamento de cursos d'água em relação aos vales. Especial ênfase foi dada à inflexão do alto Rio Capivari, localizada na confluência com o Ribeirão Embura, possível remanescente de uma captura fluvial, o qual melhor preserva as evidências de um rearranjo em toda a bacia. Os principais fatores dos rearranjos de drenagem na área foram: o forte gradiente hipsométrico proporcionado pela Serra do Mar, a densa trama de foliações e fraturas presentes no embasamento geológico, movimentações tectônicas recentes e as oscilações paleoclimáticas do Quaternário tardio. Sob influência dessas forças, alguns tributários da drenagem litorânea teriam se aproveitado de sua vantagem erosiva frente aos rios de planalto, produzido uma marcha de erosão regressiva em direção ao interior, com interferências nos canais situados em níveis sucessivamente mais elevados. Com base nas propostas metodológicas de Small (1972), Bishop (1995), Zaprowski et al. (2002) e Oliveira (2003), buscou-se a identificação de elementos morfológicos e sedimentológicos sugestivos desses processos, por meio de: análise de Modelos Digitais do Terreno (MDE) por métodos geomorfométricos; observação de fotografias aéreas; trabalhos de campo para descrição e coleta de materiais sedimentológicos; análise granulométrica, morfoscópica e mineralógica de sedimentos fluviais; e datação de sedimentos fluviais por Luminescência Óptica Estimulada para se estimar a idade da captura do alto curso do Rio Capivari. Os dados apresentados corroboram a hipótese de que o alto curso desse rio sofreu uma captura há cerca de 8.000 anos, no máximo, e que diversos outros casos de rearranjos de drenagem, entre eles reversões de grandes sistemas fluviais, seriam responsáveis pelas anomalias de drenagem observadas no interior da bacia estudada.

Palavras-chave: geomorfologia fluvial; captura fluvial; geomorfometria; Luminescência Opticamente Estimulada; evolução do relevo.

ABSTRACT

SANTOS, A. H. B. *Drainage rearrangements in the Capivari River basin and morphogenesis of Serra do Mar in São Paulo (SP): a contribution to the study of stream captures in a humid tropical environment*. 2017. 376 f. Thesis (Doctorate Degree) - Faculty of Philosophy, Letters and Human Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2017.

The aim of this research was to understand the role of drainage rearrangements on the evolution of relief and drainage in the Capivari River basin, located on the reverse of Serra do Mar range, in the state of São Paulo, Brazil. It is assumed that these phenomena would be responsible for numerous drainage anomalies observed, such as: river inflections at right angles, anomalous drainage patterns, cols, knickpoints and river underfitting, considered as indicative for drainage rearrangements. Special emphasis will be given to the inflection of the Capivari River at the confluence with the Ribeirão Embura, a possible remnant of a stream capture, which best preserves the evidence of a rearrangement throughout the basin. The main factors of the drainage rearrangements in the area would be: the strong hypsometric gradient provided by Serra do Mar range, the set of foliations and fractures densely present in the geological basement, recent tectonic movements and climatic oscillations of the Quaternary. Under the influence of these forcings, some tributaries of the coastal drainage would have taken erosive advantage over the plateau upside rivers, producing a regressive erosion march towards the interior of the continent, leading to interferences in the river systems situated at successively higher levels. Based on the methodological proposals of Small (1972), Bishop (1995), Zaprowski et al. (2002) and Oliveira (2003), we seek the identification of morphological and sedimentological elements that are suggestive of these processes, by means of: Digital Elevation Models (DEM) analysis by geomorphometric methods; observation of aerial photographs; fieldwork for description and collection of sedimentological materials; granulometric, morphoscopic and mineralogical analysis of fluvial sediments; and dating of fluvial sediments by Optically Stimulated Luminescence to estimate the age of capture of the upper reaches of the Capivari River. The presented data corroborate the hypothesis that the high course of the Capivari river was captured at least 8,000 years ago and that several other cases of drainage rearrangements, including reversals of large river systems, would be responsible for the observed drainage anomalies.

Keywords: fluvial geomorphology; stream capture; geomorphometry; Optically Stimulated Luminescence; relief evolution.

LISTAS DE ILUSTRAÇÕES

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Inserção das capturas fluviais no sistema classificatório de Thornbury (1954).....	7
Figura 2 – Capturas fluviais conforme o sistema classificatório de Small (1972).....	8
Figura 3 – As capturas fluviais no sistema classificatório de Bishop (1995).	9
Figura 4 – Ilustração de uma captura fluvial, a partir da interceptação ativa por parte do rio capturante, com a formação de um colo.....	17
Figura 5 – Perfil de vertente hipotética, mostrando a “faixa de não erosão”.....	18
Figura 6 – Ilustração de pirataria fluvial a partir de processos subterrâneos.....	20
Figura 7 – Ilustrações esquemáticas do processo de desvio fluvial como resultado de processos de migração lateral ou tectonismo, com (a) ou sem (b) formação de cotovelos.	22
Figura 8 – Ilustração esquemática do processo de decapitação, no qual não há a preservação das linhas de drenagem.	25
Figura 9 – Produção de cotovelo por captura fluvial.	27
Figura 10 – Padrão de drenagem do tipo <i>barbed</i> nos setores de montante da bacia do Rio Clarence, na Austrália.	28
Figura 11 – Comparação entre perfis longitudinais atuais e antigos em sistemas fluviais influenciados por rearranjo de drenagem.....	30
Figura 12 – Colos e extrapolação de perfis longitudinais na interpretação de capturas fluviais	34
Figura 13 – Rio subdimensionado em relação ao seu vale: Rio Souris, nos Estados Unidos	35
Figura 14 – Ilustração esquemática de um terraço fluvial e seus componentes básicos	37
Figura 15 – Domínios localizados no Sistema Mantiqueira.....	42
Figura 16 – Percentagem de pólen arbóreos em função profundidade, com indicação das datações obtidas por radiocarbono.	62
Figura 17 – Superfícies de aplanamento	69
Figura 18 – Localização da Serra do Mar	71
Figura 19 – Arqueamento responsável pelas serras do Mar e da Mantiqueira	72

Figura 20 – Ilustração esquemática da origem e do recuo erosivo da escarpa da Serra do Mar, conforme interpretação de Almeida e Carneiro (1998).....	74
Figura 21 – Ilustrações esquemáticas dos principais tipos de padrões de drenagem	85
Figura 22 – Determinação dos ângulos de confluência dos cursos d’água estudados	87
Figura 23 – Obtenção do Índice SL (RDE) para um segmento de drenagem.	93
Figura 24 – Sinuosidade do canal meandrante	95
Figura 25 – A integração da função hipsométrica e o significado da Integral Hipsométrica	97
Figura 26 – Obtenção do índice Vf.....	98
Figura 27 – Visão geral da sub-bacia do alto Capivari.	112
Figura 28 – Cotovelo do alto curso do Rio Capivari.	124
Figura 29 – Visão geral da sub-bacia do Ribeirão Embura.....	126
Figura 30 – Visão aérea do colo Embura-Vermelho, por onde teria fluído o sistema fluvial do alto Capivari anteriormente à ocorrência da captura fluvial.	135
Figura 31 – Visão geral da sub-bacia do médio curso do Rio Capivari.....	136
Figura 32 – Segmento sinuoso do médio curso do Rio Capivari, poucas centenas de m a jusante do cotovelo de captura.....	145
Figura 33 – Possível migração de colo no divisor entre as sub-bacias do médio Capivari e do Claro.	147
Figura 34 – Visão geral da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio.....	148
Figura 35 – Zona de desenvolvimento de meandros, no baixo curso do Ribeirão do Getúlio.	156
Figura 36 – Visão geral da sub-bacia do Ribeirão Claro..	159
Figura 37 – Visão geral da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida	172
Figura 38 – Visão aérea do colo situado no divisor entre as sub-bacias do Ribeirão da Dúvida e do Rio dos Monos.....	180
Figura 39 – Vista geral da sub-bacia do Rio dos Monos.....	182
Figura 40 – Visão aérea do vale do Rio dos Monos.	192
Figura 41 – Visão geral da sub-bacia do Rio dos Campos.....	194
Figura 42 – Visão Geral da sub-bacia do baixo Capivari.....	203
Figura 43 – Vales do Ribeirão Lajeado e do rio 203, condicionados por falhamentos paralelos à escarpa da Serra do Mar.....	209

Figura 44 – Visão aérea da Cachoeira da Usina (primeira queda), no início da travessia da Serra do Mar pelo Rio Capivari.....	213
Figura 45 – Perfis topográficos na bacia do Rio Capivari.....	217
Figura 46 – Modelo tridimensional das declividades nos setores de jusante da bacia do Rio Capivari....	220
Figura 47 – Modelo tridimensional das declividades contrastantes entre as sub-bacias do alto Capivari (direita) e do médio Capivari (esquerda).....	220
Figura 48 – Diagrama esquemático das altitudes correlacionadas dos colos, terraços e perfis longitudinais dos rios envolvidos na captura do alto Capivari.	254
Figura 49 – Resultado das tradagens realizadas no terraço fluvial localizado na margem direita do Ribeirão Embura e suas respectivas localizações.	268
Figura 50 – Localização das tradagens realizadas no colo Embura-Vermelho.	269
Figura 51 – Classes texturais – por amostra.	271
Figura 52 – Localização dos pontos de coleta de sedimentos para datação por LOE.....	306
Figura 53 – Alturas relativas das amostras datadas por LOE.	307

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Variação mensal nas taxas de pluviosidade média, por posto pluviométrico selecionado de 1971 a 2000, em mm.	57
Gráfico 2 – Estimativa de Magnitude-Frequência das chuvas no posto pluviométrico Parelheiros, no município de São Paulo-SP.	57
Gráfico 3 – Frequência de ângulos de junção em função da ordem do tributário.....	227
Gráfico 4 – Frequência de ângulos de junção em função da declividade.	227
Gráfico 5 – Perfis longitudinais dos principais rios da bacia do Rio Capivari	236
Gráfico 6 – Granulometria da fração areia – total acumulado por amostra.....	273
Gráfico 7 – Frequência das espécies minerais, por amostra.....	279
Gráfico 8 – Frequência das classes de arredondamento, por local de coleta.....	287
Gráfico 9 – Proporção de partículas lisas, onduladas e rugosas na análise de textura superficial, por amostra.....	291
Gráfico 10 – Proporção de partículas polidas e foscas na análise de textura superficial, por amostra	292

LISTA DE MAPAS

Mapa 1 – Localização da área de estudo.....	41
Mapa 2 – Sismicidade e estruturas geológicas no entorno da área de estudo	44
Mapa 3 – Geologia da área de estudo, com seus aspectos litológicos e estruturais.....	47
Mapa 4 – Geologia da área de estudo, com seus aspectos litológicos e estruturais, em maior escala	50
Mapa 5 – Pluviosidade total anual media, de 1971 a 2000, em mm	54
Mapa 6 – Pluviosidade total mensal media, de 1971 a 2000, em mm	55
Mapa 7 – Isovalores da constante Y da equação de estimativa da magnitude-frequência das precipitações na região de Parelheiros, São Paulo-SP.	58
Mapa 8 – Isovalores da constante A da equação de estimativa da magnitude-frequência das precipitações na região de Parelheiros, São Paulo-SP	59
Mapa 9 – Uso do solo e cobertura vegetal da Área de Preservação Ambiental Capivari-Monos, no qual se observa a predominância das áreas de mata e de campo natural	61
Mapa 10 – Cobertura pedológica da região de Parelheiros e entorno.....	66
Mapa 11 – Hipsometria da região de São Paulo e arredores	68
Mapa 12 – Traços gerais da drenagem na bacia do Rio Capivari e entorno	78
Mapa 13 – Sub-bacias da bacia do Rio Capivari	111
Mapa 14 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do alto Capivari	113
Mapa 15 – Rede de drenagem da sub-bacia do alto Capivari	118
Mapa 16 – Segmentos fluviais orientados na direção N-S na sub-bacia do alto Capivari e entorno.....	119
Mapa 17 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou maiores na sub-bacia do alto Capivari	121
Mapa 18 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão Embura	127
Mapa 19 – Distribuição de sedimentos aluviais quaternários do alto Capivari, a S, à região do divisor Embura-Vermelho, a NW.	130
Mapa 20 – Rede de drenagem da sub-bacia do Ribeirão Embura	131
Mapa 21 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou maiores na sub-bacia do alto Capivari	133
Mapa 22 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do médio Capivari	137

Mapa 23 – Rede de drenagem da sub-bacia do médio Capivari.....	141
Mapa 24 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do médio Capivari.....	143
Mapa 25 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio.....	150
Mapa 26 – Rede de drenagem da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio	153
Mapa 27 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Ribeirão do Getúlio.....	155
Mapa 28 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão Claro.....	160
Mapa 29 – Rede de drenagem da sub-bacia do Ribeirão Claro.....	164
Mapa 30 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Ribeirão Claro.....	167
Mapa 31 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida	173
Mapa 32 – Rede de drenagem da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida.....	176
Mapa 33 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Ribeirão da Dúvida.....	178
Mapa 34 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Rio dos Monos	183
Mapa 35 – Rede de drenagem da sub-bacia do Rio dos Monos	187
Mapa 36 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Rio dos Monos	189
Mapa 37 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Rio dos Campos	195
Mapa 38 – Rede de drenagem da sub-bacia do Rio dos Campos	198
Mapa 39 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Rio dos Campos	200
Mapa 40 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do baixo Capivari.....	204
Mapa 41 – Rede de drenagem da sub-bacia do baixo Capivari.....	207
Mapa 42 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do baixo Capivari.....	211
Mapa 43 – Carta hipsométrica da bacia do Rio Capivari.....	216
Mapa 44 – Carta clinográfica da bacia do Rio Capivari	219
Mapa 45 – Rede de drenagem da bacia do Rio Capivari, com destaque para os rios principais, de 3ª ordem ou superiores	222
Mapa 46 – Ângulos de junção (α) entre os rios de 2ª ordem ou mais na bacia do Rio Capivari.....	225
Mapa 47 – Ângulos de junção (α) entre os rios de 2ª ordem ou mais na bacia do Rio Capivari – valores interpolados	226
Mapa 48 – Carta de orientação de vertentes da bacia do Rio Capivari.....	228

Mapa 49 – Lineamentos topográficos da bacia do Rio Capivari e diagramas de roseta, referentes aos lineamentos topográficos, por sub-bacia.....	230
Mapa 50 – Inflexões na rede de drenagem da bacia do Rio Capivari.....	231
Mapa 51 – Inflexões na rede de drenagem da bacia do Rio Capivari e suas associações com outras anomalias de drenagem.....	232
Mapa 52 – Perfis longitudinais dos principais rios da bacia do Rio Capivari, com escalas proporcionais.....	235
Mapa 53 – Índices de Concavidade dos rios de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari.....	237
Mapa 54 – Índices RDE_s/RDE_t dos rios de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari, excluindo-se os segmentos superiores rios e os menores dos cursos d'água	238
Mapa 55 – Declividades dos rios de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari	239
Mapa 56 – <i>Knickpoints</i> , identificados conforme aplicação do índice RDE_s	241
Mapa 57 – Valores interpolados das altitudes dos <i>knickpoints</i> da bacia do Rio Capivari	242
Mapa 58 – Índices de Sinuosidade dos principais rios aluviais da bacia do Rio Capivari.....	244
Mapa 59 – Análise hipsométrica da bacia do Rio Capivari	246
Mapa 60 – Análise hipsométrica da bacia do Rio Capivari, conforme suas sub-bacias de 3ª ordem.....	247
Mapa 61 – Índices V_f de diversos segmentos dos canais de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari.....	249
Mapa 62 – Densidade de drenagem da bacia do Rio Capivari – distribuição contínua	251
Mapa 63 – Abrangência espacial dos terraços fluviais na bacia do Rio Capivari	256
Mapa 64 – Proporção das espécies minerais, por sítio de amostragem	300
Mapa 65 – Frequências das classes de arredondamento, por sítio de amostragem.....	301
Mapa 66 – Frequência das texturas superficiais lisas, onduladas e rugosas, por sítio de amostragem.....	302
Mapa 67 – Frequência das texturas superficiais polidas e foscas, por sítio de amostragem	303
Mapa 68 – Bacias assimétricas com eixo central deslocado para o S e maior desenvolvimento dos tributários provenientes de N.	312

LISTA DE FOTOS

Foto 1 – Serra do Mar, vista a partir do vale do Rio Branco, em Itanhaém (SP).	71
---	----

Foto 2 – Vista dos morros do setor meridional da sub-bacia do alto Capivari (I)	117
Foto 3 – Vista dos morros do setor meridional da sub-bacia do alto Capivari (II)	117
Foto 4 – Vista das colinas esculpidas em sedimentos terciários da Formação Resende, na bacia hidrográfica do Ribeirão Embura. Ao fundo, morros esculpidos em gnaisses e migmatitos	126
Foto 5 – Baixo curso do Ribeirão Embura, um curso d'água de dimensões modestas	132
Foto 6 – Exposição de gnaisses na Cachoeira do Marsilac, cujas foliações apresentam mergulho praticamente vertical e <i>strike</i> na direção E-W.	140
Foto 7 – Cachoeira do Marsilac, situada no médio curso do Rio Capivari	144
Foto 8 – Barra arenosa situada a jusante da Cachoeira do Marsilac, no médio curso do Rio Capivari	147
Foto 9 – Vista do divisor Embura-Claro, a partir do bairro Ponte Alta	159
Foto 10 – Córrego do Bragança, a jusante da Cachoeira São Miguel, próximo à confluência com o rio 102.	165
Foto 11 – Cachoeira de São Miguel, com exposição de gnaisses	168
Foto 12 – Cachoeira de São Miguel, vista de jusante	168
Foto 13 – Morros esculpidos em gnaisses e migmatitos na sub-bacia do Ribeirão da Dúvida	172
Foto 14 – Colo situado no divisor entre as sub-bacias do Ribeirão da Dúvida e do Rio dos Monos	180
Foto 15 – Morros sustentados por gnaisses e migmatitos na sub-bacia do Rio dos Monos	182
Foto 16 – Cachoeira do Jamil, no baixo curso do Rio Capivari	212
Foto 17 – Vista do terraço fluvial da margem direita do Embura, a partir de outro terraço fluvial localizado na margem oposta	257
Foto 18 – Vista do terraço fluvial da margem direita do Embura a partir da vertente adjacente.....	257
Foto 19 – Perfil PA – Alto Capivari	260
Foto 20 – Perfil PT1 – Terraço I.....	261
Foto 21 – Perfil PT2 – Terraço II	263
Foto 22 – Perfil PC – Cachoeira do Marsilac – segmento superior	265
Foto 23 – Cascalhos da amostra TCE12, coletada no colo Embura-Vermelho.....	297
Foto 24 – Cascalhos da amostra TT25, coletada no terraço da margem direita do Ribeirão Embura	297

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Eventos sísmicos registrados entre 1874 e 2007 nas proximidades da área de estudo	45
Tabela 2 – Principais unidades litológicas presentes no interior da bacia do Rio Capivari	48
Tabela 3 – Pluviosidade mensal registrada nos postos pluviométricos do setor meridional da Região Metropolitana de São Paulo, de 1971 a 2000, em mm.....	56
Tabela 4 – Escala granulométrica adotada na pesquisa, adaptada da escala de Wentworth.	102
Tabela 5 – Ângulos de confluência por ordem do canal tributário – bacia do Rio Capivari.....	224
Tabela 6 – Proporção de areia, silte e argila (% da massa) – por amostra.	270
Tabela 7 – Análise granulométrica da fração areia – total por amostra	272
Tabela 8 – Análise mineralógica da fração areia, por amostra.....	278
Tabela 9 – Análise mineralógica da fração areia - total por local de coleta.....	280
Tabela 10 – Análise morfooscópica da fração areia – arredondamento – total por amostra.....	281
Tabela 11 – Análise morfooscópica da fração areia - arredondamento – total por local de coleta	285
Tabela 12 – Análise morfooscópica da fração areia – classes de arredondamento por local de coleta	286
Tabela 13 – Análise morfooscópica da fração areia – textura superficial – total por amostra.....	289
Tabela 14 – Análise morfooscópica da fração areia – textura superficial – total por local de coleta	290
Tabela 15 – Análise mineralógica da fração cascalho, por amostra	293
Tabela 16 – Análise mineralógica da fração cascalho, por sítio de amostragem.....	293
Tabela 17 – Análise morfooscópica da fração cascalho – arredondamento, por amostra.....	295
Tabela 18 – Análise morfooscópica da fração cascalho – arredondamento, por sítio de amostragem	295
Tabela 19 – Análise morfooscópica da fração cascalho – textura superficial, por amostra.....	296
Tabela 20 – Análise morfooscópica da fração cascalho – textura superficial, por sítio de amostragem	296
Tabela 21 – Resultados da datação por LOE, em termos de dose anual, paleodose e idade obtida	306
Tabela 22 – Concentração dos radionuclídeos Urânio (^{238}U), Tório (^{232}Th) e Potássio (^{40}K) e umidade por amostra.....	307
Tabela 23 – Taxas de sedimentação inferidas a partir das idades médias das amostras	308

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivo	3
1.2. Hipótese	3
1.3. Justificativa	4
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	5
2.1. Drenagens transversas e anomalias de drenagem	5
2.2. Fatores para ocorrência de rearranjos de drenagem	9
2.2.1. Embasamento lito-estrutural.....	9
2.2.2. Tectônica	11
2.2.3. Clima.....	13
2.3. Processos de rearranjos de drenagem	16
2.3.1. Captura.....	16
2.3.2. Desvio	21
2.3.3. Decapitação	24
2.4. Evidências dos processos de rearranjos de drenagem	25
2.4.1. Cotovelos e padrões de drenagem anômalos	26
2.4.2. Desenvolvimento e propagação de <i>knickpoints</i>	29
2.4.3. Colos	32
2.4.4. Desajustes entre vales e rios neles contidos	34
2.4.5. Terraços fluviais	36
2.4.6. Sedimentos fluviais.....	38

3. ÁREA DE ESTUDO.....	40
3.1. Localização.....	40
3.2. Arcabouço lito-estrutural.....	40
3.2.1. Evolução geológica.....	40
3.2.2. Descrição do arcabouço lito-estrutural	46
3.3. Aspectos climáticos, paleoclimáticos e fitogeográficos	52
3.3.1. Climas atuais	52
3.3.2. Aspectos fitogeográficos.....	60
3.3.3. Paleoclimas e condições paleoambientais	61
3.4. Os solos e as condições para seu desenvolvimento.....	64
3.5. A morfogênese do Planalto Paulistano e as superfícies de erosão regionais	67
3.6. A morfogênese da Serra do Mar	70
3.7. Distribuição e desenvolvimento das redes de drenagem	77
4. MÉTODOS E TÉCNICAS.....	80
4.1. Geomorfometria	81
4.1.1. Preparação do Modelo Digital de Elevação (MDE)	81
4.1.2. Atributos primários do MDE.....	82
4.1.3. Extração e hierarquização da drenagem.....	83
4.1.4. Padrões de drenagem e ângulos de junção	84
4.1.5. Lineamentos topográficos	87
4.1.6. Índice Dd: densidade de drenagem.....	88
4.1.7. Perfis longitudinais e índices derivados.....	89
4.1.7.1. Índice de Concavidade (IC).....	90
4.1.7.2. Índice SL ou RDE: relação entre declividade e distância do canal ou vale	91

4.1.8. Índice IS: sinuosidade dos cursos d'água.....	94
4.1.9. Análise hipsométrica das bacias de drenagem	95
4.1.10. Índice Vf: razão entre largura e profundidade do vale.....	98
4.2. Trabalhos de campo	99
4.3. Análises granulométrica, mineralógica e morfoscópica	100
4.3.1. Preparo das amostras	101
4.3.2. Análise granulométrica	101
4.3.3. Análise mineralógica	103
4.3.4. Análise morfoscópica	103
4.4. Datação de sedimentos fluviais por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)	104
4.4.1. Fundamentos da datação de sedimentos fluviais por LOE	105
4.4.2. Coleta de amostras para LOE e procedimentos de laboratório	107
4.4.3. Datação por LOE e estimativas de taxas de incisão fluvial e de migração de <i>knickpoints</i>	108
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	110
5.1. Indicadores morfológicos e morfométricos de rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari.....	110
5.1.1. Sub-bacia do alto curso do Rio Capivari	111
5.1.2. Sub-bacia do Ribeirão Embura.....	124
5.1.3. Sub-bacia do médio curso do Rio Capivari	136
5.1.4. Sub-bacia do Ribeirão do Getúlio.....	148
5.1.5. Sub-bacia do Ribeirão Claro	158
5.1.6. Sub-bacia do Ribeirão da Dúvida	171
5.1.7. Sub-bacia do Rio dos Monos.....	181
5.1.8. Sub-bacia do Rio dos Campos.....	193

5.1.9. Sub-bacia do baixo curso do Rio Capivari	202
5.1.10. Síntese das observações morfológicas e morfométricas referentes à bacia do Rio Capivari	215
5.2. Indicadores sedimentológicos da captura do alto curso do Rio Capivari	259
5.2.1. Perfis e tradagens	259
5.2.2. Análise granulométrica	269
5.2.3. Análise mineralógica da fração areia	277
5.2.4. Análise morfooscópica da fração areia	281
5.2.5. Análise mineralógica da fração cascalho	293
5.2.6. Análise morfooscópica da fração cascalho	294
5.2.7. Síntese das observações sedimentológicas	298
5.3. Estudo geocronológico da captura do alto curso do Rio Capivari	305
5.4. Fatores para a ocorrência de rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari.....	310
6. CONCLUSÕES.....	317
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	323
ANEXOS.....	347

1. INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do Rio Capivari, localizada na borda meridional do Planalto Paulistano e no reverso da Serra do Mar, em São Paulo (SP), apresenta diversas “anomalias” em sua densa rede de drenagem, tais como inflexões, colos, segmentos retilíneos, rupturas nos perfis longitudinais e padrões de drenagem anômalos. Esses elementos são sugestivos de reorganizações na rede de drenagem, tal como proposto por Ab’Sáber (1957), na primeira observação já realizada a respeito dos padrões de drenagem anômalos presentes no entorno da cidade de São Paulo. Sobre o traçado incomum do Rio Capivari, o autor traz a seguinte descrição:

“Em seus primeiros 10 km de curso, o Rio Capivari é S-N; após o cotovelo de captação, situado a 4 km ao SSW de Engenheiro Marsilac, passa a correr de W para L, por alguns quilômetros. Próximo da estação de Evangelista de Sousa, o aludido curso se inflete para o S até seccionar os gnaisses da borda da Serra do Mar, por meio de um traçado nitidamente obsequente. Daí por diante, após uns 15 km de curso, ele passa a correr para SSW, com o nome de Rio Branco da Conceição, apertado entre a escarpa da Serra do Mar, aí localmente interiorizada, e o esporão costeiro destacado da mesma, conhecido por Serra de Guaperuvu e Serra de Barigui. Finalmente, na baixada do Itanhaém, o coletor principal da planície de nível de base da região possui um traçado N-S, que é exatamente o oposto daquele que nos é apresentado pelas cabeceiras do Rio Capivari (AB’SÁBER, 1957, p. 87) ”.

Ab’Sáber (1957) sugere que o trecho superior do Rio Capivari constitui uma drenagem antecedente que rumava para a Bacia Sedimentar Cenozoica de São Paulo e que, durante o Plioceno ou o Quaternário Inferior, teria sofrido interferência da drenagem litorânea em processo de marcha regressiva para o planalto. Desta forma, o alto curso do Capivari teria sido resultado de um processo de captura fluvial, implicando em perdas de área de contribuição e vazão na bacia do Rio Embu-Guaçu, a NW, e ganhos na drenagem litorânea.

A análise da morfologia geral dos cursos d’água que constituem a bacia hidrográfica do Rio Capivari releva uma diversidade de padrões de drenagem, notadamente anômalos em alguns setores da bacia. Este quadro leva à sugestão de que os processos de rearranjos de

drenagem não se restringem a um caso isolado correspondente à captura do alto Capivari, mas que eles contribuíram para o desenvolvimento desta bacia hidrográfica como um todo.

Para Ab'Sáber (1957) as “treliças frouxas” das cabeceiras de drenagens, que vão diretamente ao Atlântico, são as responsáveis por capturas fluviais na Serra do Mar, como a do Rio Capivari. Para o autor, as interferências de drenagens com gradientes extremamente desiguais teriam como consequência a inversão gradual da direção geral da drenagem do planalto para o litoral, culminando em um extensivo rejuvenescimento na borda do planalto.

Diversos estudos têm documentado a ocorrência de rearranjos de drenagem em áreas próximas à bacia do Rio Capivari (OLIVEIRA, 2003; OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007; NEVES, 2012; PASA, 2013; SILVA, 2013). Outros estudos relacionam capturas fluviais à retração de escarpas de margens continentais passivas, como nos Gates Ocidentais, situados na Índia (HARBOR e GUNNELL, 2007), nos Apalaches (PRINCE et al., 2010) e na Grande Cordilheira Divisória australiana (HAWORTH e OLLIER, 1992) sugerindo que esses processos são relativamente comuns em grandes escarpas.

Ao se considerar o forte gradiente hipsométrico propiciado pela Serra do Mar, o condicionamento litoestrutural ao desenvolvimento da drenagem, os movimentos tectônicos recentes e as mudanças climáticas pleistocênicas e holocênicas que vem sendo documentadas na área (COELHO-NETTO, 1999; RÖMER et al., 2002; LEDRU et al., 2005; HIRUMA et al., 2013; KIRCHNER et al., 2015, supõe-se que a mesma seja notadamente propícia à ocorrência de processos de rearranjos de drenagem. Escarpas como a Serra do Mar oferecem condições favoráveis para a ocorrência de rearranjos de drenagem; por outro lado, os rearranjos de drenagem contribuem significativamente para a evolução dessas feições por recuo erosivo (PRINCE et al., 2010, 2011).

Com base na proposta de que a escarpa da Serra do Mar tem sofrido retração desde o Cretáceo (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998), admite-se que os rearranjos de drenagem constituem importante mecanismo para esse recuo, tal como sugerem Oliveira e Queiroz Neto (2007). Considera-se relevante o levantamento de evidências desses fenômenos na bacia do Rio Capivari, na tentativa de se elucidar o papel dos rearranjos de drenagem à evolução da escarpa da Serra do Mar.

1.1. OBJETIVO

A pesquisa teve como objetivo geral avaliar o papel dos rearranjos de drenagem à evolução da rede de canais fluviais que compõem a bacia hidrográfica do Rio Capivari. Com base nessa avaliação, busca-se fornecer subsídios para o entendimento da morfogênese da escarpa da Serra do Mar, parcialmente abrangida por esta bacia. Os rearranjos de drenagem seriam responsáveis pela existência de uma diversidade de anomalias de drenagem observadas na bacia, das quais mencionam-se: inflexões em ângulos retos, colos, gargantas, *knickpoints* e padrões anômalos de drenagem, feições indicativas de etapas sucessivas de rearranjos de drenagem, em evolução ao longo do Quaternário. A mais evidente anomalia de drenagem, representada pelo cotovelo presente na passagem do alto ao médio curso do Rio Capivari, foi estudada com maior detalhamento, por haver maior preservação das evidências do rearranjo de drenagem.

Para atingir tal proposição, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- avaliar a correlação existente entre as anomalias de drenagem no interior da bacia do Rio Capivari e os rearranjos de drenagem;
- identificar os fatores que contribuíram para a ocorrência dos rearranjos de drenagem na área de estudo;
- determinar a cronologia absoluta de episódios deposicionais e erosivos na referida bacia com base na datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) do material fluvial disponível na área para realizar inferências a respeito do processo de captura fluvial.

1.2. HIPÓTESE

Parte-se da hipótese de que as anomalias de drenagem existentes na bacia do Rio Capivari, com destaque para a inflexão desse curso na confluência com o Ribeirão Embura, se devem aos processos de rearranjos de drenagem ocorridos no Quaternário Tardio. Ressalta-se a importância desses fenômenos à morfogênese da área em questão, aqui compreendidos como elementos fundamentais ao desenvolvimento da paisagem atualmente observada.

Os rearranjos de drenagem ocorridos na área seriam atribuídos a diversos fatores, tais como o forte gradiente hipsométrico oferecido pela escarpa da Serra do Mar, as influências dos lineamentos estruturais atribuídos à complexa trama de foliações e fraturas, as

movimentações tectônicas recentes e as oscilações paleoclimáticas do Quaternário Tardio. A partir desses condicionantes, diversos tributários da drenagem litorânea, que conduzem ao Rio Branco, teriam se aproveitado de sua situação vantajosa à atividade erosiva em relação aos rios do planalto, produzido uma marcha de erosão regressiva em direção ao interior, ao longo de diversas ramificações, provocando interferências em outros canais que se integraram sucessivamente à sua rede.

1.3. JUSTIFICATIVA

O estudo de rearranjos de drenagem é justificado por seu papel na evolução das paisagens. Para Small (1972), esses processos estão entre os eventos mais importantes na história da drenagem e a bem-sucedida interpretação desses fenômenos constitui importante ferramenta para desvendar questões relacionados à drenagem. Conforme Bishop (1995), apesar da progressiva redução do interesse em estudos de cronologia da denudação, a partir dos anos 1940, além da crescente ênfase na geomorfologia quantitativa de detalhe em pequenas bacias, o recurso à pirataria fluvial como elemento da história da drenagem regional não mostra sinais de declínio.

Para Bishop (1995) e para Pederson (2001), os rearranjos de drenagem são processos geológicos que podem levar a: alterações nos padrões de sedimentação e mineralogia dos sedimentos, alterações nos padrões de migração para animais aquáticos, aumento nas taxas de erosão nas cabeceiras das bacias de drenagem e mudanças nas características químicas da carga dissolvida dos rios. Para Mather (2000), o estudo das capturas fluviais é relevante na compreensão da interação entre os sistemas fluviais adjacentes, das variações nas morfologias dos rios envolvidos e em alterações nos níveis de base local e regional, podendo levar à formação de terraços fluviais.

Justifica-se a escolha da área de estudo por sua relevância científica e ambiental, a qual está protegida por diferentes legislações ambientais, como a Lei de Proteção aos Mananciais, vigente desde 1975, e a Área de Proteção Ambiental (APA) Capivari-Monos, criada em 2001. Tanto as cabeceiras quanto o baixo curso do Rio Capivari se encontram no Parque Estadual da Serra do Mar – Núcleo Curucutu – e constituem importante área de preservação da Mata Atlântica.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1. DRENAGENS TRANSVERSAS E ANOMALIAS DE DRENAGEM

Os arranjos espaciais dos canais fluviais em uma bacia hidrográfica podem ser considerados ajustados à estrutura geológica, ou, então, transversos, anômalos ou exóticos (TWIDALE, 2004). Esses cursos d'água também são denominados: *gaps*, *water gaps*, vales transversos, gargantas transversas de rios, vales-tronco transversos ou *boxes* (DOUGLASS et al., 2009). Drenagens transversas já foram consideradas “contra-intuitivas” e, por isso, “anômalas” (DOUGLASS e SCHMEECKLE, 2007), por serem constituídos de rios que atravessam estruturas geológicas tectonicamente controladas, como escarpas de falha ou cinturões dobrados (OBERLANDER, 1985; STOKES e MATHER, 2003; STOKES et al., 2008; REN et al., 2014), d

Devido à relação próxima existente entre estrutura e drenagem, é possível utilizar-se da ocorrência desse tipo de característica da drenagem para explicar a evolução no tempo geológico de uma região (MORISAWA, 1985). As mesmas corresponderiam a uma resposta transitória a algum processo ou conjunto de processos que afetam a paisagem fluvial (ANTÓN et al., 2014), como, por exemplo, a formação de cadeias montanhosas (BABAUULT et al., 2012), mudanças climáticas, eustasia ou movimentos tectônicos (STOKES e MATHER, 2003). A criação de drenagens transversas pode ser atribuída a processos de antecedência, superimposição (STOKES e MATHER, 2003), bem como aos rearranjos de drenagem (BISHOP, 1995).

Antecedência refere-se à manutenção ou entalhamento do curso de um rio através de uma área na qual ocorre desnivelamento por falhamento ou dobramento (TWIDALE, 2004; DOUGLASS et al., 2009). Estudos numéricos e experimentais mostram que a antecedência ocorre quando um canal possui capacidade de erodir um substrato rochoso em processo de soerguimento e continua a transportar sedimentos para jusante sem a ocorrência de períodos prolongados de agradiação (DOUGLASS et al., 2009). Com suficiente potencial erosivo, a drenagem mantém seu curso e entalha um caminho através da estrutura em ascensão (DOUGLASS e SCHMEECKLE, 2007). Na medida em que alguns rios fluem através de cadeias montanhosas, estes podem desenvolver terraços fluviais flexionados e inclinados, os quais podem ser utilizados para quantificar a taxa de falhamento ou dobramento ativo e

identificar positivamente a antecedência (LAVÉ e AVOUAC, 2000; DOUGLASS et al., 2009).

Superimposição (*superimposition* no Reino Unido e *superposition* nos Estados Unidos) refere-se a uma drenagem desenvolvida de maneira ajustada a uma massa sobrejacente removida por erosão, que se torna diretamente posicionada sobre uma massa subjacente de características estruturais contrastantes (TWIDALE, 2004). A massa sobrejacente pode consistir de depósitos fluviais, lacustres ou marinhos ou de alguma rocha de alta erodibilidade (DOUGLASS et al., 2009). Para se corroborar a hipótese de superimposição, devem estar preservados remanescentes da massa sobrejacente (TWIDALE, 2004).

O rearranjo de drenagem, por sua vez, consiste na transferência de parte ou de todo o fluxo de um rio e sua área de contribuição a outro rio (BISHOP, 1995). Reorganizações de redes de drenagem no Cenozoico Tardio são amplamente reconhecidas e extensivamente estudadas por geomorfólogos em diversos sistemas fluviais (REN et al., 2014). Em áreas tectonicamente quiescentes, grandes mudanças morfológicas nos canais e processos de incisão acelerada podem ter como origem os rearranjos de drenagem (ANTÓN et al., 2014).

Rearranjos de drenagem podem vincular-se à retração de grandes escarpas em margens continentais passivas. Prince et al. (2010) destacam o papel dos rearranjos de drenagem na retração dos Apalaches Meridionais. Os escarpamentos permanecem estáveis na maior parte do tempo, com recuo caracterizado por eventos episódicos, quando da ocorrência de rearranjos de grandes bacias de drenagem planálticas, cujas descargas são capazes de produzir forte erosão. Rearranjos menores e mais frequentes poderiam, segundo os autores, produzir taxas locais de erosão modestas, porém importantes a longo prazo. No escarpamento dos Gates Ocidentais, na Índia, por exemplo, os padrões de drenagem sugerem contínua reorganização dos rios de planalto por sucessivos rearranjos, resultando no recuo paralelo do divisor de drenagem e do escarpamento (HARBOR e GUNNELL, 2007; PRINCE et al., 2010).

Há uma diversidade de sistemas classificatórios de rearranjos de drenagem e os aqui apresentados incluem os anteriores ao conceito cunhado por Bishop (1995), de tal modo que as ideias de captura, desvio ou decapitação neles presentes podem abarcar outros significados. Nos primórdios do século XX, as capturas fluviais eram normalmente classificadas conforme estágios de desenvolvimento e possibilidade de futura ocorrência, nas categorias: captura previsível, captura iminente, captura em vias de execução, captura recente e captura antiga, classificação elaborada em um momento no qual se acreditava que estes tipos de capturas

fluviais manifestavam-se como resultantes da efetiva atuação da erosão regressiva, propiciada por fortes gradientes hipsométricos e consequentes diferenças dos níveis de base (OLIVEIRA, 2010).

Nos anos 1950, Thornbury (1954) apresentou uma classificação na qual as categorias de maior hierarquia consistiam na migração lenta dos divisores e migração rápida dos divisores (Figura 1). A partir de um ponto de vista davisiano, o autor considerava que, no estágio juvenil do ciclo fluvial, as vertentes de maior declividade recuariam mais rapidamente que as menos íngremes, em função dos processos erosivos mais intensos nas primeiras que nas últimas, causando o progressivo deslocamento dos divisores entre as bacias. A migração rápida dos divisores subdivide-se em desvios e perturbações na drenagem. Nos desvios, os rios atuam ativamente nas mudanças da drenagem, já nas perturbações, as mudanças na drenagem são realizadas por outros agentes, como eventos diastróficos. Os desvios ainda se subdividem em desvio por pirataria e por agradação. No primeiro caso, haveria a necessidade de existir diferenças significativas de altitude entre o curso d'água pirata e o capturado, ao passo que no segundo caso, o preenchimento rápido de uma depressão fechada ou de um vale com sedimentos fluviais levaria ao eventual transbordamento da drenagem. Quatro tipos de pirataria são identificados nesse sistema classificatório: abstração, com integração das menores linhas de drenagem, a partir de ravinas e voçorocas; erosão regressiva das cabeceiras, na qual predomina enquanto fator a diferença de altitude ou a resistência diferencial das rochas; o aplainamento lateral, causado pela erosão lateral promovida por rios estáveis; e o desvio subterrâneo, típico de regiões cársticas. Ressalta-se que a classificação apresentada por Christofolletti (1981) deriva diretamente da proposta por Thornbury (1954).

Figura 1 – Inserção das capturas fluviais no sistema classificatório de Thornbury (1954).

Elaborado pelo autor.

Small (1972) apresenta uma classificação de capturas fluviais que considera a influência do escoamento da água subterrânea no processo de captura (Figura 2). Conforme essa classificação, as capturas fluviais ocorreriam por: desvio superficial simples, desvio superficial precedido pela abstração subterrânea, migração dos divisores e alargamento lateral do vale. A primeira categoria seria comum em área de rochas impermeáveis. Sem grandes influências do fluxo subterrâneo, o rio capturado manteria seu fluxo até o momento do desvio. Já a segunda categoria ocorre em área de rochas permeáveis, o que incorre na redução gradual do fluxo do rio capturado, redirecionado através do subsolo para a bacia capturante. Na terceira categoria, não há envolvimento das linhas de drenagem, ocorrendo apenas a transferência da área de escoamento superficial de uma bacia para outra. Por fim, na quarta categoria ocorre a incorporação de rios paralelos ao rio de maior parte, devido ao alargamento lateral do vale deste último, equivalendo ao aplainamento lateral do sistema classificatório de Thornbury (1954).

Figura 2 – Capturas fluviais conforme o sistema classificatório de Small (1972).

Elaborado pelo autor.

Para Bishop (1995), a captura fluvial é uma categoria em um conjunto mais amplo de tipos de rearranjos de drenagem, nos quais se incluem também os processos de desvio e de decapitação (Figura 3). O critério fundamental de classificação está na distinção entre rearranjo das áreas de escoamento superficial pertencentes às bacias envolvidas e o rearranjo dos rios. Outro critério adotado consiste na distinção entre processos os *top-down* (de cima para baixo) e *bottom-up* (de baixo para cima). Enquanto nos primeiros ocorre o deslocamento

de um rio ativamente para outra área, nos últimos ocorre seu deslocamento passivo, executado por outro rio que o intercepta e o abstrai, localizado em nível altimétrico mais rebaixado. Com esses critérios, o sistema classificatório proposto agrupa os rearranjos de drenagem em: capturas, nas quais ocorre modificação *bottom-up* das linhas de drenagem; desvios, que consistem em modificações *top-down* das linhas de drenagem; decapitação, que consiste na transferência progressiva das áreas de escoamento superficial de uma bacia para outra, correspondendo à terceira categoria da classificação de Small (1972). A classificação de Buchop (1995) tem sido frequentemente utilizada nos estudos de rearranjos de drenagem recentemente publicados (MAHER et al., 2007; MIKESELL et al., 2010; NASCIMENTO et al., 2013; ANTÓN et al., 2014; BRACCIALI et al., 2015) e foi adotada neste trabalho.

Figura 3 – As capturas fluviais no sistema classificatório de Bishop (1995).

Elaborado pelo autor.

2.2. FATORES PARA OCORRÊNCIA DE REARRANJOS DE DRENAGEM

Dos mecanismos mais frequentemente mencionados para ocorrência de rearranjos de drenagem, destacam-se: controle exercido pelo embasamento litoestrutural, movimentações tectônicas (que podem produzir importantes gradientes hipsométricos) e mudanças climáticas, conforme a discussão apresentada a seguir.

2.2.1. Embasamento litoestrutural

A eficácia dos processos de erosão fluvial, como a abrasão, a corrosão, a cavitação e o arrancamento (*plucking*), é fortemente influenciada pela litologia e pelo espaçamento de

juntas, fraturas e planos de acamamento, os quais exercem o controle mais direto à ocorrência de rearranjos de drenagem (PEDERSON, 2001).

A litologia exerce importante controle sobre as taxas de erosão em rios de leito rochoso, com influência direta na taxa de expansão total da drenagem (MATHER, 2000a, b). Características das rochas como: a) composição mineralógica, b) textura, c) resistência (*strength*) e d) estruturas menores, como juntas, clivagem, xistosidade e planos de acamamento são vitais para os processos de intemperismo e de erosão fluvial (SPARKS, 1971). A litologia ainda exerce influência sobre o *runoff*, bem como na quantidade e nas características mineralógicas dos sedimentos fornecidos para os sistemas fluviais, o que se manifesta na morfologia e no comportamento dos canais fluviais (SCHUMM, 2005).

Importante exemplo de rearranjo induzido pelas litologias se dá na borda meridional dos Montes Atlas, no Marrocos. Neste cinturão de rochas dobradas e falhadas, o Rio Dades passa por uma série de gargantas profundamente dissecadas antes de encontrar a Bacia *Aït Seddratt*; com soerguimento Plio-Quaternário do orógeno Atlas, os níveis de base regionais se modificaram, levando à incisão e à formação de gargantas nos calcários, de maior resistência no ambiente árido, ao passo que nos lamitos houve maior incisão dos canais, culminando na migração de divisores e, conseqüentemente, em capturas fluviais (STOKES et al., 2008).

As estruturas presentes nas rochas também são exploradas pelos sistemas fluviais em expansão. Ao longo do tempo, o curso do rio e seus tributários tendem a se ajustar às falhas, juntas e demais lineamentos nas rochas, à medida que a água encontra maior facilidade de erosão (MORISAWA, 1985). A estrutura controla, juntamente com a litologia, a infiltração de água no subsolo, determinando, assim, taxas de infiltração e de *runoff* e a sobrevivência de pequenos canais lineares (TWIDALE, 2004). Nas cabeceiras de bacias hidrográficas em áreas dissecadas, eixos de anfiteatros podem também se posicionar paralelamente ao mergulho de juntas locais, o que interfere em seu progresso remontante (COELHO-NETTO, 1999).

Para Small (1972), um importante resultado do crescimento de rios subsequentes por expansão remontante é o rompimento de divisores, culminando em rearranjos de drenagem. Na Nova Zelândia, a captura das cabeceiras do Rio Karori pelo Rio Kaiwharawhara é estruturalmente condicionada e segue uma evolução complexa (LAUDER, 1962).

Bishop (1995) cita os Apalaches, nos Estados Unidos, ao exemplificar casos de realinhamentos de drenagens em resposta às diferenças estruturais no contato entre *nappes* de cavalgamento e a seção crustal sotoposta. Prince et al. (2010) destacam a importância de

linhas de fraquezas estruturais no controle de direções de fluxo para a dissecação de uma bacia capturada e na condução da erosão remontante com apropriação das bacias localizadas nas superfícies mais elevadas por aquelas localizadas em posição inferior, levando à ocorrência de capturas adicionais ao longo da estrutura.

2.2.2. Tectônica

Os movimentos tectônicos, como os soerguimentos, os falhamentos e os dobramentos, podem produzir desnivelamentos hipsométricos, levando ao aumento do gradiente e, conseqüentemente, do potencial fluvial dos rios que eventualmente atravessarem essas áreas (MIKESELL et al., 2010). As mais prováveis respostas do sistema fluvial à redução tectonicamente produzida no nível de base correspondem à incisão acompanhada de erosão remontante (MATHER, 2000 a, b; STOKES e MATHER, 2003; TWIDALE, 2004; MIKESELL et al., 2010) e à alteração da sinuosidade dos canais em sistemas meandantes (HOLBROOK e SCHUMM, 1999; SCHUMM, 2005). Desta maneira, constata-se a importância dos rios enquanto agentes primários pelos quais os sinais tectônicos são transmitidos para a paisagem (BOULTON e WHITTAKER, 2009).

Em áreas submetidas a vigoroso soerguimento epirogenético, as capturas fluviais constituem elemento chave na modificação do ambiente fluvial (MATHER, 2000a, b). Quando ocorre basculamento (*tilting*) longitudinal a um vale, este fenômeno implica na redução ou no aumento de seu gradiente local, podendo induzir à agração ou à degradação. O basculamento transversal à drenagem pode produzir migração lateral do canal fluvial (SCHUMM, 2005). Na Espanha, por exemplo, o soerguimento do núcleo da Cordilheira Bética em relação à bacia do Rio Guadalquivir estimulou a erosão remontante dos tributários do último; favorecido pelo aumento em seu potencial erosivo, um desses tributários acabou promovendo a captura fluvial do Rio Guadix, este último posicionado no bloco soerguido (CALVACHE e VISERAS, 1997). Na mesma cordilheira, um conjunto de capturas fluviais estimuladas pelo aumento dos gradientes regionais redirecionou parte da drenagem da Bacia Sedimentar de Sorbas para a Bacia de Carboneras, ao S (MATHER, 2000 a, b). No Tibete, por sua vez, a captura fluvial do Yarlung Tsangpo–Brahmaputra foi estimulada pelo aumento do gradiente relacionado ao soerguimento tectônico do referido planalto (BRACCIALLI et al., 2015). Em outro exemplo, no vale Barreal-Uspallata, na Pré-Cordilheira Argentina, movimentos epirogenéticos basculantes promoveram a formação de bacias assimétricas,

desvios de canais fluviais, perfis longitudinais convexos e padrões de drenagem anômalos (TERRIZZANO et al., 2014).

A atividade ao longo de falhamentos também pode condicionar a ocorrência e a localização de processos de rearranjos de drenagem. A princípio, os falhamentos estariam associados aos barramentos de cursos d'água ou ao estímulo da incisão local pelo aumento dos gradientes, com posterior propagação do pulso para montante (MODENESI-GAUTIERRI, 2002; RÖMER, 2008). Os rios de menor ordem seriam mais sensíveis à deformação tectônica por falhamento, mesmo que incipiente, enquanto os rios de maior ordem teriam maior capacidade para promover incisão das estruturas em processo de soerguimento (TERRIZZANO et al., 2014), estes últimos produzindo casos de antecedência (DOUGLASS et al., 2009). Por outro lado, canais de maior ordem hierárquica tendem a ser mais sensíveis à tectônica basculante devido a seus baixos gradientes, a despeito de suas maiores descargas (SCHUMM, 1986; GARROTE et al., 2008). Deste modo, é importante identificar o tipo de movimentação tectônica – por falha ou basculamento – responsável pela reorganização de sistemas fluviais.

Na Serra da Mantiqueira, mencionam-se possíveis casos de capturas fluviais ao longo de linhas de falhas que dividem o planalto em blocos retangulares (MODENESI-GAUTIERRI et al., 2002). Ao reconhecer o papel de pulsos tectônicos pleistocênicos e holocênicos, os autores descrevem a influência da atividade tectônica na compartimentação do planalto e as conseqüentes mudanças ocorridas nos padrões de drenagem. Os autores também ressaltam a influência passiva de estruturas que se interseccionam, favorecendo capturas de cursos subsequentes pelos rios da escarpa da Mantiqueira. No Vale do Ribeira, também no Estado de São Paulo, Römer (2008) refere-se ao desenvolvimento de um *graben* entre Sete Barras e a área costeira de Cananéia e Iguape, possibilitando a passagem do Rio Ribeira de Iguape ao Oceano Atlântico e a ocorrência de capturas fluviais ao longo da Serra de Paranapiacaba, as quais são vinculadas ao processo de dissecação da referida escarpa. No Planalto da Borborema, no Estado da Paraíba, Tavares et al. (2014) descrevem diversos casos de capturas fluviais atribuídas ao desenvolvimento do *graben* do Cariatá. O atual vale do Rio Mumbaba teria sido ocupado pelo antigo curso do Rio Paraíba, após este ter sido desviado para nordeste, possivelmente por influência tectônica.

Os dobramentos também estão associados a casos de rearranjos de drenagem citados na literatura. As capturas sofridas pelo Rio Dades, mencionadas anteriormente, além de explorarem diferenças no embasamento litológico, são induzidas pelas sinclinais em

desenvolvimento. Essas produziram um aumento no gradiente dos rios por meio de mudanças de nível de base que, por sua vez, estimularam ondas de incisão decorrente do aumento do potencial erosivo através da rede de drenagem, culminando em uma série de capturas fluviais (STOKES et al., 2008). Nos Montes Atlas, as estruturas locais em crescimento produziram relevo local suficiente para produzir deflexões nos rios e torná-los paralelos às direções das estruturas (BABAULT et al., 2012).

Contextos geotectônicos relacionados a margens continentais ativas são bastante propícios à ocorrência de rearranjos de drenagem, tendo-se em vista a gama de oportunidades de falhamentos, dobramentos e movimentos epirogenéticos. Nesses contextos, a queda brusca no nível de base produz uma assinatura reconhecível de gargantas no embasamento rochoso, superfícies remanescentes de elevações concordantes e *knickpoints* em processo de migração remontante, separando setores da rede de drenagem reliquiais daquelas em ajustamento às novas condições impostas (PRINCE et al., 2011).

As margens passivas dos continentes, por sua vez, possuem significativos gradientes topográficos herdados de múltiplas fases epirogenéticas cenozoicas. A cadeia Drakensberg, na África do Sul, os Ghats Ocidentais, na Índia, o Grande Escarpamento da Austrália Oriental e a Serra do Mar, no Brasil, são similares em sua constituição e origem (HAWORTH e OLLIER, 1992) e produzem contextos geomorfológicos favoráveis à ocorrência de rearranjos de drenagem, devido ao gradiente.

No estudo da influência de movimentos tectônicos aos processos de rearranjos de drenagem, deve-se destacar a escala de tempo a ser considerada. Evidências de campo obtidas nos montes Apeninos, na Itália, mostram que respostas transitórias da drenagem à forçante tectônica têm duração da ordem de 1 milhão de anos (Ma) para bacias com áreas inferiores a 100 km², sendo necessário tempo ainda maior para bacias de maior extensão (WHITTAKER et al., 2007; BOULTON e WHITTAKER, 2009). O tempo de resposta fluvial tende a ser menor para canais submetidos a perturbações tectônicas mais intensas, conforme sugerem os resultados apresentados por Whittaker e Boulton (2012).

2.2.3. Clima

O fator climático possui excepcional importância na dinâmica fluvial, pois estabelece suas características hidrológicas, condiciona o desenvolvimento da vegetação que estabiliza as vertentes e bancos dos rios e influencia na quantidade de sedimentos fornecidos aos canais

ativos (SCHUMM, 2005). Transições paleoclimáticas, por sua vez, são importantes ao desenvolvimento de rearranjos de drenagem, pois aceleram os processos de intemperismo e de erosão devido ao aumento do potencial fluvial devido ao aumento da descarga ou mesmo pela redução da vegetação nas margens dos rios (BULL, 1990; MIKESELL et al., 2010). Pederson (2001) destaca que grande parte dos casos de captura fluvial resulta de uma sucessão de eventos de erosão remontante dos canais em resposta a eventos climáticos: enquanto curtos eventos de precipitação aceleram os processos erosivos nos sistemas fluviais, eventos climáticos mais longos adicionam ou removem energia ao sistema por tempo prolongado, produzindo mudanças significativas nos níveis de base.

No entanto, tem sido reconhecido que a forçante climática não é capaz de, isoladamente, produzir incisão fluvial e rearranjos de drenagem, sendo necessária a ação conjunta de outros fatores, como a tectônica ativa, responsável pelo rebaixamento do nível de base, indutor da incisão fluvial (BRIDGLAND, 2000; STANGE et al., 2013). Deste modo, entende-se que o soerguimento tectônico contínuo induz o rio a promover incisão, ampliando-se a retomada da incisão a cada ciclo climático (BRIDGLAND e WESTAWAY, 2008; WESTAWAY et al., 2009; HU et al., 2012; FUCHS et al., 2014).

Associado a esses outros fenômenos, as perturbações climáticas podem levar a mudanças na morfologia e no perfil longitudinal de um rio de maneira semelhante à forçante tectônica, o que exige cautela na interpretação da importância relativa dessas duas variáveis (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Uma maneira de se distinguir entre a importância da tectônica ativa e do clima na ocorrência de rearranjos de drenagem é o estudo de terraços fluviais, que tendem a ser mais coincidentes temporalmente e mais abrangentes espacialmente no caso de influência climática predominante (WEGMANN e PAZZAGLIA, 2002).

O papel das transições climáticas é crucial à dinâmica fluvial, levando ao ajuste desta às novas condições (STANGE et al., 2013). Em transições climáticas, fases instáveis de incisão são relativamente curtas e alternam-se com fases mais longas de estabilidade nas quais prevalece o balanço aproximado entre a acumulação de sedimentos e sua remoção (VANDENBERGHE, 1995). As fases de incisão coincidem com períodos de colonização por novas espécies vegetais, nas quais há maior exposição do solo e maiores taxas de *runoff* (VANDENBERGHE, 2003). Sugere-se que a incisão fluvial se deve principalmente às curtas fases de transição climática (HU et al., 2012), como no caso do Rio Amarelo, no Tibete, no qual períodos transicionais entre estádios glaciais e interglaciais foram favoráveis à incisão, enquanto a agradação ocorreu nas fases climáticas estáveis (PERRINEAU et al., 2011).

Nas baixas latitudes, as flutuações paleoclimáticas do Quaternário se manifestaram principalmente no ponto de vista das precipitações, de tal modo que prevaleceram condições genericamente mais secas nas fases glaciais e úmidas nas interglaciais, embora com importantes variações locais (BRIDGLAND e WESTAWAY, 2008). Nessas regiões, transições para condições mais secas contribuíram para a rarefação da vegetação, ocasionando o acúmulo de sedimentos nas proximidades das vertentes e levando ao desenvolvimento de pedimentos; já nas transições para condições climáticas mais úmidas, a maior frequência de chuvas intensas em áreas rarefeitas de vegetação arbórea estimula intensas taxas de erosão, modificando a paisagem pelo esvaziamento dos fundos dos vales, por meio de incisão fluvial, além de promover rebaixamentos nos níveis de base (COELHO-NETTO, 1999).

A resposta dos sistemas fluviais à mudança climática é complexa e variável temporalmente (VANDENBERGHE, 1995). Muitas bacias de drenagem possuem tempo de resposta consideravelmente superiores a 10^5 anos. Uma vez que muitas das mudanças impostas aos rios pelas oscilações climáticas ocorrem em escalas temporais menores, é provável que os sistemas fluviais estejam constantemente integrando respostas a sucessivas variações nos parâmetros controladores, de tal modo que o equilíbrio raramente é atingido (BURBANK e ANDERSON, 2001). A resposta à forçante climática dependeria, portanto, do tempo da forçante relativo ao tempo de resposta; se a duração da forçante é curta em relação ao tempo de resposta, o sistema tende a se aproximar do estado de equilíbrio (*steady-state*) (KIRBY e WHIPPLE, 2012).

Há casos de rearranjos de drenagem em que a origem climática é devidamente elucidada. Lauder (1962) considera que os padrões de drenagem identificados nas bacias dos rios Karori and Kaiwharawhara, na Nova Zelândia, foram estabelecidos em uma fase pluvial, na qual várias capturas promoveram a integração da bacia, processo atualmente estagnado pela redução dos índices pluviométricos e estabilização climática. Mather (2000b) descreve o papel de mudanças climáticas plio-pleistocênicas para ocorrência de capturas fluviais nas drenagens das bacias Sorbas e Carboneras, na Espanha: as flutuações entre estágios glaciais e interglaciais estimularam fases alternadas de agradação e degradação, sendo maior a incisão nas fases úmidas, associadas à maior estabilidade das vertentes pelo aumento na cobertura vegetal arbórea. Twidale (2004) menciona o desmembramento de rios endorreicos no centro e oeste da Austrália em função da aridificação ocorrida ao longo do Quaternário.

2.3. PROCESSOS DE REARRANJOS DE DRENAGEM

Apesar da importância de se compreender a história da drenagem na interpretação de uma série de fatos geomorfológicos, Bishop (1995) alerta para a pobre elucidação dos *processos* de rearranjos de drenagem, de modo que o fenômeno da captura fluvial permanece sendo invocado rotineiramente sem que haja um adequado entendimento dos processos pelos quais a captura pode ocorrer. Nesta subseção, são descritos os processos envolvidos nas três formas de rearranjo de drenagem do sistema classificatório de Bishop (1995).

2.3.1. Captura

A captura fluvial (Figura 4) consiste no rearranjo das linhas de drenagem do tipo *bottom-up*, na interceptação ativa por parte do rio capturante e abstração de um sistema capturado adjacente (BISHOP, 1995). Para Douglass et al. (2009), captura ou “pirataria” define-se como processo no qual parte do curso de um canal fluvial desloca-se para integrar outro sistema fluvial, resultando em uma “drenagem transversa pirateada”. Mikesell et al. (2010), por sua vez, entendem que a captura ocorre quando um curso fluvial em processo de erosão remontante promove incisão, intercepta um curso menos ativo e, finalmente, produz nova rota para o segundo curso. Uma vez que as linhas de drenagem são preservadas após a captura, existe a possibilidade de se traçar a sua evolução e a morfogênese da região geomorfológica onde ela se insere (OLIVEIRA, 2010).

Parte-se frequentemente do pressuposto de que um dos rios possui grande capacidade de erodir rapidamente para montante, de modo a forçar sua entrada e capturar um canal e uma bacia adjacentes, embora o processo não seja tão autoevidente quanto essas suposições podem fazer parecer (BISHOP, 1995). Em linhas gerais, compreende-se que o curso capturante aproveita-se da vantagem de seu maior gradiente, sua maior energia e seu maior potencial erosivo em comparação com o rio capturado (BISHOP, 1995; ZAPROWSKI et al., 2002). Douglass e Schmeeckle (2007) destacam que as seguintes condições favorecem o rio capturante: possuir nível de base expressivamente mais baixo que o nível capturado, estabelecer-se sobre contextos lito-estruturais menos resistentes à ação erosiva; ocorrer desvio de águas do rio capturado para o capturante pela via subterrânea.

Figura 4 – Ilustração de uma captura fluvial, mediante a interceptação ativa por parte do rio capturante, com a formação de um colo.

Adaptado de: Bishop (1995)

A chave para o entendimento do processo de captura fluvial estaria na elucidação dos processos envolvidos na extensão remontante das cabeceiras de drenagem (BISHOP, 1995). A extensão remontante de um canal fluvial constituiria processo frequentemente rápido em um primeiro momento, indicando que algum limiar foi ultrapassado e que a pirataria fluvial mais comumente ocorre como consequência de um evento, em vez de um processo contínuo (PEDERSON, 2001).

Horton (1945) introduz importantes conceitos para a discussão a respeito da extensão remontante das cabeceiras de drenagem. Em sua obra, destaca a existência de uma faixa de não erosão (Figura 5), da crista às cabeceiras de drenagem, onde a energia do fluxo superficial (*overland flow*) não seria suficiente para superar a resistência inicial da superfície do solo à erosão, mesmo nas tempestades mais fortes. A erosão por fluxo superficial somente seria possível na meia vertente, onde ela é mais inclinada e a força erosiva disponível supera a resistência do solo à erosão.

Bishop (1995) considera que o conceito de faixa de não erosão permanece importante, embora reconheça a possibilidade de ocorrer extensão remontante de maneira não catastrófica na faixa de não erosão, por meio dos processos associados de salpico (*rain-splash*), lavagem em manto (*sheetwash*) e rastejo (*creeping*). Para o autor, embora o fluxo superficial (*overland flow*) requeira uma área mínima a montante e a taxa de extensão remontante tenda a zero a

alguma distância do divisor, os processos de salpico e rastejo teriam a capacidade de fazer o divisor migrar em caso de assimetria de declividades nas vertentes adjacentes.

Figura 5 – Perfil de vertente hipotética, mostrando a “faixa de não erosão”.

Adaptado de: Horton (1945).

No caso de sub-bacias adjacentes com diferentes intensidades de incisão fluvial, as vertentes opostas intermediárias poderão responder por meio de movimentos de massa, incluindo-se movimentos lentos, como o rastejo, e rápidos, como no caso de deslizamentos, levando, em alguns casos, à migração lateral do divisor (MUDD e FURBISH, 2005). A erosão subsequente nas cicatrizes de escorregamentos também pode contribuir para a evolução de anfiteatros (COELHO-NETTO, 1999). Modenesi-Gauttieri (2000) relata a formação de anfiteatros em área de relevo dissecado no Sudeste Brasileiro por meio de sucessivas fases de mobilização de regolitos profundamente intemperizados, sugerindo processo de escorregamento rotacional.

Em áreas de relevo fortemente dissecado e com altas taxas de pluviosidade, também é possível destacar o papel das corridas de detritos para a incisão dos talvegues, chegando a ser

processos dominantes no entalhamento dessas áreas (WHIPPLE, 2004). Nestas áreas, os anfiteatros tendem a ser menores e as densidades de drenagem maiores, que torna as cabeceiras mais próximas aos divisores e aumenta o número de cabeceiras potencialmente disponíveis para extensão remontante e rompimento de divisores, tornando-as potencialmente favoráveis às capturas fluviais (BISHOP, 1995).

Bishop (1995) salienta que a interpretação da evolução dos divisores por meio de movimentos de massa não está livre de problemas: o grau de rebaixamento da superfície superior do regolito durante corridas de detritos em anfiteatros é função da erodibilidade do regolito, das poro-pressões e da erosividade das corridas de detritos; o rebaixamento nas rochas deve ser mais provável onde estes fatores são mais intensos, notadamente a alguma distância entre o divisor e o nível de maior espessura do regolito, dificultando, portanto, a associação entre migração ativa dos divisores e corridas de detritos. Para o autor, a evolução dos divisores é melhor entendida como resultante da combinação entre rebaixamento gradual por intemperismo, rastejo e lavagem e eventos intermitentes de fluxos de detritos que proporcionariam a evacuação necessária do material do regolito e possível rebaixamento da superfície dentro de anfiteatros, somado ao efeito do processo de solapamento por fluxo hídrico subterrâneo.

Em situações nas quais o divisor de águas superficiais não coincide com o divisor de águas subterrâneas, o rompimento dos divisores pode se dar por extensão remontante a partir de processos subterrâneos (BISHOP, 1995). Pederson (2001) elabora uma revisão dos conhecimentos sobre o papel da água subterrânea na ocorrência de capturas fluviais. Conforme o autor, os padrões de fluxos de água subterrânea e os processos resultantes de solapamento por água subterrânea (*groundwater-sapping*) têm participação na maioria dos casos de captura fluvial (Figura 6). Uma vez que há diferença de elevação entre rios de bacias de drenagem adjacentes, o divisor topográfico de águas não mais corresponderá ao divisor subterrâneo. Além disso, os fluxos subterrâneos promovem uma comunicação pré-captura entre os rios envolvidos no processo. Deste modo, em vias de ser capturado, por estar em maior elevação, fornece fluxo e energia potencial para o sistema subterrâneo à medida que a cabeceira do rio capturante se aproxima. As mudanças nos caminhos de água subterrânea podem ainda causar perda de fluxo no rio pirateado, provocando acúmulo de sedimentos e aumento da energia potencial no sistema subterrâneo.

Quanto maior a incisão promovida pelo rio capturante, maior a concentração do fluxo de água subterrânea, levando a uma retroalimentação positiva que amplia progressivamente o

potencial erosivo do rio principal (TWIDALE, 2004). Nota-se que a própria extensão remontante dos canais resulta em uma distorção do fluxo subterrâneo, de tal modo que a cabeceira passa a atrair mais fluxos, o que resulta na maior concentração de energia e na aceleração da incisão e/ou extensão do canal (PEDERSON, 2001).

Figura 6 – Ilustração de pirataria fluvial a partir de processos subterrâneos, seguindo etapas A a C.

Extraído de: Pederson (2001).

Uma vez que o conjunto de condições necessárias para a ocorrência de capturas fluviais, diferentes autores divergem a respeito da frequência e da importância relativa desses fenômenos para a morfogênese regional. Para Twidale (2004), a captura fluvial seria um elemento comum na evolução dos padrões de drenagem. No entanto, outros autores discordam quanto à frequência desses eventos. Small (1972) considera o processo de captura relativamente raro, argumentando que o rio capturante precisa sofrer incisão até atingir um nível significativamente menor que sua vítima para obter suficiente vantagem erosiva, o que apenas poderia ser atingido em condições geológicas e geomorfológicas bastante particulares.

No mesmo sentido, Bishop (1995) argumenta que, além da significativa diferença de elevação entre as bacias adjacentes, também seria necessária a existência de forte rebaixamento dos divisores e de taxas anômalas de erosão das cabeceiras. Para Pederson (2001), na maioria dos ambientes, há mínima energia disponível para a pirataria fluvial, contribuindo para a raridade do processo. Douglass et al. (2009), após analisarem vinte casos de drenagem transversa no Sudeste dos Estados Unidos, nota que sua ocorrência é relativamente incomum nesta região, se comparada com os casos de antecedência e de superimposição. No entanto, o estudo da pirataria fluvial tem como importante complicador a destruição das evidências do processo pelas águas superficiais, podendo levar a comunidade científica a subestimar a verdadeira relevância desse processo na morfogênese da paisagem (PEDERSON, 2001).

Observa-se ainda que captura fluvial seria mais provável na existência de direções ortogonais entre os rios envolvidos, como no caso de áreas escarpadas orientadas por fraturamentos, nas quais rios da superfície superior orientam-se por estruturas geológicas paralelas à escarpa. Conforme Prince et al. (2010), quando as direções de fluxos são essencialmente opostas nas vertentes adjacentes ao divisor, a erosão remontante captura áreas insignificantes na superfície superior, produzindo mínima retração; já fluxos ortogonais aumentam o potencial para capturas de canais de maior ordem e rápido ajuste da topografia para nova localização, especialmente se fraturas e litologias facilmente erodíveis permitem rápida dissecação da bacia e aceleram a erosão remontante, de modo a ocasionar novas capturas no interior da superfície superior. Nos Montes Atlas superiores, a distribuição de capturas fluviais sugere forte influência das direções transversais entre os rios, predominando onde há as condições descritas (BABAULT et al., 2012).

2.3.2. Desvio

O desvio fluvial corresponde ao rearranjo das linhas de drenagem por processos *top-down* (i.e., de cima para baixo), no qual um rio “empurra” a si mesmo para outra bacia hidrográfica (Figura 7), de modo que o rio desviado se envolve ativamente no rearranjo de drenagem, em vez de ser vítima passiva como no caso da captura fluvial (BISHOP, 1995). Corresponde, em linhas gerais, à ideia de “transbordamento” (CHRISTOFOLETTI, 1977, 1981; OLIVEIRA, 2010). Geralmente envolvem rompimento de divisores como resultado de tectonismo, que pode levar à migração progressiva do canal, ou avulsão por fluxos

catastróficos, com transferência das linhas de drenagem e da área da bacia de drenagem e preservação das linhas de drenagem (BISHOP, 1995).

Figura 7 – Ilustrações esquemáticas do processo de desvio fluvial como resultado de processos de migração lateral ou tectonismo, com (a) ou sem (b) formação de cotovelos.

Adaptado de: Bishop (1995)

O fato de que rios podem ser defletidos por adernamento (*warping*) superficial é reconhecido na geomorfologia (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967; HOLBROOK e SCHUMM, 1999). Quando um rio encontra uma zona de subsidência ou soerguimento ativo, seu perfil longitudinal pode sofrer deformação: se a taxa de incisão fluvial for superior à do soerguimento, ele se desenvolverá de maneira transversa à deformação tectônica por antecedência; por outro lado, se a taxa de incisão fluvial for inferior à do soerguimento, ele irá defletir, podendo gerar uma inflexão no curso do canal (HOLBROOK e SCHUMM, 1999).

O processo de adernamento devido a movimentação tectônica pode levar à migração lateral do canal ou à sua reversão, o que depende das relações entre as direções do movimento e da drenagem. Em caso de adernamento com eixo longitudinal ao rio, este tende a migrar

lentamente no sentido de maior subsidência, desde que as taxas de adernamento não sejam excessivas, geralmente concentrando meandros abandonados no sentido oposto ao da migração do rio (HOLBROOK e SCHUMM, 1999).

Já em casos de adernamento transversalmente ao rio, pode ocorrer o processo de “reversão da drenagem” (BISHOP, 1995), ou a reversão no sentido do fluxo de um rio, com preservação de sua morfologia inicial, mesmo que parcialmente. Rios de baixo gradiente são especialmente sensíveis a esse tipo de adernamento, de tal modo que mesmo deformações sutis podem alterar o curso de rios de maior porte (HOLBROOK e SCHUMM, 1999). A preservação das linhas de drenagem após sua reversão requer adernamento suficiente para causar reversão do fluxo no tronco principal, mas não para causar reversão do fluxo nos tributários e produzir um desmembramento completo da rede de drenagem; tal requisito é satisfeito por gradientes de tributários mais íngremes que os do rio principal (BISHOP, 1995). Ressalta-se que a reversão de drenagem também requer a existência de um divisor rebaixado através do qual o fluxo possa ser facilmente revertido (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; CLARK et al., 2004).

Nas superfícies tectonicamente quiescentes e pouco dissecadas, os desvios¹ podem ser desencadeados pelo fenômeno da avulsão (MIKESELL et al., 2010). A avulsão comumente ocorre quando um evento de grandes proporções – normalmente uma cheia de alta magnitude e baixa frequência – ocorre em um segmento do rio que estava próximo do limiar de avulsão (SCHUMM, 2005). Conforme este autor, as principais causas das avulsões são: redução do gradiente por aumento de sinuosidade em canais meandrantess, seja por extensão de delta, seja por aumento do nível de base; crescimento de diques marginaiss; crescimento de leques aluviais; adernamentos longitudinaiss às linhas de drenagem; pico de descarga fluvial; aumento na carga sedimentar; invasão da vegetação ou congestionamentos de madeira (*log jams*).

Casos clássicos na literatura, como o dos rios Meuse e Moselle, na França, antes tidos como capturas, foram revistos e são agora compreendidos como casos de desvio, por terem promovido ativamente seus rearranjos (DURY, 1964; OLIVEIRA, 2010). Revisões sobre o tema (BISHOP, 1995; OLIVEIRA, 2010) descrevem outros casos de desvios que antes eram interpretados como capturas, como o caso do Furnace Creek Wash, cujo curso foi desviado para o Gower Gulch no Vale da Morte (Estados Unidos) e o curso anômalo do Rio Zambezi,

¹ Embora Mikesell et al. (2010) se refiram a um processo de rearranjo essencialmente *top-down*, os mesmos utilizam o termo “captura”, em discordância com a classificação proposta por Bishop (1995).

próximo das cataratas de Victoria, enquanto resultado de transbordamento de lago. Em ambos os casos, a presença de cones de dejeção sugere que o processo de rearranjo foi catastrófico.

Precaução é necessária para se avaliar se o rearranjo de drenagem é promovido por captura ou desvio; o desvio é mais provável por meio de adernamento do que por rompimento catastrófico de divisores, mesmo que no caso deste mecanismo haja necessidade de se satisfazer as condições já citadas (BISHOP, 1995). Em situações nas quais se deduz o rearranjo de drenagem por meio da análise dos padrões de drenagem, a ausência de significativa diferença nos níveis hipsométricos dos canais envolvidos e de *knickpoints* resultantes, o desvio torna-se o mecanismo mais provável de rearranjo que a captura, uma vez que o primeiro mecanismo não requer grandes desníveis entre os rios envolvidos para ocorrer (BISHOP, 1995).

2.3.3. Decapitação

O terceiro tipo de rearranjo de drenagem descrito conforme o sistema classificatório de Bishop (1995) consiste na decapitação², ou rearranjo das áreas drenadas sem participação das linhas de drenagem (Figura 8), na qual o divisor de drenagem penetra progressivamente em uma das bacias hidrográficas adjacentes por processos de vertente, resultando na transferência de áreas de drenagem, sem que haja uma redistribuição das linhas de drenagem. O deslocamento do divisor de águas traz significativos impactos para ambas as bacias, alterando suas áreas e formas, bem como suas descargas e cargas sedimentares, acarretando em alterações nas taxas de processos geomorfológicos (MIKESELL et al., 2010).

A taxa de migração dos divisores depende da taxa de incisão nas bacias adjacentes, a qual depende de diferenças significativas nos níveis de base (BISHOP, 1995) ou das resistências relativas dos embasamentos lito-estruturais de ambas aos processos de vertente (MUDD e FURBISH, 2005). A mesma taxa pode ser ampliada se houver transferência de água subterrânea entre as bacias envolvidas, pelo processo de solapamento por água subterrânea (SMALL, 1972; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001).

Os processos responsáveis pela decapitação são abrangidos pelo termo “retração de escarpa”, uma vez que é por este mecanismo que o escarpamento em retração destrói as áreas de drenagem do planalto (BISHOP, 1995). Tal mecanismo é aferido na situação em que há

² Não se deve confundir com o outro uso da palavra “decapitação”, aplicada a rios que perderam suas cabeceiras pelos processos de captura ou desvio.

coincidência entre a linha de escarpa e o divisor de drenagem, sendo a retração da escarpa fruto dos processos subterrâneos de solapamento (PEDERSON, 2001) e não por fluxos superficiais difusos ou canalizados (BISHOP, 1995).

Figura 8 – Ilustração esquemática do processo de decapitação, no qual não há a preservação das linhas de drenagem.

Extraído de: Bishop (1995).

O recuo de escarpas por decapitação pode produzir vales truncados, suspensos no topo do escarpamento, análogo aos vales decapitados em escarpas litorâneas resultantes de retração de escarpa por erosão marinha (BISHOP, 1995). A perda de cabeceiras para a migração de divisores pelo processo de decapitação também pode se manifestar como perfis longitudinais mais lineares, sem o formato côncavo dado pelas cabeceiras íngremes, perdidas no processo (PRINCE et al., 2010).

2.4. EVIDÊNCIAS DOS PROCESSOS DE REARRANJOS DE DRENAGEM

Os processos de rearranjos de drenagem deixam vestígios reconhecíveis e utilizados para sua reconstrução. Os principais vestígios desses processos são sumarizados por Small (1972), sendo esses: cotovelo de captura, ruptura no perfil longitudinal, colo, rio desajustado em relação ao vale (*misfit*), e correlação mineralógica e morfoscópica de cascalhos. Pederson

(2001) acrescenta padrões anômalos de drenagem, do tipo *barbed*, além de vales secos e rios decapitados como evidências de pirataria fluvial.

Para Bishop (1995), apesar da superioridade da evidência geológica na identificação de rearranjos de drenagem, que permite demonstrar a existência de um antigo rio onde ele não mais existe, a restrição espaço-temporal desses dados faz com que em muitas situações o rearranjo seja inferido a partir de evidências morfológicas, sendo as mais comuns os cotovelos de captura, os vales secos e a falta de correlação entre as dimensões dos canais e seus vales. Outra limitação ao relacionar rearranjos de drenagem às características da paisagem consiste na natureza topograficamente efêmera de tais eventos (PRINCE et al., 2011).

Destaca-se que o fenômeno não deve ser assumido como verdadeiro sem que se identifiquem as evidências necessárias para sua atestar ocorrência, devendo sempre ser demonstrado, especialmente em áreas de homogeneidade geológica, nas quais a posseção de grande vantagem erosiva por um rio em relação a outro adjacente deve ser um evento extremamente raro (SMALL, 1972). Deste modo, não é suficiente apontar inflexões ou padrões de drenagem anômalos como evidências de rearranjos de drenagem, sendo necessário considerar uma gama maior de evidências morfológicas e sedimentológicas.

2.4.1. Cotovelos e padrões de drenagem anômalos

O cotovelo de captura ou de desvio consiste em uma inflexão abrupta na morfologia plana canal fluvial (Figura 9), considerado o ponto no qual a captura ou o desvio teria ocorrido (BISHOP, 1995; CLARK et al., 2004). Das evidências utilizadas para se identificar rearranjos de drenagem, o cotovelo provavelmente é a mais comumente citada (BISHOP, 1995; DOUGLASS et al., 2009). No entanto, trata-se da evidência mais suspeita (SMALL, 1972), visto que inflexões na rede de drenagem podem ser produzidas por outros processos, como no caso de adaptações às estruturas geológicas (BISHOP, 1995). Além disso, Zaprowski et al. (2002) ressalta que nem todos os casos de pirataria fluvial produzem cotovelos, uma vez que, em alguns casos, o rio capturante e o rio capturado têm a mesma direção original, especialmente se ambos forem controlados por uma mesma estrutura geológica.

Uma rede de drenagem que apresenta diversos cotovelos de drenagem possui padrão *barbed*. Trata-se de um padrão de drenagem no qual os cursos d'água exibem ângulos de confluência entre tributários sistematicamente superiores a 90° (entre o canal tributário e o

trecho do canal principal a montante) e podem ser considerados diagnósticos de reversão de drenagem (SUMMERFIELD, 1991; CLARK et al., 2004). O padrão *barbed* pode se desenvolver quando rios em expansão remontante atravessam padrões de drenagem mais antigos ou barreiras topográficas (STOKES e MATHER, 2003; MIKESELL et al., 2010).

Figura 9 – Produção de cotovelo por captura fluvial.

Adaptado de: Zaprowski et al. (2002).

Os padrões de drenagem do tipo *barbed* constituem importante argumento morfológico para rearranjos múltiplos, pois, sem esses processos, requereriam padrões estruturais muito incomuns para existir (BISHOP, 1995; PRINCE et al. 2010). Diversos autores propõem existir uma relação entre redes de drenagem com padrão *barbed* e a ocorrência de rearranjos de drenagem, como os que seguem. Na Austrália, a bacia do Rio Clarence possui padrão marcadamente *barbed* (Figura 10), com tributários retilíneos formando uma sucessão de inflexões de ângulos retos (HAWORTH e OLLIER, 1992). Na Espanha, o Rio Guadiana Menor, que sofreu reversão pela ação capturante do rio Guadalquivir, produz um padrão *barbed* em conjunto com seus tributários, os quais ainda seguem uma antiga organização da drenagem consistente com a tendência regional (CALVACHE e VISERAS, 1997). No Brasil, Lisbôa e Castro (1998) relatam a existência de padrão *barbed* na bacia do rio Camaquã, capturado pelas cabeceiras do rio Jacuí, processo vinculado à abertura da Depressão Periférica Sul-Rio-Grandense.

Figura 10 – Padrão de drenagem do tipo *barbed* nos setores de montante da bacia do Rio Clarence, na Austrália. Os tributários do alto curso deste rio preservam as direções gerais adquiridas quando pertenciam à rede de drenagem do Rio Condamine, a NW.

Adaptada de: Haworth e Ollier (1992).

A identificação de padrão *barbed*, por si só, não é suficiente para a confirmação dos processos de rearranjo de drenagem. No SE australiano, alguns padrões *barbed* haviam sido interpretados como resultantes de rearranjos de drenagem, porém Young (1977) *apud* Bishop (1995) demonstrou que na realidade elas se deviam apenas ao controle estrutural da

drenagem. Como nos alertam Twidale (1972) e Bishop (1995), a negligenciada terceira dimensão da seção crustal deve ser considerada na interpretação de padrões de drenagem aparentemente discordantes com a estrutura e com a litologia, de tal modo que é necessária cautela ao se atribuir padrões anômalos de drenagem a capturas ou desvios, devendo-se considerar outras possibilidades, como, por exemplo, a superimposição.

2.4.2. Desenvolvimento e propagação de *knickpoints*

O termo *knickpoint* pode ser utilizado no sentido morfológico para se descrever uma mudança abrupta no gradiente de um rio (WHIPPLE e TUCKER, 1999). Trata-se de uma convexidade local no perfil longitudinal de um canal, podendo constituir feições discretas, tais como rápidos (*rapids*) e cachoeiras (CROSBY e WHIPPLE, 2006). Segmentos íngremes mais longos, identificáveis após análise detalhada de dados do sistema fluvial, são denominados knickzonas e também refletem a incisão localizada no leito do rio (BISHOP et al., 2005; BERLIN e ANDERSON, 2007; WHITTAKER e BOULTON, 2012).

Após a ocorrência da captura fluvial, o rio capturado é sujeito a uma repentina queda em seu nível de base, produzindo rejuvenescimento das redes de drenagem (SMALL, 1972; SCHUMM, 2005; BISHOP, 1995), por aumento de suas taxas de incisão e desencadeando uma reorganização do padrão de drenagem, o que pode estimular a ocorrência de novas capturas fluviais (MAHER et al., 2007; DOUGLASS et al., 2009; ANTÓN et al., 2012). No caso específico do processo de desvio fluvial, um *knickpoint* pode ou não se formar, o que dependerá da diferença de elevação entre os rios envolvidos no rearranjo; no entanto, o aumento na descarga no rio capturante pode resultar no desenvolvimento de um *knickpoint*, por aumento do potencial erosivo do rio, mesmo na ausência de desníveis primordiais significativos (BISHOP, 1995).

Os *knickpoints* geralmente não são indicadores de capturas, sendo mais comumente atribuídos a outros processos, tais como: movimentação tectônica no interior da bacia, mudança climática ou eustasia (WHIPPLE, 2004; LARUE, 2008; MIKESELL et al., 2010) ou concentrações locais de detritos grosseiros oriundos de antigos escorregamentos ou a junções entre tributários (KORUP et al., 2006; KIRBY et al., 2003; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Contrastes na resistência litológica também podem produzir *knickpoints* (PRINCE et al., 2010; WHITTAKER e BOULTON, 2012). Os *knickpoints* litologicamente condicionados

tendem a manter-se espacialmente fixos, enquanto os de origem tectônica são mais propensos a promover migração remontante (LARUE, 2008).

Um *knickpoint* produzido por rearranjo tende a se propagar para montante (CLARK et al., 2004), podendo em alguns casos também migrar para jusante (BROCARD et al., 2007), como uma maneira de o rio procurar reestabelecer o equilíbrio em seu perfil longitudinal, (LOGET e DRIESSCHE, 2009). Essas feições são normalmente verificadas nas proximidades de cotovelos de captura, refletindo a diferença de altitude entre os dois rios envolvidos necessária para o processo ser desencadeado (SMALL, 1972). A montante do *knickpoint*, o perfil longitudinal do rio capturado permanece como era anteriormente à captura e, por vezes, é possível extrapolar seu antigo perfil longitudinal ligando esse trecho ao colo, se ainda preservado, sobre o qual o rio capturado antigamente corria (Figura 11) (SMALL, 1972).

Figura 11 – Comparação entre perfis longitudinais atuais e antigos em sistemas fluviais influenciados por rearranjo de drenagem

Adaptado de: Small (1972).

A migração de um *knickpoint* consiste em um conjunto de processos de incisão fluvial, que podem incluir: intemperismo, abrasão, arrancamento (*plucking*) e cavitação, geralmente combinando retração horizontal e incisão vertical (HUANG et al., 2012), mais intensos durante episódios de inundações (SCHUMM, 2005). Em rios de leito aluvial, a incisão

desenvolvida ao longo dos principais vales pode levar ao desenvolvimento de terraços fluviais associados aos *knickpoints* (DOUGLASS et al., 2009). Já em rios de leito rochoso, a migração de *knickpoint* deve ocorrer preferencialmente na existência de juntas pervarsivas nas rochas (BURBANK e ANDERSON, 2001).

A migração remontante do *knickpoint* transmite progressivamente o sinal das mudanças para toda a área da bacia (TUCKER e WHIPPLE, 2002; HARKINS et al., 2007; WHITTAKER et al., 2010; WHITTAKER e BOULTON, 2012). Como o ajustamento que segue a perturbação não é contemporâneo em toda a extensão da bacia, regiões separadas da mesma bacia podem estar sob regimes diferenciados: a jusante dos *knickpoints*, ocorre o progressivo ajuste às novas condições, enquanto que a montante as condições pré-captura ainda prevalecem (CROSBY e WHIPPLE, 2006).

A velocidade de migração de um *knickpoint* pode variar consideravelmente em função de propriedades mecânicas do substrato, da magnitude do sinal de incisão ou das áreas das bacias afetadas (BERLIN e ANDERSON, 2007). Loget e Driessche (2009) sugerem que, mantidas as demais condições, a taxa de migração de um *knickpoint* é duas ordens de magnitude maior em um rio aluvial que em um rio de leito rochoso. Schumm (1993), por sua vez, afirma que, na predominância de sedimentos finos, a maior concentração da água no canal fluvial fará a migração se estender para maiores distâncias. Sob rápida queda no nível de base, no caso de captura fluvial, a taxa de incisão torna-se mais alta, o que torna a migração do *knickpoint* também mais rápida (BOWMAN et al., 2010). Diversos estudos também relatam a proporcionalidade entre a velocidade da migração de *knickpoints* e a área da bacia, uma vez que a área é proporcional à descarga fluvial (BISHOP et al., 2005; CROSBY e WHIPPLE, 2006; BERLIN e ANDERSON, 2007; LARUE, 2008; LOGET e DRIESSCHE, 2009; HUANG et al., 2012). A distribuição espacial de *knickpoints* deverá formar padrões sistemáticos que refletem sua migração conforme a área e a descarga e servem de guia para a interpretação da evolução da bacia de drenagem (KIRBY e WHIPPLE, 2012).

Durante a migração remontante, o *knickpoint* tende a mudar sua morfologia. As condições que regulam a taxa de retração do *knickpoint* mudam à medida que esse migra, havendo progressivo decréscimo da descarga e na carga sedimentar, além de variações na erodibilidade do embasamento em função da variabilidade litológica; além disso, os degraus no perfil longitudinal são instáveis e rapidamente modificáveis (CROSBY e WHIPPLE, 2006). A migração do *knickpoint* sem significativa modificação somente é observada na existência de rochas do embasamento pervarsivamente atravessada por juntas ou na existência

de uma camada resistente sobrejacente a outra de menor resistência (HOLLAND e PICKUP, 1976; CROSBY e WHIPPLE, 2006).

Estudos experimentais em canais com sedimentos pouco coesivos mostram que *knickpoints* não migram indefinidamente para montante, pois à medida que o trecho correspondente ao *knickpoint* migra, ele se estende e sua declividade é reduzida até se aproximar da declividade do restante do rio; além disso, à medida que a redução de sua declividade ocorre, a competência do rio declina até o ponto de cessar o movimento da carga do leito e considerável erosão das margens pode levar ao alargamento do canal, contribuindo ainda mais para a redução da competência do rio (SCHUMM, 1993). Apenas na situação de extrema variação no nível de base espera-se extensivo rejuvenescimento na rede de drenagem (SCHUMM, 1993).

Os rios podem responder à redução do nível de base sem desenvolver *knickpoints*, na medida em que podem modificar seus estilos fluviais ou parâmetros desses estilos para reequilibrar seus gradientes (STOKES et al., 2012a). Rios entrelaçados e retilíneos respondem para mudanças no nível de base de forma similar, com incisão vertical, formação de terraço ao longo da estrutura soerguida e aumento da agradação a jusante da estrutura; já canais meandantes respondem modificando largura e sinuosidade do canal (HOLBROOK e SCHUMM, 1999; DOUGLASS e SCHMEECKLE, 2007). Rios meandantes teriam maior capacidade de se ajustar à mudança do nível de base sem promover incisão, visto a possibilidade de alterar sua sinuosidade (ZÁMOLYI et al., 2010). Rios entrelaçados, por sua vez, apenas podem promover incisão (SCHUMM, 1993).

2.4.3. Colos

Um colo pode ser desenvolvido quando uma seção do vale fluvial capturado, inicialmente adjacente ao ponto da captura, torna-se desprovido de cursos d'água após o rearranjo da drenagem (SMALL, 1972; TWIDALE, 2004; MIKESELL et al., 2010). Essa feição tipicamente faz parte da paisagem pós-captura e está posicionada entre o cotovelo de captura e as novas cabeceiras do rio decapitado, podendo conter depósitos fluviais (BISHOP, 1995; BOULTON e WHITTAKER, 2009). Em outros casos, o colo pode estar mais distante do cotovelo de captura. Nesses casos, a expansão de um canal obsequente, em sentido reverso ao sentido original do rio, a partir do ponto de captura, pode provocar migração do colo para

distâncias progressivamente maiores em relação ao cotovelo de captura ou desvio (SMALL, 1972).

O nível topográfico do colo pode ser correlacionado com os de terraços fluviais próximos, definindo paleoperfis longitudinais anteriores à captura (CLARK et al., 2004). Esse nível também pode ser correlacionado com o perfil longitudinal das cabeceiras do rio capturado (Figura 12), ainda não submetido às novas condições dadas pelo rebaixamento do nível de base pós-captura (SMALL, 1972). O posicionamento espacial relativo dos colos dentro da rede de drenagem, combinado com suas altitudes relativas, pode ser utilizado para interpretar posicionamento temporal dentro da rede de drenagem e ajuda na compreensão da evolução da bacia por meio de sucessivas capturas (MATHER, 2000a).

Figura 12 – Colos e extrapolação de perfis longitudinais na interpretação de capturas fluviais.

Adaptado de Small (1972).

A presença de sedimentos fluviais no colo tem sido utilizada como evidência da passagem do rio pelo local (CLARK et al., 2004; PRINCE et al., 2010, 2011). Na Turquia, Boulton e Whittaker (2009) relataram diversos colos adjacentes a vales ativos, contendo conglomerados mal consolidados com granodecrescência ascendente, interpretados como depósitos de paleo-canal. No Brasil, nas proximidades do cotovelo do Rio Guaratuba, na Serra do Mar paulista, identificou-se um vale abandonado pantanoso e com depósitos

cascalhosos (OLIVEIRA, 2003; OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007). Outro caso é o do Córrego São João, que fluía para o Rio Paraíba do Sul e por decorrência de uma captura fluvial deixou um colo contendo seixos nos seus interflúvios próximos a cotovelos da drenagem (CASTANHEIRA et al., 2006).

A presença de cascalhos rolados no colo é evidência, conforme Small (1972), da passagem pretérita do curso capturado no local. Bishop (1995), por sua vez, alerta que os cascalhos presentes nos colos nem sempre são de origem fluvial, os quais poderiam ser satisfatoriamente atribuídos ao intemperismo do embasamento rochoso local. Para se evitar equívocos da interpretação e se atestar a origem fluvial dos cascalhos encontrados, deve-se realizar uma descrição minuciosa dos materiais contidos no colo e correlação com sedimentos fluviais coletados em outros pontos.

Colos constituem feições efêmeras na paisagem. Quando recentes, são bem definidos e mostram as características comuns de perfis de vale em seção transversal, porém, após serem sujeitos ao desgaste prolongado por intemperismo, rastejo, erosão pluvial, entre outros processos, eles assumem a forma de uma depressão mal definida em uma linha de crista (SMALL, 1972). Deste modo, tanto os colos resultantes quanto os sedimentos fluviais neles contidos apenas serveriam de evidência para capturas ou desvios fluviais relativamente recentes ou onde as taxas de denudação são baixas (BISHOP, 1995).

2.4.4. Desajustes entre vales e rios neles contidos

A largura da planície de inundação de um rio é, normalmente, proporcional à sua descarga. No entanto, quando ocorre o rearranjo das linhas de drenagem por captura ou desvio, o trecho remanescente do rio capturado terá sua descarga diminuída, tornando-se muito menor que o esperado a partir da largura da planície de inundação na qual ele se encontra (ZAPROWSKI et al., 2002). O rio se torna subdimensionado em relação ao seu vale (Figura 13). Davis (1896) observou o subdimensionamento do baixo curso do Rio Meuse em relação a seu vale, devido à perda de suas cabeceiras por desvio. Desde então, a presença de rios desproporcionalmente pequenos em relação a seus vales, em conjunção com as demais feições morfológicas descritas, tem sido utilizada como argumento favorável ao processo de captura fluvial (SMALL, 1972).

Figura 13 – Rio subdimensionado em relação ao seu vale: Rio Souris, nos Estados Unidos.

Extraído de Dury (1964).

Com a captura ou desvio, os limites entre as bacias hidrográficas são alterados de tal modo que, enquanto uma delas apresenta redução na área levando a perda significativa de descarga e de sedimentos, na outra ocorre justamente o oposto (BISHOP, 1995; ZAPROWSKI et al., 2002; MIKESELL et al., 2010). Na Espanha, a bacia do rio Alias sofreu forte redução em sua área, provocando perda de descarga e de potência para transporte de sedimentos, o que se expressa na redução granulométrica dos depósitos fluviais e em mudanças na arquitetura aluvial, com redução pela metade dos tamanhos de corpos sedimentares correspondentes a canais e barras (MAHER et al., 2007). Em Marrocos, a perda das cabeceiras do rio Dades resultou em significativa redução da potência fluvial a jusante, acarretando em acúmulo de material aluvial e subdimensionamento dos rios decapitados (STOKES et al., 2008).

Rios subdimensionados também podem se formar por razões distintas das capturas fluviais. Mudanças paleoclimáticas, por exemplo, produzem subdimensionamento do rio em relação a seu vale, no caso de perda de vazão causado pela redução nos valores pluviométricos (TWIDALE, 2004). Um critério para se distinguir rios subdimensionados por causas paleoclimáticas ou por rearranjos de drenagem consiste na observação da distribuição de casos deste fenômeno em uma dada região. Se sua ocorrência for generalizada, é

favorecida a hipótese de mudança climática, que atinge toda a região; se a ocorrência for essencialmente localizada, a hipótese de rearranjo é favorecida (DURY, 1964).

2.4.5. Terraços fluviais

Terraços fluviais são formas de relevo constituídas por sedimentos fluviais inconsolidados que repousam sobre uma inconformidade basal denominada *strath* e se delimitam no topo por uma superfície denominada *tread* (PAZZAGLIA et al., 1998; WEGMANN e PAZZAGLIA, 2002). A diferença temporal entre *strath* e *tread* corresponde ao tempo durante o qual houve deposição de sedimentos fluviais (PAZZAGLIA et al., 1998). A formação de terraços fluviais deve-se à alternância entre sedimentação e incisão vertical em seus próprios depósitos de canal e planície de inundação, relacionados a controles alogênicos (mudança paleoclimática, soerguimento e mudança de nível de base) e autogênicos (comportamento intrínseco e resposta complexa) (BULL, 1990; MERRITTS et al., 1994; ANTOINE et al., 2000; VANDENBERGHE, 2003; ERKENS et al., 2009; HU et al., 2012; STOKES et al., 2012a).

Há dois tipos de terraços fluviais, quanto à constituição geológica: *strath terraces* e *fill terraces* (Figura 14). Os primeiros resultam de erosão fluvial por aplanamento lateral, produzido diretamente no embasamento rochoso, resultando em superfícies com pouca ou nenhuma cobertura sedimentar; já os últimos resultam de agração seguida de incisão e apresentam quantidades variáveis de sedimentos aluviais (LEOPOLD et al., 1964; BULL, 1990; MERRITTS et al., 1994; PAZZAGLIA et al., 1998; HANCOCK e ANDERSON, 2002; PAN et al., 2003; STOKES et al., 2012a). Alguns terraços do tipo *strath* são remanescentes de terraços do tipo *fill terrace*, nos quais houve re-incisão por parte do rio (OUMET et al., 2008). Fluxos sedimentares ampliados poderiam gerar as condições necessárias para a formação de terraços do tipo *strath terrace* (PAN et al., 2003).

Embora os terraços possam, em raras ocasiões, ser produzidos por capturas fluviais (MATHER, 2000; ZAPROWSKI et al., 2002; MAHER et al., 2007; KAZANCI et al., 2009; PRINCE et al., 2010, 2011), na maioria das vezes eles se devem a respostas dos sistemas fluviais às combinações de efeitos de mudanças climáticas, movimentos tectônicos e eustasia (MERRITTS et al., 1994; MOLNAR et al., 1994; VELDKAMP e VAN DIJKE, 2000; HSIEH e KNUEPFER, 2001; HANCOCK e ANDERSON, 2002; MACKLIN et al., 2002; WEGMANN e PAZZAGLIA, 2002; PAN et al., 2003; STARKEL, 2003; ANTOINE et al.,

2007; BRIDGLAND e WESTAWAY, 2008; CUNHA et al., 2008; GAO et al., 2008; CARCAILLET et al., 2009; ERKENS et al., 2009; WANG et al., 2009; WESTAWAY et al., 2009; MAGALHÃES Jr. et al., 2011; PERRINEAU et al., 2011; HU et al., 2012; RAMOS et al., 2012; VIVEEN et al., 2012, 2014; STANGE et al., 2013; FUCHS et al., 2014).

Figura 14 – Ilustração esquemática de um terraço fluvial e seus componentes básicos.

Extraído de: Wegman e Pazzaglia (2002).

Há critérios para se distinguir entre terraços produzidos por capturas daqueles produzidos por outros processos. Um deles reside na distribuição de terraços fluviais em uma dada região: certa sincronicidade regional é esperada no caso de terraços produzidos por mudanças paleoclimáticas (BULL, 1990; BRIDGLAND e WESTAWAY, 2008); o mesmo pode ocorrer ao longo de estruturas tectonicamente ativas (HU et al., 2012; FUCHS et al., 2014; VIVEEN et al., 2014), ao passo que terraços produzidos por capturas tendem a ser restritos às margens dos rios diretamente afetados (MATHER, 2000; MAHER et al., 2007; PRINCE et al., 2010). Outro critério diz respeito ao fato de que capturas fluviais, constituindo-se como eventos rápidos, tendem a produzir terraços parelhados, pois as fortes taxas de incisão implicadas pela captura impedem significativa divagação lateral por parte do rio (PAN et al., 2003).

Os terraços podem ser utilizados para se determinar a direção do fluxo do rio anteriormente à captura, a partir da observação de seus mergulhos (ZAPROWSKI et al., 2002). Já os depósitos contidos nos terraços podem ser utilizados como indicadores de mudanças no regime de transporte: a presença de clastos maiores em relação aos correspondentes modernos pode, por exemplo, indicar maiores descargas e maior efetividade da erosão, em comparação com o presente; além disso, os depósitos de terraço podem sugerir

mudanças no estilo fluvial, como no caso de rios entrelaçados transformados em meandranes, após redução no suprimento de sedimentos e estabelecimento de um regime de fluxos mais regulares (HANCOCK e ANDERSON, 2002).

Terraços fluviais são elementos-chave para o entendimento da cronologia da evolução da paisagem e de suas relações causais com as forçantes externas (VANDENBERGHE, 1995; STANGE et al., 2013). Eles podem ser utilizados para calcular taxas de erosão pós-captura, desde que suas idades sejam conhecidas (BURBANK e ANDERSON, 2001; HANCOCK e ANDERSON, 2002). Suas idades podem ser determinadas por datação de material orgânico contido nos sedimentos pelo método do C^{14} (MERRITTS et al., 1994) ou pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), aplicado nos próprios sedimentos arenosos (WANG et al., 2009; STOKES et al., 2012a, b; RAMOS et al., 2012; FUCHS et al., 2014). Com as idades obtidas, correlações de longa-distância entre terraços podem ser utilizados para revelar padrões regionais de processos tectônicos e mudanças paleoclimáticas (STANGE et al., 2013).

O estudo dos solos que recobrem os terraços fluviais também pode fornecer informações sobre sua origem e evolução: mudanças climáticas e ajustes internos do sistema fluvial, por exemplo podem levar ao desenvolvimento de múltiplos paleossolos no terraço fluvial (BULL, 1990). Além disso, estudos de cronossequências de solos podem utilizar indicadores como: cor do solo, índices de acúmulo de carbonatos, argilas e ferro em sub-superfície, para se determinar estágios de desenvolvimento dos solos (BURBANK e ANDERSON, 2001), podendo atingir grande maturidade em regiões tectonicamente estáveis (BULL, 1990).

A preservação de terraços fluviais torna-se progressivamente descontínua, à medida que se tornam mais antigos e mais extensivamente dissecados (BURBANK e ANDERSON, 2001). Destaca-se, ainda, que a morfologia de terraços pode ser modificada por erosão ou soterramento a partir de processos de vertente, ou mesmo por processos fluviais, ou em leques aluviais por tributários, o que requer maior cautela na interpretação de formas e depósitos neles descritos (STOKES et al., 2012b).

2.4.6. Sedimentos fluviais

Os rearranjos de drenagem podem produzir feições morfológicas ou geológicas que permanecem na paisagem com diferentes graus de durabilidade (BISHOP, 1995). Essas

correspondem a materiais e/ou estruturas sedimentares relacionadas à paleodrenagem, os quais podem ser datados. Para Mikesell et al. (2010), apesar da maior força do argumento geológico, a maioria dos relatos de capturas fluviais ainda se baseia nas expressões morfológicas dos processos, visto a maior dificuldade na identificação e descrição daquelas em relação a estas.

O rearranjo de drenagem por decapitação tende a produzir mudanças progressivas no suprimento de sedimentos, refletindo no aumento ou redução na área drenada e descarga; já capturas e desvios tendem a se associar com mudanças mais abruptas nas características dos sedimentos (BISHOP, 1995). No caso específico de transbordamento de lagos, o material sedimentar se mantém armazenado em uma bacia fechada até o seu rompimento, quando grandes quantidades são rapidamente mobilizadas (DOUGLASS et al., 2009).

Neste contexto, os estudos sobre a procedência dos sedimentos visam definir direções pretéritas da drenagem e relações gerais entre bacia e hinterlândia, com aplicabilidade nos estudos de rearranjos de drenagem (BISHOP, 1995). Na Espanha, Maher et al. (2007) realizaram estudos de procedência no baixo Rio Alias, capturado pelo Rio Aguas, evento que promoveu a perda das cabeceiras do primeiro e redução na entrada de sedimentos fluviais, ao mesmo tempo em que na bacia do rio capturante houve entrada de sedimentos com características distintas dos anteriormente depositados. Na Califórnia, Mikesell et al. (2010) demonstraram o influxo repentino de novos sedimentos, com diferentes características de procedência e descarga no registro estratigráfico de um leque aluvial adjacente a um rio que promoveu capturas fluviais.

A correlação de depósitos fluviais entre segmentos de rios atualmente separados pela captura pode oferecer importante evidência para identifica-la; se um depósito possui constituintes mineralógicos não mais acessíveis ao rio atual, porém acessíveis no arranjo antigo, corrobora-se a hipótese do rearranjo (ZAPROWSKI et al., 2002). Na Nova Zelândia, Prince et al. (2011) confirmaram a conexão pretérita entre as cabeceiras dos rios Roanoke e New, a partir de cascalhos semelhantes amostrados em ambos os rios. No Himalaia, a captura do Yarlung Tsangpo pelo Brahmaputra foi demonstrada pela identificação do influxo de rutilos e zircônios de idades Urânio-Chumbo (U-Pb) cenozoicas e de maior grau metamórfico da nova área drenada, correspondente ao Arco Trans-Himalaio, sobreposto a um estrato mais antigo possuidor apenas de sedimentos provenientes da própria área atualmente drenada, na placa indiana (BRACCIALI et al., 2015).

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. LOCALIZAÇÃO

A pesquisa abrange parcela significativa do setor meridional do Planalto Paulistano, no reverso da Serra do Mar. A área de estudo é delimitada pelos divisores da bacia hidrográfica do Rio Capivari, totalmente circunscrita nos limites territoriais do distrito de Marsilac, o mais meridional do município de São Paulo (SP). Os limites da bacia hidrográfica, aproximadamente retangular, são compatíveis com um retângulo envolvente de coordenadas geográficas 23° 53' 00" S, 23° 59' 20" S, 46° 44' 45" W e 46° 37' 00" W. A localização da área de estudo é apresentada no Mapa 1.

3.2. ARCABOUÇO LITOESTRUTURAL

O arcabouço litoestrutural da bacia do Rio Capivari resulta de diversas fases de sedimentação e de deformação tectônica que remontam ao pré-Cambriano e se inserem na evolução das faixas dobradas do Sudeste brasileiro. Nesta subseção, apresenta-se a evolução geológica regional, seguida da descrição da geologia da área.

3.2.1. Evolução geológica

A área de estudo compreende litologias e estruturas pertencentes à Faixa Ribeira (HASUI et al., 1975), situada na região central da Província Mantiqueira (HEILBRON et al., 2004). A Faixa Ribeira se estende pela costa oriental do Brasil e compreende domínios Arqueanos a Neoproterozóicos retrabalhados por processos orogenéticos posteriores (TELLO SAENZ et al., 2003). A faixa compõe-se por diversos domínios e terrenos, amalgamados durante o período de convergência entre os crátons São Francisco e Congo, no Neoproterozóico (ALVES et al., 2013). Distinguem-se os domínios Varginha, Embu, Costeiro, São Roque, Apiaí, Curitiba, Paranaguá e Luís Alves (HASUI, 2012) (Figura 15). O Terreno Embu, no qual se insere a área de estudo deste trabalho, corresponde a uma das primeiras massas “exóticas” acrescentadas à massa continental por volta de 605–508 Ma (ALVES et al., 2013).

Mapa 1 – Localização da área de estudo.

Base de dados: Carta de Geodiversidade do Estado de São Paulo (CPRM, 2010). Adaptado pelo autor.

Figura 15 – Domínios localizados no Sistema Mantiqueira.

Extraído de: Hasui, 2012.

A edificação dos cinturões orogênicos da Província Mantiqueira, como resultado da Orogênese Brasileira-Pan-Africana, foi essencialmente diacrônica, estendendo-se de aproximadamente 880 a 480 Ma e envolvendo o conjunto de colisões continentais responsáveis pela aglutinação da parte ocidental do Supercontinente Gondwana, conforme descrito por Heilbron et al. (2004). A orogênese foi acompanhada de metamorfismo de baixo

a alto grau, em função da menor ou maior profundidade, além de migmatização parcial das rochas, intensa movimentação em zonas de cisalhamento transcorrente e injeções de granitóides sincolisionais e pós-colisionais (HASUI, 2012). No estágio final, entre o Cambriano e o Ordoviciano, produziu-se um denso arranjo de zonas de cisalhamento dextrais anastomosadas, orientadas nas direções ENE e E-W (HASUI e SADOWSKI, 1976). A fase orogenética se encerrou com o colapso extensional, isto é, no momento que a transpressão deu lugar à transtração, o que é registrado em falhas transcorrentes com direções transversais aos orógenos (HEILBRON et al., 2004). Esse colapso ficou registrado nas rochas crustais como um resfriamento regional entre 540 a 510 Ma crustais (HACKSPACHER et al., 2004).

No Paleo-Mesozoico, houve uma fase de estabilidade tectônica, com sucessivos ciclos erosivos (ROSS e MOROZ, 1997), levando à formação da Superfície Japi (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). No Eocretáceo, iniciou-se a Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) ou Evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS et al., 1984), consistindo no soerguimento da Plataforma Sul-Americana em decorrência dos processos tectônicos que levaram à ruptura do Supercontinente Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul. Esse evento teve seu início marcado pelo vulcanismo basáltico da Formação Serra Geral (RICCOMINI et al., 2004). Como consequência, diversas feições estruturais do Ciclo Brasileiro–Pan-Africano foram reativadas durante sucessivos pulsos tectônicos, resultando em adernamentos seguidos de aumento nas taxas de erosão e sedimentação (HACKSPACHER et al., 2004).

A reativação dos falhamentos, a partir do Eocretáceo, provocou a deformação da Superfície Japi por basculamento e formação de uma grande depressão tectônica, originalmente com cerca de 1.000 km de comprimento, estendendo-se do estado do Rio de Janeiro ao estado do Paraná, a qual foi denominada Rife Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989; RICCOMINI et al., 2004). Desenvolveu-se, no interior do Rife, uma faixa contínua de áreas de sedimentação, as quais formaram as bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo, essa última com prolongamentos na região de Parelheiros, posteriormente isoladas em decorrência de tectonismo deformador do Rife (RICCOMINI, 1989; RICCOMINI et al., 2004; HIRUMA et al., 2010). Esta ideia contraria a interpretação anteriormente proposta por Ab'Sáber (1957), segundo a qual nunca teria havido ligação pretérita entre as bacias de São Paulo e de Taubaté.

Riccomini et al. (2004) apresentam uma cronologia dos movimentos tectônicos mais recentes, que remontam ao Mioceno, quando teriam ocorrido movimentos transcorrentes sinistrais. No Plioceno, haveria um segundo evento deformador, responsável pelo

afeição dos altos estruturais que fragmentaram os sedimentos paleogênicos em bacias distintas, a partir de falhas normais ou inversas. Um terceiro evento, do Pleistoceno Tardio ao Holoceno, seria responsável pelo contorno atual da distribuição de sedimentos e pela reativação de falhas inversas de direção N-S, gerando famílias conjugadas de cisalhamento em depósitos colúvio-aluviais. Conforme Gontijo-Pascutti et al. (2012), essas movimentações neotectônicas têm afetado um mosaico de blocos ou segmentos soerguidos e abatidos do relevo, com amplitudes de até centenas de metros, os quais controlam a dinâmica fluvial ao proporcionar zonas preferenciais de intemperização, erosão e sedimentação.

Mapa 2 – Sismicidade e estruturas geológicas no entorno da área de estudo.

Base de dados: Carta de Geodiversidade do Estado de São Paulo (CPRM, 2010). Dados originais: IAG/USP, UNB, IPT, ON, ISS, CEMIG, FURNAS, COPEL, UFRN, UFRS, UNESP, GS, ISC, Berrocal 1974, Veloso e Mendiguren 1980, Assumpção 1980. Adaptado pelo autor.

Tabela 1 – Eventos sísmicos registrados entre 1874 e 2007 nas proximidades da área de estudo.

Município	Latitude	Longitude	Magnitude (Richter)	Ano
Cananéia	-25.01	-47.94	3,7	1789
Sorocaba	-23.50	-47.50	3,6	1874
Itanhaém	-24.18	-46.79	3,2	1915
São Paulo	-23.53	-46.62	3	1918
Cananéia	-25.01	-47.94	?	1919
Paraibuna	-23.42	-45.60	?	1977
São José dos Campos	-23.30	-45.90	2,7	1979
Juquiá	-24.30	-47.80	2,9	1983
Paraibuna	-23.33	-45.58	2,5	1984
Paraibuna	-23.35	-45.66	2,7	1984
Igaratá	-23.17	-46.06	3	1985
São Luís do Paraitinga	-23.45	-45.29	2,1	1986
Paraibuna	-23.37	-45.67	2,7	1988
Paraibuna	-23.37	-45.67	2,6	1988
Paraibuna	-23.37	-45.67	2,4	1988
Paraibuna	-23.37	-45.67	2	1988
Paraibuna	-23.36	-45.63	2	1988
Paraibuna	-23.37	-45.67	2,3	1989
Paraibuna	-23.37	-45.67	2,5	1989
Paraibuna	-23.28	-45.47	2,8	1989
Paraibuna	-23.37	-45.67	2,8	1989
Paraibuna	-23.37	-45.67	2	1989
Igaratá	-23.17	-46.06	2,9	1990
Paraibuna	-23.38	-45.63	2	1990
Paraibuna	-23.40	-45.63	2,3	1991
São Vicente	-23.94	-46.41	2,7	1991
Ilhabela	-23.90	-45.37	2,3	1992
Porto Feliz	-23.13	-47.51	2	1992
Paraibuna	-23.35	-45.65	2,5	1993
Paraibuna	-23.39	-45.62	2	1993
Ibiúna	-23.84	-47.24	2,2	1994
Paraibuna	-23.45	-45.51	2,6	1994
Igarata	-23.17	-46.11	2,6	1994
Ibiúna	-23.84	-47.24	2,2	1995
Igaratá	-23.17	-46.15	2	1995
Paraibuna	-23.45	-45.52	2	1995
Peruíbe	-24.14	-46.96	2	1996
Registro	-24.41	-47.84	2,8	1996
Igaratá	-23.15	-46.05	2,6	1998
São Paulo	-23.68	-46.64	2,4	1999
Igaratá	-23.17	-46.10	2,6	2002

Fonte (Tabela 1): Geobank CPRM. Dados originais: IAG/USP, UNB, IPT, ON, ISS, CEMIG, FURNAS, COPEL, UFRN, UFRS, UNESP, GS, ISC, Berrocal 1974, Veloso & Mendiguren 1980, Assumpção 1980. Elaborada pelo autor.

A sismicidade é ativa na área, com eventos regulares de baixa magnitude, conforme observado no Mapa 2 e na Tabela 1, que reúnem as localizações e as magnitudes na escala Richter de todos os sismos ocorridos no entorno da bacia do Rio Capivari no período de 1874 a 2007. São contabilizados 41 eventos em um período de 133 anos. A distribuição dos sismos atuais possui alguma correlação com as estruturas geológicas mapeadas, tais como falhas ou zonas de cisalhamento indiscriminadas ou transcorrentes. Isto indica que os movimentos tectônicos, embora pouco significativos individualmente, podem ter efeitos importantes na evolução da paisagem em escalas de tempo do Quaternário Tardio.

3.2.2. Descrição do arcabouço litoestrutural

O arcabouço litoestrutural da área de estudo é apresentado conforme os dados presentes na Carta de Geodiversidade do Estado de São Paulo (CPRM, 2010), elaborado em escala 1:750.000, e o Mapa Geológico do Município de São Paulo (PMSP, 2000), elaborado em escala 1:100.000, disponibilizado recentemente no Portal Geosampa (PMSP, 2016). Avalia-se, com base nos dois produtos cartográficos, o contexto geológico da bacia do Rio Capivari.

No mapeamento executado em escala 1:750.000 (Mapa 3), os micaxistos e os filitos correspondem à unidade NPexm. Com idades neoproterozóicas, os litotipos predominante na unidade são o micaxisto e o quartzo xisto. Subordinadamente, ocorrem milonitos, anfíbolitos, rochas calcissilicática e metaultramáficas. Os xistos correspondem a metassedimentos síltico-argilosos. A unidade encontra-se intensamente dobrada e intensamente fraturada. A porosidade primária das rochas é baixa ($< 15\%$) e a característica lito-hidrológica é do tipo fissural.

A bacia hidrográfica do Rio Capivari apresenta quatro unidades litológicas principais (Mapa 4): micaxistos e filitos, na maior extensão da bacia, abrangendo sua porção setentrional; 2) gnaisses e migmatitos, abrangendo sua porção meridional; 3) sedimentos terciários no setor NW, abrangendo grande extensão da sub-bacia do Ribeirão Embura; 4) sedimentos aluviais quaternários, ao longo das principais planícies fluviais. As unidades 1 e 2 constituem o embasamento cristalino pré-cambriano da bacia, correspondentes às rochas do Complexo Embu. Já a unidade 3 corresponde à sedimentação terciária que eu origem à Formação Resende e a unidade 4 corresponde a coberturas sedimentares quaternárias. As características básicas dessas unidades são apresentadas na Tabela 2.

Mapa 3 – Geologia da área de estudo, com seus aspectos litológicos e estruturais.

Base de dados: Mapa Geodiversidade do Estado de São Paulo (CPRM, 2010). Organizado pelo autor.

Tabela 2 – Principais unidades litológicas presentes no interior da bacia do Rio Capivari

CPRM (2010) PMSP (2000)	NPexm PCex	NPeog PCegm	Er TRp	Q2a Qa
Idade	Neoproterozóica	Neoproterozóica	Eocênica	Pleistocênica e Holocênica
Litotipos predominantes	Micaxisto e quartzo-xisto	Biotita-gnaiss	Sedimentos arenosos	Sedimentos arenosos e cascalhosos
Litotipos subordinados	Milonitos, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e metaultramáficas	Migmatitos	Cascalhos, lammas, calcretes, siltes	Argilas e siltes
Dobramentos	Intensamente dobrada	Intensamente dobrada	Não dobrada	Não dobrada
Fraturamento	Intensamente fraturada	Ao longo de zonas de cisalhamento	Baixo a moderado	Não fraturada
Porosidade primária	Baixa (<15%)	Baixa (<15%)	Alta (> 30%)	Alta (> 30%)
Unidade lito-hidrológica	Fissural	Fissural	Granular	Granular

Fonte: Mapa Geodiversidade do Estado de São Paulo (CPRM, 2010). Organizada pelo autor.

Os gnaisses e migmatitos correspondem à unidade NPeog do primeiro mapa e à unidade PCegm do segundo mapa. Com idade neoproterozóica, o litotipo predominante na unidade é o biotita-gnaiss. Subordinadamente, ocorrem migmatitos. Os gnaisses são ortoderivados. A unidade encontra-se intensamente dobrada e o fraturamento concentra-se ao longo de zonas de cisalhamento. A porosidade primária das rochas é baixa (< 15%) e a característica lito-hidrológica é do tipo fissural.

Os sedimentos terciários correspondem à unidade Er no primeiro mapa e à unidade TRp do segundo mapa. Com idade eocênica, predominam na unidade sedimentos arenosos. Subordinadamente, ocorrem sedimentos cascalhosos e lamosos, além de calcretes e siltitos arenosos. A unidade não se encontra dobrada e o grau de fraturamento é baixo a moderado. A porosidade primária é alta (> 30%) e a característica lito-hidrológica é do tipo granular.

Os sedimentos quaternários correspondem à unidade Q2a no primeiro mapa (Mapa 3) e à unidade Qa do segundo mapa (Mapa 4). Com idades pleistocênicas e holocênicas, predominam sedimentos arenosos e cascalhosos. Subordinadamente, ocorrem argilas e siltes.

A unidade não se encontra dobrada ou fraturada. A porosidade primária é alta (> 30%) e a característica lito-hidrológica é do tipo granular.

Corpos graníticos ocorrem no entorno da área drenada pela bacia do Rio Capivari, mas não no interior da bacia. Mencionam-se o Granito Três Lagos (NP3eysl) de idade neoproterozóica, a N da bacia, e o Granito Pai Matias (Cy4spm) de idade cambriana, na baixada litorânea, a E. No planalto, a N da bacia também são encontrados filitos e sericita-xistos neoproterozóicos da unidade NPesx. Na faixa correspondente à escarpa da Serra do Mar, encontram-se milonitos neoproterozóicos da unidade NP3ml e diante de seu *front* encontram-se migmatitos e gnaisses bandados sustentando morros que pontilham a baixada litorânea e entremados por sedimentos aluviais e marinhos (Q1cn e Qli, respectivamente).

No mapeamento geológico de maior detalhe, em escala 1:100.000, nota-se uma discrepância na localização do limite entre os xistos, a N, e os gnaisses e migmatitos, a S, o qual se encontra deslocado para N, fora dos limites da bacia do Rio Capivari, neste mapeamento. Diferentemente do mapeamento anterior, também são identificadas unidades localizadas de natureza mais máfica, como pequenos corpos anfibolíticos e metabásitos no interior da bacia e pequenas ocorrências dioríticas em seu exterior.

A área é seccionada por diversas zonas de cisalhamento não discriminadas que apresentaram atividade durante o Ciclo Brasileiro. Essas zonas de cisalhamento possuem direção preferencial para ENE e para NE e balizam contatos litológicos de mesma direção. A noroeste da bacia, há uma zona de cisalhamento transcorrente dextral que apresentou atividade no Evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS et al., 1984), separando as unidades de filitos e sericita-xistos, a noroeste, das unidades de micaxistos e filitos, a sudeste. Diversos lineamentos locais de direções semelhantes, relacionados a possíveis falhas transcorrentes, inversas ou normais, carecem de uma caracterização detalhada que as relacionem a eventos tectônicos específicos (RIBEIRO, 2003).

As estruturas rúpteis são muito frequentes e incluem juntas, falhas e zonas de cisalhamento. Há, segundo Ribeiro (2003), três famílias de juntas: de alto mergulho, com direção longitudinal, transversal ou oblíqua à direção geral da foliação; inclinadas, de direção preferencial NE-SW, provavelmente geradas no Mesozoico; e de baixa inclinação, mais ou menos paralelas à superfície, geradas por alívio de carga pela erosão. Estas não se encontram mapeadas nas cartas geológicas aqui apresentadas. Já a foliação geral das rochas segue a direção geral NE-SW, aproximadamente paralela à linha de costa, com mergulhos variáveis, normalmente para SE.

Mapa 4 – Geologia da área de estudo, com seus aspectos litológicos e estruturais, em maior escala.

Base de dados: Mapa Geológico do Município de São Paulo (PMSP, 2000). Organizado pelo autor.

A N da bacia do Rio Capivari, encontra-se uma estrutura de impacto, a Cratera de Colônia. Trata-se de uma depressão circular e relativamente plana, com cerca de 3,6 km de diâmetro, preenchida por sedimentos aluviais quaternários. Sua origem fora atribuída a impacto meteorítico desde os primeiros estudos (KOLLERT et al., 1961), embora hipóteses alternativas, como: dissolução de calcário, interferência entre estruturas geológicas, intrusão magmática, estrutura cripto-explosiva associada a kimberlito e escorregamento de grandes proporções tenham sido consideradas (RICCOMINI et al., 1991). Sua origem por impacto foi demonstrada quando Velazquez et al. (2013) identificaram: 1) feições de deformação planar em cristais de quartzo, feldspato e mica, 2) textura granular em zircônio e 3) rochas com indícios de fusão por impacto após realização de sondagens em seu pacote de sedimentos. Sua idade é estimada entre 5 a 36 Ma, com base nos sedimentos areno-argilosos da Formação Resende presentes em seu anel colinoso e na extrapolação dos dados de datação dos primeiros 7,8 m de seu pacote sedimentar (LEDRU et al., 2005; RICCOMINI et al., 2011). Santos e Oliveira (2015) relacionam a drenagem de padrão anelar do entorno da cratera de Colônia a possíveis falhamentos radiais e concêntricos à estrutura formados durante o impacto.

Quanto aos sedimentos terciários encontrados na área, sua presença é relacionável à fase de maior extensão da Bacia Sedimentar de São Paulo, relatado por Ab'Sáber (1957) e posteriormente refinado por Riccomini et al. (2004). Os sedimentos que a compõem fazem parte do Grupo Taubaté, que compreende as formações terciárias: Resende, Tremembé e São Paulo. Na área de estudo ocorrem apenas sedimentos da Formação Resende, de idade eocênica a oligocênica, constituindo-se como unidade basal do Grupo Taubaté e compreendendo, na região, depósitos distais (predominância de lamitos, podendo ocorrer lentes arenosas e conglomerados de sistema fluvial entrelaçado) em relação à borda setentrional da Bacia de São Paulo, a principal área-fonte dos sedimentos da Bacia (RICCOMINI et al., 2004). Após extensiva dissecação da área e remoção de sedimentos, restaram aqueles que capeiam encostas, plataformas interfluviais ou que se localizam em pequenos compartimentos relativamente isolados das áreas periféricas à bacia (AB' SÁBER, 1957). Na área, esses sedimentos terciários distribuem-se principalmente no vale do Rio Embura e na proximidade da represa Billings.

As unidades aluviais quaternárias (Qa) são encontradas nas planícies fluviais dos principais rios da região, como o Embu-Guaçu, o Jurubatuba, o Caulim, o Capivari e o Embura, capeando rochas do embasamento cristalino e sedimentos terciários, e estão sujeitas a inundações periódicas, salvo ao longo dos terraços fluviais (ROSS e MOROZ, 1997).

3.3. ASPECTOS CLIMÁTICOS, PALEOCLIMÁTICOS E FITOGEOGRÁFICOS

3.3.1. Climas atuais

Os climas observados na escala de tempo histórica conduzem a morfodinâmica e são condicionados por fatores geográficos regionais e locais. Destes fatores, destacam-se: as latitudes regionais, praticamente coincidentes com a do Trópico de Capricórnio, a maritimidade devido à proximidade com o Oceano Atlântico, o relevo fortemente ondulado e com importantes gradientes altimétricos e os próprios níveis altimétricos da área (~650-850 m).

A latitude produz um contexto climático de transição entre os climas tropicais úmidos de altitude, detentores de estação seca bem definida, e os climas subtropicais, sem estação seca, do sul do Brasil (TARIFA e ARMANI, 2001). O conflito entre sistemas climáticos tropicais e extratropicais e a ampla exposição à radiação solar colaboram para a formação de sistemas frontais e convectivos, os quais criam condições para perturbações mais agressivas (NUNES et al., 2009).

A proximidade do Oceano Atlântico, por sua vez, responde pela importante atividade da brisa marítima (LEDRU et al., 2005). O oceano fornece suprimento contínuo de água para a evaporação e numerosos núcleos de condensação, os quais, aliados ao intenso fluxo radiativo, favorecem as altas precipitações locais (NUNES et al., 2009). Por outro lado, a maritimidade responde por importante regulação térmica, reduzindo os gradientes de temperaturas nas áreas mais próximas à costa (NUNES et al., 2009).

O relevo influencia consideravelmente a circulação atmosférica regional, por sua forte rugosidade e pela presença de importantes barreiras. A escarpa da Serra do Mar, a mais destacada barreira orográfica da região, tem disposição contrária aos fluxos polares na borda atlântica. Com isso, os ventos úmidos provenientes do S são forçados a se elevar ao transpor a escarpa, sofrendo resfriamento adiabático e ocasionando precipitações abundantes (NUNES et al., 2009). A concentração de chuvas no setor a barlavento da escarpa contrasta com os climas mais secos do interior, a sotavento (HACKSPACHER et al., 2004). Nota-se, ainda, que nas adjacências da Serra do Mar praticamente não nota estação seca (QUEIROZ e NAKASHIMA, 1973; LEDRU et al., 2005).

A distribuição de altitudes constitui importante fator local, que influencia nas temperaturas, tornando os verões amenos e os invernos mais rigorosos (NUNES et al., 2009). Embora geadas sejam comumente registradas no topo da escarpa da Serra do Mar durante o inverno, a precipitação nival é muito mais esporádica (NUNES et al., 2009) e pouco significativa quanto a processos morfodinâmicos.

A pluviosidade da área é espacializada no Mapa 5, que apresenta os valores anuais totais médios de precipitação para o período de 1971 a 2000 na bacia do Rio Capivari e entorno. O Mapa 6, em complementação, apresenta os totais mensais médios de precipitação, para o mesmo período, cujos dados são apresentados por posto pluviométrico na Tabela 3. Ressalta-se que intensidade da precipitação e sua distribuição sazonal são parâmetros climáticos muito mais relevantes que a precipitação anual total, ressaltando-se o impacto dos eventos extremos, com grande produção de sedimentos (VANDENBERGHE, 2003).

A partir da observação dos dados pluviométricos, constata-se que o volume de precipitações é maior nas proximidades da escarpa da Serra do Mar, como esperado devido ao efeito orográfico, e decresce em direção ao interior (Gráfico 1). No setor meridional da bacia do Rio Capivari, registram-se os maiores totais anuais, superiores a 3.000 mm, bem como os maiores totais mensais, chegando a mais de 400 mm mensais no mês de Janeiro, o mais chuvoso do ano na maioria das estações pluviométricas. Em todas as estações pluviométricas, observa-se uma sazonalidade marcada, com verões muito úmidos e invernos relativamente mais secos, com pluviosidades mínimas na faixa dos 60 a 100 mm.

Santos (2012) elabora uma análise de magnitude-frequência dos eventos pluviométricos aplicada à região. O estudo utilizou dados dos mesmos postos pluviométricos, de 1979 a 1984, a partir dos quais foram obtidos os valores de Y a A (Y = intervalo de recorrência em 1 ano; $Y+A$ = intervalo de recorrência em 10 anos) que compõem o Índice de Magnitude-Frequência. A análise revela frequência elevada de eventos chuvosos intensos, especialmente nas proximidades da escarpa da Serra do Mar (Mapas 7 e 8 e Gráfico 2). Nota-se que a variável pluviométrica condiciona a intensificação dos processos intempéricos e erosivos na porção SE da bacia, além de influenciar na densidade de drenagem e no maior rebaixamento do relevo.

Mapa 5 – Pluviosidade total anual média, de 1971 a 2000, em mm.

Base de dados: DAEE (2016). Elaborado pelo autor.

Mapa 6 – Pluviosidade total mensal media, de 1971 a 2000, em mm.

Base de dados: DAEE (2016). Elaborado pelo autor.

Tabela 3 – Pluviosidade mensal registrada nos postos pluviométricos do setor meridional da Região Metropolitana de São Paulo, de 1971 a 2000, em mm.

POSTO	UTM (E)	UTM (N)	PLUVIOSIDADE (mm)												ANUAL
			J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
E3-006	326608	7383481	232	216	177	79	74	60	44	34	88	119	129	183	1435
E3-014	304703	7368434	264	207	187	103	92	74	61	49	112	136	137	204	1626
E3-016	311401	7375907	225	184	161	92	83	58	55	37	85	115	128	166	1389
E3-035	333409	7383560	243	233	181	88	78	60	47	40	86	120	132	190	1500
E3-038	359145	7359837	341	296	327	217	146	103	107	97	177	183	210	270	2473
E3-056	360949	7348781	329	277	299	202	155	117	108	88	165	180	186	270	2376
E3-059	332052	7354009	317	305	305	219	139	105	95	96	183	198	186	248	2396
E3-061	330421	7348452	521	296	302	408	186	125	126	176	220	300	322	351	3334
E3-064	350716	7354215	451	353	358	288	149	123	135	153	293	273	277	346	3200
E3-066	347381	7348643	365	299	305	233	146	109	103	99	192	212	220	276	2557
E3-068	313172	7370392	261	213	183	89	71	61	46	43	102	127	138	188	1522
E3-101	355769	7357958	359	306	305	210	137	100	90	74	167	195	203	270	2415
E3-104	365865	7367284	431	293	321	304	182	128	148	169	239	282	353	380	3229
E3-109	347244	7361562	403	378	368	281	172	116	129	139	280	333	314	366	3279
E3-142	343730	7372609	258	235	200	109	89	68	51	52	106	134	143	190	1636
E3-143	348980	7357889	475	351	382	309	181	127	135	118	276	322	340	380	3397
E3-149	362434	7370944	387	347	291	254	173	138	143	160	278	278	270	331	3052
E3-150	340230	7381791	251	219	178	90	75	46	43	38	78	115	128	167	1426
E3-228	352450	7350541	360	312	318	211	137	126	96	83	164	183	184	248	2423
E3-236	347303	7356025	457	353	375	316	167	115	109	95	218	259	289	347	3099
E3-237	348768	7378190	251	223	190	108	90	65	55	57	99	125	133	207	1602
E3-239	352167	7378225	265	222	182	104	87	64	50	44	97	120	132	179	1544
E3-241	338860	7352241	510	393	384	361	178	101	104	128	265	327	366	375	3493
E3-243	323455	7363137	258	217	199	112	91	75	58	47	108	135	133	197	1629
E3-244	338736	7363315	307	254	228	145	112	82	69	59	124	153	158	223	1914
E3-249	313315	7359317	250	199	180	97	91	67	53	38	98	113	107	185	1476
E3-254	321826	7357578	232	232	243	116	100	84	66	56	137	127	123	186	1702
E3-257	306624	7351844	280	276	234	139	114	99	74	61	143	161	145	206	1931
E3-259	316734	7357515	250	230	202	117	113	85	61	58	120	128	104	190	1657
E3-261	316828	7350131	251	267	262	159	116	99	103	76	162	172	130	190	1986
E4-139	296523	7346165	286	242	240	143	126	109	75	67	177	155	141	207	1968
F3-002	335657	7335591	353	339	323	221	163	148	132	119	221	217	206	276	2717
F3-005	317638	7324357	289	280	295	221	131	101	95	78	152	146	144	215	2148
F3-008	322032	7340966	412	346	399	279	176	126	133	120	239	234	268	285	3016
F3-010	342374	7341205	344	370	377	247	192	145	119	86	236	220	210	277	2820
F4-045	294959	7336911	394	277	334	222	149	93	113	94	251	238	279	279	2723

Fonte: DAEE (2016). Elaborada pelo autor.

Gráfico 1 – Variação mensal nas taxas de pluviosidade média, por posto pluviométrico selecionado de 1971 a 2000, em mm.

Fonte: DAEE (2016). Elaborado pelo autor

Gráfico 2 – Estimativa de Magnitude-Frequência das chuvas no posto pluviométrico Parelheiros, no município de São Paulo-SP.

Extraído de: Santos (2012).

Mapa 7 – Isovalores da constante Y da equação de estimativa da magnitude-frequência das precipitações na região de Parelheiros, São Paulo-SP.

Extraído de: Santos (2012).

Mapa 8 – Isovalores da constante A da equação de estimativa da magnitude-frequência das precipitações na região de Parelheiros, São Paulo-SP.

Extraído de: Santos (2012).

3.3.2. Aspectos fitogeográficos

Do ponto de vista fitogeográfico, a área encontra-se no domínio da Mata Atlântica, o qual inclui diferentes tipos de florestas com associações ecológicas comuns, entre elas: a floresta pluvial costeira; a floresta semi-decídua, desenvolvida à latitude de São Paulo mais para o interior e a floresta de Araucária, em pontos isolados (LEDRU et al., 2005). Ainda segundo os autores, por sua grande extensão latitudinal e variação de altitudes, a Mata Atlântica inclui uma vasta variedade de condições climáticas, tendo em comum a dependência de altos índices pluviométricos e temperaturas medias anuais estáveis, características da região estudada.

As principais características da Mata Atlântica são a grande diversidade florística, grande endemismo de espécies, árvores de alturas entre 25 e 30 m, corpo florestal denso e de copas contíguas, ambiente interno sombreado e úmido, espessa serapilheira, interior florestal rico em samambaias e epífitas e enraizamento superficial e subsuperficial intenso e denso (SANTOS, 2004). Na região de Marsilac, mais de 50% da área protegida pela Área de Proteção Ambiental Capivari-Monos é ocupada por fragmentos de Mata Atlântica (Mapa 9), predominando a Floresta Ombrófila Densa Montana, em diversos estágios sucessionais, e a Floresta Ombrófila Densa Alto-Montana, também descrita como Mata Nebular, já nas proximidades da escarpa da Serra do Mar (JACINTHO, 2003).

A floresta de Araucárias, por sua vez, ocorre em pontos isolados das Serras do Mar e da Mantiqueira e é, em alguns casos, importante indicativo de estágio sucessional, pois os pinheiros são espécies pioneiras heliófilas, avançando sobre áreas de formação aberta, não se regenerando se o sombreamento se torna intenso (SANTOS, 2004).

Observa-se a ocorrência de campos naturais nas proximidades da escarpa da Serra do Mar, nas cabeceiras do Rio Capivari, região do Núcleo Curucutu do Parque Estadual da Serra do Mar (Mapa 9). Para Garcia e Pirani (2005), as características climatológicas locais favoreceriam o desenvolvimento de uma vegetação florestal, porém as características pedológicas locais constituem importante fator na manutenção da vegetação campestre.

Mapa 9 – Uso do solo e cobertura vegetal da Área de Preservação Ambiental Capivari-Monos, no qual se observa a predominância das áreas de mata e de campo natural.

Extraído de: Jacintho, 2003.

3.3.3. Paleoclimas e condições paleoambientais

Os paleoclimas da área são documentados a partir do estudo realizado por Ledru et al. (2005) no pacote de sedimentos da Cratera de Colônia, imediatamente a N da bacia do Rio Capivari. Os autores investigaram as variações da cobertura vegetal nos últimos 100.000 anos a partir de dados paleopalinológicos, com objetivo de identificar reflexos locais dos ciclos globais de glaciação e deglaciação (Figura 16). No estudo, constata-se a baixa frequência de espécies arbóreas há 30.000 e há 10.000 anos Antes do Presente (anos A.P.), ao passo que expansões florestais ocorreram há 20.000 e de cerca de 10.000 a 5.000 anos A.P. Uma vez que nos trópicos as baixas frequências de arbóreas são associadas a condições de maior aridez, uma vez que as temperaturas não declinam suficientemente para constituir o principal fator limitante ao seu desenvolvimento, os autores concluem que o clima deve ter sido relativamente mais seco na região durante as últimas glaciações. Os resultados corroboram as conclusões de Bigarella e Mousinho (1965), segundo os quais as fases secas nas zonas tropicais correspondem às eras glaciais nas médias e altas latitudes no Hemisfério Norte.

Figura 16 – Percentagem de pólen arbóreo em função profundidade, com indicação das datações obtidas por radiocarbono.

Extraído de: Ledru et al. (2005).

O Sudeste Brasileiro passou por uma fase de resfriamento e aridificação nos últimos 100.000 anos, com pico no Último Máximo Glacial (UMG) (KIRCHNER et al, 2015). No registro da Cratera de Colônia, notou-se aumento nas frequências poliníferas de espécies arbóreas no UMG, fato interpretado por Ledru et al. (2005) como resultante de um deslocamento para o Equador do vórtex circumpolar, induzindo um deslocamento para o norte dos ventos de oeste na margem pacífica da América do Sul, com jatos polares na margem atlântica.

Já a transição entre o Pleistoceno e o Holoceno foi marcada, em nível regional, por uma mudança para condições de maior umidade (KIRCHNER et al, 2015), com maior frequência de intensas tempestades em resposta ao aquecimento local da atmosfera e ao maior contraste entre as massas polares e as tropicais, estas mais aquecidas que aquelas (COELHO-NETTO,

1999). No registro de Colônia (LEDRU et al., 2005), nota-se a existência de uma fase seca que perdurou do UMG à transição Pleistoceno-Holoceno, quando ocorreu nova mudança para condições úmidas. O Holoceno no Sudeste do Brasil, já considerado um período quente e estável, revela-se dividido em duas metades, a primeira substancialmente mais seca que a segunda (KIRCHNER et al, 2015), padrão também observado na região de Marsilac, a partir da curva apresentada por Ledru et al. (2005) (Figura 16).

Diversos autores relatam as significativas mudanças paleoclimáticas ocorridas no Sudeste brasileiro no Pleistoceno e no Holoceno e suas consequências à evolução da paisagem (COELHO-NETTO, 1999; RÖMER et al., 2002; HIRUMA et al., 2013; KIRCHNER et al, 2015). Documenta-se no registro estratigráfico da região um ciclo erosivo-deposicional de 10.000 – 8.000 anos, provavelmente resultante da resposta dos processos geomorfológicos à transição climática do limite Pleistoceno-Holoceno, quando os solos formados sob condições climáticas prévias mais secas e frias foram submetidas a chuvas intensas mais frequentes sob aquecimento atmosférico (COELHO-NETTO, 1999). Por outro lado, fases de estabilidade climática coincidem com as menores taxas de erosão e sedimentação e condições mais favoráveis à pedogênese (RÖMER et al., 2002). A área de estudo, por sua proximidade da Serra do Mar, teria sido menos intensamente atingida por mudanças paleoclimáticas, menos submetida, portanto, às ações dos climas áridos e semi-áridos que o entorno (QUEIROZ NETO e NAKASHIMA, 1973).

Os períodos mais secos são, conforme Bigarella e Mousinho (1965), associados à formação de superfícies aplainadas de maior ou menor extensão, por degradação lateral, as quais se recobrem por materiais detríticos provenientes da desagregação física das rochas; já os períodos mais úmidos são associados ao entalhamento dessas superfícies pela ampliação da ação fluvial e maior estabilidade das vertentes pelo estabelecimento da vegetação. A alternância de condições levaria ao surgimento de pedimentos escalonados com aspecto de níveis embutidos nas vertentes (QUEIROZ NETO e NAKASHIMA, 1973). O recuo erosivo, espacialmente não-uniforme, teria dado origem aos complexos de rampas, ou anfiteatros côncavos, feições compostas por uma região superior erosiva e uma região inferior deposicional, preenchida por camadas coluviais/aluviais alternadas, retrabalhadas em cada evento de mudança climática (COELHO-NETTO, 1999).

Nas proximidades da Serra do Mar, mesmo nas fases secas haveria condições climáticas de maior umidade que as regiões interioranas no Planalto Atlântico (QUEIROZ NETO e NAKASHIMA, 1973; RÖMER et al., 2002). Os efeitos das mudanças paleoclimáticas

estariam limitados à deposição de camadas coluvionares finas, com alguma intensificação da lavagem superficial (*surface wash*) nos períodos mais secos, sem exercer grande influência na continuidade espacial dos processos de longo prazo (RÖMER et al., 2002). Para os autores, o ajustamento mútuo entre forma, processo e litologia sugere que a duração das mudanças foi muito curta, na região S do Estado de São Paulo, em relação ao tempo necessário para uma considerável mudança na morfologia das vertentes, ou então suas influências não foram suficientemente fortes para levar a alguma mudança mais significativa no modo dos processos denudacionais. Hiruma et al. (2013) salientam que, na Serra do Mar, episódios de colúviação não necessariamente se relacionam a mudanças climáticas, uma vez que esses processos também são fruto das altas declividades em áreas florestadas sujeitas a eventos de alta pluviosidade.

A atividade fluvial na região teria sido, nas fases mais áridas, caracterizada por um aumento na erosão lateral e por maior participação do transporte de carga do leito (RÖMER et al., 2002). Já a mudança para condições mais úmidas na transição Pleistoceno-Holoceno teria conduzido primeiramente a fluxos de detritos e acumulação em leque, para em seguida haver dissecação de leques e terraços e incisão fluvial, à medida que a quantidade e o calibre de carga sedimentar fornecida aos rios diminuía (THOMAS e THORP, 1995). Na região ocidental do Estado de São Paulo, Storani e Perez Filho (2015) relatam os efeitos de possíveis ciclos menores de alternância entre condições úmidas e áridas no Holoceno à atividade fluvial, concluindo que os períodos de incisão fluvial identificados poderiam ser correlatos a transições climáticas do árido para o úmido.

3.4. OS SOLOS E AS CONDIÇÕES PARA SEU DESENVOLVIMENTO

Queiroz Neto e Nakashima (1973) realizam observações de campo para levantar problemas a respeito da pedogênese na região de Parelheiros, partindo do pressuposto que o perfil pedológico observado se relaciona ao clima vigente após a última mudança climática e que apresenta características atuais sobrepostas às herdadas, numa sucessão de perfis pedológicos truncados e superpostos. Diversas ocorrências de *stone lines* na região são interpretadas como paleopavimentos detríticos relacionados a climas secos, interpretação compartilhada por Ab'Sáber (1969), que ressalta seu significado paleo-climático, embora outras interpretações também sejam possíveis, conforme revisões sobre o tema elaboradas por Hiruma (2007) e por Santos et al. (2010).

O condicionamento geológico é visível no levantamento realizado por Queiroz Neto e Nakashima (1973), pois sobre as colinas sedimentares de altitudes superiores a 800 m, formam-se Latossolos Vermelhos escuros areno-argilosos, ao passo que sobre os micaxistos, são comuns os solos de profundidade inferior a 1 m, com forte presença de fragmentos de mica, o que indica estágio muito prematuro de organização dos solos. O condicionamento topográfico também é marcante, segundo os mesmos autores, de tal modo que, em condições topográficas favoráveis, como no terço interior e no sopé de vertentes de menor declividade, é possível observar a presença de níveis de paleossolos, conservando parcial ou totalmente seus horizontes A, sendo a passagem de um a outro mediada por uma linha de seixos ou horizonte pouco espesso de cascalho miúdo.

Queiroz Neto e Nakashima (1973) observam que os perfis de solo indicam que sua organização não atingiu estágio avançado, pela presença de materiais intemperizáveis (mica, feldspato) sob condições climáticas úmidas e organização apenas incipiente do perfil, com processos de migração da fração fina coloidal em desenvolvimento. Conforme os autores, os feldspatos estão em processo de alteração para uma massa branca, constituída por caulinita e gibbsita, enquanto as micas transformam-se em argila também caulinítica, dada a baixa pegajosidade. As condições climáticas atuais têm contribuído para o avanço da pedogênese, de tal modo que a permanência das condições atuais levaria à formação de horizontes B texturais mais nítidos.

O mapeamento pedológico disponível para a região (OLIVEIRA, 1999), de escala 1:500.000 (Mapa 10), mostra a predominância de Cambissolos Háplicos Distróficos na bacia do Rio Capivari, com horizonte A moderado, textura argilosa, relevo “forte” e ondulado, correspondente aos terrenos cristalinos. Por outro lado, Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos com horizonte A moderado, textura argilosa e relevo ondulado a “forte” ondulado são encontrados no interior da sub-bacia do Ribeirão Embura, no setor noroeste da bacia do Capivari.

Mapa 10 – Cobertura pedológica da região de Parelheiros e entorno.

Fonte: Oliveira, 1999.

3.5. A MORFOGÊNESE DO PLANALTO PAULISTANO E AS SUPERFÍCIES DE EROSÃO REGIONAIS

A área de estudo compreende o setor meridional do Planalto Paulistano (Mapa 11) (ALMEIDA, 1964), no reverso da escarpa da Serra do Mar. O Planalto Paulistano corresponde a uma parcela do Planalto Atlântico na qual predominam formas de relevo denudacionais em colinas e morros médios e altos com topos convexos, formando um conjunto altamente dissecado, com vales entalhados e densidade de drenagem média a alta, de altimetrias predominantes de 800 a 1.000m e declividades de 10 a 20° (ROSS e MOROZ, 1997). Embutida nela está a bacia sedimentar Cenozóica de São Paulo, proporcionando um relevo menos dissecado e vales menos entalhados, atravessada no sentido E-W pelo Rio Tietê (AB'SÁBER, 1957; ROSS e MOROZ, 1997; RICCOMINI et al., 2004).

A morfogênese do Planalto Paulistano foi inicialmente interpretada à luz da concepção cíclica, com formação e degradação de superfícies de aplainamento pelo modelo davisiano. A partir do trabalho de Moraes Rego (1932), concebeu-se que o relevo do Planalto resultaria de rejuvenescimentos em um peneplano inicial provavelmente Eocênico e de outro de idade neogênica, delineando a hidrografia e o relevo atuais.

De Martonne (1943) reconhece três superfícies de aplainamento na região (Figura 17), além da pré-Permiana: a Superfície de Campos, mais antiga, de idade duvidosa, a Superfície das Cristas Médias, correspondente ao peneplano eocênico de Moraes Rego (1932), e a Superfície Neogênica, esta última com maior desenvolvimento nas bacias do Paraíba do Sul e do Alto Tietê, onde foi ligeiramente empenada pela tectônica, atravessada pelas cristas apalachianas eocênicas.

Freitas (1951) ressalta o papel da tectônica na elaboração do modelado, a qual conduziria a sedimentação em fossas e vales de afundamento, a atividade erosiva nos planaltos e a estruturação das linhas de drenagem a partir das linhas de arqueamento, ruptura e cisalhamento das unidades geotectônicas. As superfícies de erosão da área encontram-se basculadas para NNW e NW, fenômeno que teria ocorrido no Terciário para o autor.

Ab'Sáber (1957) propõe que a superfície das Cristas Médias, com idade revisada para o Cretáceo, teria sido degradada para formar uma superfície Neogênica de extensão restrita Estado de São Paulo, não admitindo a existência de superfícies de erosão intermediárias. Conforme o autor, não haveriam suficientes registros de sedimentação terciária entre o Cretáceo e o Plioceno para permitir uma reconstrução segura da história geológica-

geomorfológica nessa fase. Além disso, a ramificação das cabeceiras da bacia hidrográfica do Paraná seria suficiente para criar, logo de início, uma superfície de erosão em posição mais baixa nos maciços de E, a qual prosseguiria desde então, sendo antecedente em relação a sedimentação pliocênica. Por fim, o autor discorda das propostas de origem tectônica para as interrupções dos ciclos de aplainamentos citadas por Freitas (1951), atribuindo a ciclicidade sobretudo às alternâncias paleoclimáticas.

Mapa 11 – Hipsometria da região de São Paulo e arredores.

Base de dados: SRTM/Embrapa (2009). Organizado pelo autor.

Figura 17 – Superfícies de aplanamento. Corte W-E idealizado. P: Superfície Pré-Permiana; C: Superfície de Campos; E: Superfície das Cristas Médias (Eocênica); N: Superfície Neogênica.

Fonte: De Martonne (1943)

A Superfície das Cristas Médias é rebatizada por Almeida (1964) para Superfície Japi, cuja idade admitida passa novamente a Eocênica, a partir do nivelamento, pela Superfície, de intrusões alcalinas de mesma idade. Ela ainda seria responsável pelo nivelamento de topos de serras quartzíticas a nordeste de São Paulo, bem como os topos da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira. A Superfície Japi é considerada o único nível de correlação regional que se estende por todo o embasamento cristalino pré-cambriano do Sudeste brasileiro, com idade mínima fixada entre 66 e 65 Ma, com base nas idades de lavas alcalinas derramadas sobre a superfície (RICCOMINI et al., 2004; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Atualmente, essa Superfície encontra-se desnivaleada pela instalação dos riftes e por pulsos tectônicos deformadores dos riftes, podendo ser encontrada: nos topos dos planaltos da Bocaina e de Campos do Jordão a 2.000-2.200 m, em extensos cumes planos nivelados no reverso das serras do Mar e da Mantiqueira a 1.000-1.300 m e nos cumes de serras presentes na região litorânea a 700-800 m (TELLO SAENZ et al., 2003; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Para Ross (1991), não é mais possível interpretar os diferentes níveis topográficos do leste paulista como associados diretamente às superfícies de erosão. Os níveis altimétricos diferenciados podem se associar a diversas gêneses, como: o tectonismo cenozoico, que por meio de basculamentos, provocou o posicionamento de blocos em diferentes níveis altimétricos; a resistência diferencial das rochas frente aos processos de erosão física ou química; ou os fechos de sedimentação, que balizam os topos de colinas sedimentares terciária. Sugere-se, ainda, que as Superfícies das Cristas Médias e de São Paulo – ou a de Japi e a do Alto Tietê – poderiam pertencer, cronologicamente, à mesma fase erosiva, e que a tectônica neogênica teria provocado sua deformação.

Visão semelhante é expressa por Römer (2008), que interpreta os níveis topográficos concordantes na área como resultantes do ajuste de longo prazo das vertentes à combinação

dos processos de denudação, incisão fluvial e influência dos controles litológico e estrutural nos compartimentos tectônicos. A associação entre variáveis, como amplitude do relevo, comprimento das vertentes, espaçamento da drenagem e controles litológicos indica que os flancos dos vales tendem a intersectar em níveis específicos, de tal modo que é mantido o balanço entre incisão fluvial e denudação das vertentes, com declividades próximas do ângulo limite de estabilidade para movimentos de massa. Assim, as altitudes dos cumes não seriam diretamente relacionáveis a níveis basculhados tectonicamente, não servindo de referência para o cálculo de taxas de movimentos crustais nem para correlação com níveis aplainados mais interioranos.

Localmente, na bacia do Rio Capivari, encontram-se níveis mais rebaixados. Ab'Sáber (1957) interpreta-os como resultantes de uma peneplanização local quaternária, na qual não haveriam quaisquer vestígios da Superfície das Cristas Médias ou da Superfície Neogênica, traduzindo-se por um mosaico simples de baixos níveis de terraceamento, os quais seriam levados sucessivamente ao estágio de maturidade, por inúmeras retomadas de erosão, de caráter epicíclico. Já Ponçano et al. (1981) atribuem esse rebaixamento local a um acentuado adernamento de natureza tectônica. Ambas as observações requerem dados adicionais, com observações detalhadas do quadro geomorfológico e geotectônico regional.

3.6. A MORFOGÊNESE DA SERRA DO MAR

A Serra do Mar (Figura 18; Foto 1) consiste em um conjunto de escarpas com aproximadamente 1.000 km de comprimento que se estende do Estado do Rio de Janeiro ao Estado de Santa Catarina, posicionado na borda oriental do Planalto Atlântico no trecho voltado para o litoral (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Em conjunto com a Serra da Mantiqueira, constitui a mais destacada feição da borda Atlântica no continente sul-americano (TELLO SAENZ et al., 2003; 2005). Sua origem e evolução remetem à separação entre os continentes sul-americano e africano desde o Mesozoico (TELLO SAENZ et al., 2005). Sua delimitação precisa não é simples, devido aos diversos abatimentos e basculamentos de blocos, formando vários degraus no relevo, além de transições e ramificações em espigões e planaltos individualizados (GONTIJO-PASCUTTI et al., 2012).

Figura 18 – Localização da Serra do Mar

Extraída de: Almeida e Carneiro (1998).

Foto 1 – Serra do Mar, vista a partir do vale do Rio Branco, em Itanhaém (SP).

Obtida pelo autor.

Desde o trabalho pioneiro de De Martonne (1943), a origem da Serra do Mar é atribuída a um conjunto de soerguimentos e fraturamentos em estruturas geológicas antigas, sendo ela descrita como uma enorme “muralha”, de declividades “vertiginosas”, interrompida apenas

pelo Rio Doce, no Estado do Espírito Santo. Freitas (1951), por sua vez, atribui a origem desta “muralha tectônica”, juntamente com a Serra da Mantiqueira, a uma ruptura do escudo cristalino devido a uma distensão crustal dirigida de NNW a NW provocada por arqueamento, culminando no desmantelamento da “peneplanície gonduânica”, formando um *front* dissecado pelos processos denudacionais mais recentes e conduzindo a drenagem do planalto para NNW e NW (Figura 19).

Figura 19 – Arqueamento responsável pelas serras do Mar e da Mantiqueira.

Extraído de Freitas (1951).

Almeida (1964) interpreta a Serra do Mar como fruto dos mesmos basculamentos tectônicos que inclinaram os estratos sedimentares do alto Paraíba e do alto Tietê. Realizando estudos de campo na área nos anos 1950, o autor convenceu-se de que não haveriam ali falhas modernas, responsáveis diretas pelo relevo, parecendo-lhe que a escarpa seria uma feição erosiva, elaborada em xistos intercalados a gnaisses, além de injeções graníticas, que sustentariam os cumes da Serra do Mar por sua maior resistência do intemperismo e à erosão. Os sítios onde ocorreram os falhamentos formadores da Serra do Mar estariam submersos na plataforma continental e a presença de ilhas graníticas e gnáissicas corroboraria sua hipótese.

Sadowski (1974) também não identificou evidências de movimentos recentes na área, ao descrever os falhamentos presentes.

Posteriormente, Almeida (1976) propôs a existência de uma vinculação genética entre os riftes do alto Paraíba do Sul e do alto Tietê e a Serra do Mar, utilizando a expressão “Sistema de Riftes da Serra do Mar”. Qualquer hipótese para sua origem deveria, para o autor, considerar: o movimento vertical de 11 km que teria ocorrido entre a borda continental soerguida e a bacia sedimentar submersa subsidente; o magmatismo alcalino, provavelmente contemporâneo ao rifteamento do bloco continental; a reativação de extensos falhamentos Cambro-Ordovicianos e a inexistência de dobramentos na Bacia de Santos que pudessem sugerir uma origem da Serra do Mar por compressão.

Almeida e Carneiro (1998) sustentam a visão de que o evento tectônico deformador da Superfície Japi iniciado no Paleoceno teria dado origem tanto às bacias sedimentares tafrogênicas quanto às serras do Mar e da Mantiqueira. A Serra do Mar seria originada na Falha de Santos, por soerguimento do bloco ocidental e subsidência do bloco oriental da mesma, seguida de erosão diferencial regressiva, com adaptações à grande diversidade litoestrutural da região e sob influência de movimentos tectônicos mais recentes (Figura 20). Esse recuo a partir da Falha de Santos teria perdurado por ao menos 30 milhões de anos, fazendo as encostas atingirem a Falha de Cubatão, à qual se adaptaram por condicionamento estrutural. O principal argumento utilizado pelos autores para embasar a hipótese do recuo a partir da linha de falha é a existência de depósitos grosseiros na Bacia de Santos, que só poderiam ter sido produzidos na proximidade de uma grande escarpa, hoje não mais presente. No entanto, os mesmos reconhecem que a hipótese só poderia ser confirmada na existência de melhores conhecimentos sobre a Falha de Santos e sobre a evolução geotectônica e sedimentar da plataforma continental.

Riccomini et al. (1989) apresentam uma descrição mais detalhada do sistema de riftes que compreende a Serra do Mar, a Serra da Mantiqueira e as depressões tectônicas intermediárias, designando o conjunto por Rife Continental do Sudeste do Brasil, tornando mais clara a vinculação genética entre as mesmas. No estudo, evidências de campo apontaram atividade tectônica moderna, provavelmente pleistocênica a holocênica, denotando que o conjunto esteve ativo até muito recentemente e associado a um regime regional compressivo na direção E-W, contribuindo para o delineamento da atual feição da Serra do Mar.

Figura 20 – Ilustração esquemática da origem e do recuo erosivo da escarpa da Serra do Mar, conforme interpretação de Almeida e Carneiro (1998). Estágios: 1. Soerguimento no Cretáceo, com trabalho erosivo em consequência, acompanhado de deposição nas bacias de Santos e do Paraná. Vulcanismo de natureza alcalina (A); Falha de Santos (F). 2. Desenvolvimento da Superfície Japi no Cretáceo. 3. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surgimento da Serra do Mar (SM) ao longo da Falha de Santos (F). Desenvolvimento da plataforma continental (P). 4. Recuo erosivo da Serra do Mar para sua posição atual (R). Depressão Periférica (DP). Convenções: 1. Depósitos da Formação Santos. 2. Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral. 3. Formação Serra Geral. 4. Corpos alcalinos. 5. Grupo Bauru. 6. Falhas.

Extraído de: Almeida e Carneiro (1998)

Cobbold et al. (2001) sugerem que as atuais elevações das Serras do Mar (> 1.000 m) e da Mantiqueira (> 2.000 m) refletem soerguimentos mais recentes que anteriormente proposto, com base em estudos pioneiros de datação por traços de fissão em apatita (*apatite-*

fission tracks, AFT). A formação da Serra do Mar teria ocorrido por diversos pulsos tectônicos: o primeiro, no Cretáceo Superior, teria fornecido os sedimentos grosseiros presentes na área central da Bacia de Santos (100 – 90 Ma). Pulsos posteriores teriam ocorrido entre o Cretáceo Superior e o Eoceno (70 – 50 Ma) e desde o Neógeno (20 – 0 Ma), manifestando-se em fluxos de sedimentos para a Bacia de Santos.

Tello Saenz et al. (2005) aplicam a datação por AFT em novas localidades dispersas pela Serra da Mantiqueira e pela Serra do Mar, para o estudo da termocronologia da Plataforma Sul-Americana no Sudeste do Brasil e sua influência nas bacias de Santos e Campos. Os resultados sugerem que a Serra da Mantiqueira surgiu há 120 Ma por um pulso rápido, idade coincidente com a abertura do Atlântico Sul, com uma reativação tectônica há 60 Ma, ambos os eventos relacionáveis a inconformidades deposicionais na Bacia de Santos. Já a Serra do Mar teria uma história mais complicada, com importante pulso há 80 Ma, idade coincidente com uma discordância na Bacia de Santos, apontando-se diacronismo na evolução tectônica das duas escarpas. Sua história termal indica resfriamento de 80 a 45 Ma, aquecimento de 45 a 25 Ma, resfriamento de 25 a 5 Ma e resfriamento mais intenso nos últimos 5 Ma, sendo os resfriamentos relacionáveis a fases de exumação.

Zalán e Oliveira (2005), que denominam o conjunto de riftes da região de Sistema de Riftes Continentais Cenozoicos do Sudeste do Brasil, demonstram sua complexidade e extensão. No caso da Serra do Mar, seu padrão retilíneo e os desníveis abruptos ali observados são interpretados como resultantes de falhamentos normais e transtensionais cenozoicos cuja posição não deve ser muito distante do atual sítio da escarpa, ressaltando ainda que os estudos geofísicos disponíveis não corroboram a existência da Falha de Santos. Na interpretação dos autores, a Serra do Mar devia constituir um grande planalto maciço, com flanco leste abrupto apresentando desnível de 3.000 m em relação à Bacia de Santos e 2.000 m em relação ao nível do mar, situação que se tornou instável gravitacionalmente com o prosseguimento da subsidência na Bacia, culminando no colapso do planalto, com inúmeros falhamentos, desde há cerca de 50 Ma.

Para Hiruma et al. (2010), a origem da Serra do Mar permanece controversa: a denudação decresce para o interior, mas esse padrão provavelmente não se relaciona a um recuo simples da escarpa; a própria configuração em “duplo escarpamento” no Sudeste brasileiro reflete uma evolução denudacional complexa relacionada a reativações de discontinuidades pré-cambrianas e à gênese e deformação do rifte. Novos dados termocronológicos mostram idades discrepantes de exumação entre o Planalto de Campos do

Jordão e da Bocaina, sendo a primeira 92 ± 10 Ma mais recente que a última 112 ± 12 Ma para altitudes similares. Como ressaltam os autores, a hipótese da existência de superfícies de erosão contemporâneas nos dois planaltos deve ser reexaminada à luz dos novos dados.

Cogné et al. (2011) apresentam dados mais recentes de AFT para explicar a história pós-rifteamento do Sudeste brasileiro, reconhecendo também múltiplas fases de resfriamento durante o Cretáceo e o Terciário, correlacionando-os com eventos geológicos nos Andes e nas bacias sedimentares da plataforma continental. Identificou-se um primeiro período de rápida denudação, anterior ao início do rifteamento do Atlântico Sul, no Cretáceo Tardio, coincidente com a fase Peruviana da orogênese andina e deformação nos sedimentos da bacia de Santos, além do posicionamento de corpos intrusivos alcalinos. No Paleógeno, um período de denudação mais lenta teria se associado a um crescimento mais contínuo da Serra do Mar, associado ao início da deposição na bacia de Taubaté. No Neógeno, o registro de rápido resfriamento é sincrônico com a reativação transpressiva do rifte continental. No total, cerca de 4 km de exumação são identificados, valor que aumenta para o interior do continente.

Para Gontijo-Pascutti et al. (2012), o quadro evolutivo proporcionado pela tectônica recente dificulta a interpretação de que a Serra do Mar constitui uma escarpa de linha de falha resultante exclusivamente de recuo erosivo a partir da Falha de Santos. Movimentos tectônicos recentes são evidenciados pela expressiva sismicidade presente na área, evidenciando deslocamentos em falhas geológicas ainda a serem melhor demarcadas em estudos de campo.

Com base no conjunto de trabalhos ora exposto, nota-se que a origem e a evolução da Serra do Mar permanecem como problemas inconclusivos e dependente de investigações geológicas, geofísicas e geomorfológicas mais aprofundadas. A proposta de erosão regressiva apresentada por Almeida e Carneiro (1998) tem sido crescentemente desafiada com o acúmulo de informações atinentes às movimentações tectônicas recentes, que apontam para uma origem complexa da Serra do Mar, envolvendo diversos episódios de reativação tectônica seguidos de denudação e retração da escarpa.

Quanto aos processos superficiais envolvidos na morfogênese na escarpa da Serra do Mar, seu recuo rumo ao interior do continente deve-se à combinação de processos fluviais e marítimos e a movimentos de massa (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Enquanto nas altas vertentes predominam os deslizamentos, propiciados pela presença de segmentos retilíneos, longos e de alta declividade (CRUZ, 1990; FURIAN et al., 1999), nas baixas vertentes há predomínio da degradação por intemperismo, com processo de mamelonização, ocorrência de

escorregamentos rotacionais e acumulação de depósitos coluviais e de taludes detríticos. Além do recuo paralelo à linha geral das escarpas, há também um recuo de direção perpendicular, com a formação, à montante, de novos e pequenos alvéolos, por vezes entulhados com detritos nas áreas mais ativas tectonicamente (CRUZ, 1990). O papel das capturas fluviais no recuo da escarpa é detalhado nas etapas finais deste trabalho.

3.7. DISTRIBUIÇÃO E DESENVOLVIMENTO DAS REDES DE DRENAGEM

A hidrografia da região meridional do Planalto Paulistano distribui-se em duas grandes redes distintas (Mapa 12). A primeira, mais extensa, dirige-se para o interior do continente, indo de encontro ao rio Tietê, seguindo pelo rio Paraná e alcançando o Oceano Atlântico após mais de 3.000 km de percurso. A segunda compreende as pequenas bacias hidrográficas que se dirigem diretamente para o litoral, atravessando a escarpa da Serra do Mar e atingindo a costa após cortarem a estreita planície litorânea de pouco menos de 30 km de largura. O divisor de águas entre os dois grandes conjuntos se localiza no reverso da Serra do Mar, a uma distância variável da escarpa de centenas de metros a dezenas de quilômetros. O limite setentrional da bacia do Rio Capivari integra o referido divisor.

Conforme Ab' Sáber (1957), no exterior da Bacia Sedimentar Cenozoica de São Paulo, encontram-se traços hidrográficos antecedentes ao ciclo deposicional regional, mais diretamente relacionados com os lineamentos estruturais dos maciços antigos. Já nas áreas submetidas à sedimentação terciária, o desenvolvimento da drenagem é posterior ao fecho da sedimentação, sendo registrados rios consequentes de sentido S-N. São frequentes as planícies alveolares em pontos de concentração de drenagem ou à montante de soleiras.

Em grande parte da região, as direções predominantes dos cursos d'água denunciam a orientação geral das foliações presentes em xistos e gnaisses, entremeados por granitos, oriundos da fase entalhamento regional que perdura desde após o Cretáceo a antes do Plioceno (AB' SÁBER, 1957). Tratam-se, para o autor, de cursos fluviais subsequentes, orientados conforme o eixo principal dos dobramentos e demais estruturas, caracterizadas pelo forte paralelismo entre si.

Mapa 12 – Traços gerais da drenagem na bacia do Rio Capivari e entorno.

Base de dados: Mapa Geodiversidade do Estado de São Paulo (CPRM, 2010). Organizado pelo autor.

Os altos índices pluviométricos da região propiciam a formação de uma forte ramificação da rede de drenagem, que assume padronagem geral dendrítica, embora os cursos de dimensões médias tenham sido orientados pelas imposições lito-estruturais (AB' SÁBER, 1957). Pela mesma razão climática, a rede de drenagem é perene até nas menores ramificações (AB'SÁBER, 1966). As condições climáticas locais levam ao predomínio de carga sedimentar fina, com significativa proporção na forma de carga suspensa e dissolvida,

explicando a predominância de padrões meândricos típicos; já as significativas massas arenosas e siltosas presentes entre os cinturões meandantes refletem a remoção de materiais removidos de baixos terraços e depósitos arenosos basais, atribuídos a fases climáticas anteriores, bem como o importante estoque de cascalhos quartzosos não totalmente evacuados (AB'SÁBER, 1969).

Para De Martonne (1943), a linha de cumeada da Serra do Mar constitui um importante divisor de águas e a ocorrência de capturas fluviais ao longo do divisor “surpreende mais por sua raridade que por sua ocorrência”. Ao se considerar o papel das capturas fluviais na evolução da hidrografia, Almeida e Carneiro (1998) mencionam sucessivas decapitações de rios do planalto em diversos segmentos da Serra do Mar, como no caso dos rios Cubatão de Cima e Itapanhaú, em São Paulo e do Ribeirão das Lajes, no Rio de Janeiro, além dos já mencionados trabalhos a respeito da captura do alto curso do Rio Guaratuba, em Bertioga (OLIVEIRA, 2003; OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007; OLIVEIRA et al., 2010; NEVES, 2012). Os aspectos morfológicos dos rios da bacia do Capivari serão apresentados em detalhe na seção 5 deste trabalho.

4. MÉTODOS E TÉCNICAS

A pesquisa utiliza-se do raciocínio hipotético-dedutivo para formulação e teste de hipóteses a respeito da morfogênese da área estudada, tendo-se como pano de fundo as referências teóricas apresentadas na seção 2. O mesmo consiste na formulação e apresentação de hipóteses que procuram elucidar lacunas no conhecimento sobre um determinado tema, seguida da dedução de suas consequências e por fim da verificação dos fatos apreendidos pela observação e comparação com os fatos deduzidos a partir das hipóteses (KING, 1971). A rota de explicação dedutiva, aplicada à Geografia inicia-se nas experiências perceptuais do sujeito, que elabora uma imagem da estrutura real do mundo, formulando um modelo apriorístico do qual são formuladas hipóteses; estas implicam em uma sistemática de coleta de dados, que devem ser definidos, classificados e mensurados; desta etapa parte-se para os procedimentos de verificação dos dados, que incluem, por exemplo, testes estatísticos; se bem sucedida a etapa de verificação, a hipótese pode dar lugar à construção de teorias; caso contrário, reformula-se o modelo *a priori*, iniciando-se novamente a sequência (HARVEY, 1969; GOUDIE, 1990).

Para avaliar a importância relativa dos rearranjos de drenagem à morfogênese da área, são consideradas as propostas metodológicas de Small (1972), Bishop (1995), Zaprowski et al. (2002), Oliveira (2003) e Douglass et al. (2009), que consistem na identificação de elementos morfológicos e sedimentológicos sugestivos de rearranjos de drenagem. Os principais elementos morfológicos são: cotovelos de captura, padrões de drenagem anômalos, dissecação mais profunda a jusante de cotovelos que a montante, terraços fluviais restritos ao entorno do cotovelo, anomalias no perfil longitudinal, colo e rio desajustado em relação ao vale (misfit). Já os elementos sedimentológicos mais relevantes dizem respeito à correlação granulométrica, mineralógica e morfoscópica de sedimentos fluviais coletados em colos, terraços e planícies de inundação.

Os procedimentos operacionais básicos desta pesquisa consistem em: elaboração e análise de Modelos Digitais do Terreno (MDE) por métodos geomorfométricos; análise de fotografias aéreas; trabalhos de campo para realização de tradagens, descrição de perfis e coletas de materiais para análise em laboratório; análise morfoscópica e mineralógica de sedimentos fluviais; datação de sedimentos fluviais por Luminescência Óptica Estimulada. Essas etapas operacionais são descritas nas seções a seguir.

4.1. GEOMORFOMETRIA

As mensurações geomorfométricas visam fornecer uma descrição quantitativa do relevo. Como ressalta Christofolletti (1969), anteriormente à incorporação dos métodos quantitativos na geomorfologia e à existência de bases cartográficas mais precisas, as observações referentes às bacias hidrográficas se restringiam a descrições qualitativas, baseadas em observações subjetivas e em raciocínios indutivos.

Horton (1945), um dos principais propositores da incorporação de métodos quantitativos ao estudo de sistemas fluviais, ressaltou que descrições de bacias de drenagem utilizavam-se de termos como “juventude”, “maturidade” ou “senilidade”, “mal drenada” ou “bem drenada”, sem qualquer informação específica que justificasse essa classificação. Isto o estimulou a propor uma série de índices morfométricos visando uma abordagem mais objetiva aos problemas relacionados ao desenvolvimento das formas de relevo, especialmente bacias hidrográficas e suas redes de drenagem. Leopold et al. (1964) incorporam essa análise quantitativa ao objeto específico da Geomorfologia Fluvial, que passou a ser utilizado de maneira corrente desde então.

Índices geomorfométricos têm sido aplicados sobretudo no reconhecimento de áreas que experimentam deformação tectônica (CHEN et al., 2003). Todavia, sua aplicação a estudos de rearranjos de drenagem pode trazer resultados também bastante profícuos para a análise da geometria do relevo para o desenvolvimento de processos morfogenéticos. Antón et al. (2014) ressaltam o potencial dessa abordagem na descrição das respostas da paisagem a rearranjos de drenagem, com base na identificação de anomalias de drenagem segundo critérios quantitativos. Os estudos geomorfométricos aplicados a diferentes problemáticas geomorfológicas têm sido motivados pela ampla disponibilidade de dados digitais com boa resolução (MASOUD e KOIKE, 2011). Para a obtenção de dados dos índices aplicados à pesquisa, utilizou-se o *software* QuantumGIS (QGIS), em sua versão 2.8.1-Wien.

4.1.1. Preparação do Modelo Digital de Elevação (MDE)

Com vistas à bem-sucedida aplicação de análises geomorfométricas por métodos de geoprocessamento, elabora-se um Modelo Digital de Elevação (MDEs). Um MDE é uma representação numérica do relevo, composta por células ou *pixels*, cada uma com um valor de elevação em relação a um nível de referência, de coordenadas previamente estabelecidas, formando uma superfície contínua (CHAPLOT et al., 2006). Para a elaboração do MDE,

utilizaram-se dados vetoriais georreferenciados do relevo na escala 1:10.000 (PMSP, 2004), resultando em uma matriz de 10 m de resolução espacial. Para observações com maior abrangência espacial e menor nível de detalhamento, utilizaram-se dados matriciais SRTM, com 90 m de resolução espacial, disponibilizados na página “Brasil em Relevo” da Embrapa na Internet (EMBRAPA, 2012).

A qualidade do MDE determina a qualidade da análise geomorfométrica e pode ser influenciada por fatores como: a rugosidade da superfície representada, a densidade de amostragem, a resolução espacial e vertical do modelo, o algoritmo utilizado para gerar o modelo e o tipo de análise geomorfométrica aplicada (FLORINSKY, 1998; REUTER et al., 2009). Para se aumentar a qualidade do MDE, realizam-se aplicações de pré-processamento, como: a remoção de artefatos; a suavização do MDE; o preenchimento de *pixels* vazios, desprovidos de informação (REUTER et al., 2009). O preenchimento de depressões fechadas espúrias, também preconizada pelos autores, não foi necessária, tendo-se em vista a opção pela não extração automática dos sistemas fluviais e devido à disponibilidade de informações detalhadas a seu respeito nos produtos cartográficos utilizados. Com a aplicação desses procedimentos de correção, o MDE torna-se satisfatório para a realização de mensurações geomorfométricas, descritas nos próximos tópicos.

4.1.2. Atributos primários do MDE

A partir do MDE, extraem-se atributos primários (derivativos de primeira ordem) que consistem em produtos extraídos diretamente dos dados de elevação (EL-SHEIMY et al., 2005). Exemplos destes são as cartas hipsométricas, as cartas clinográficas e as cartas de orientação de vertentes.

As cartas hipsométricas são elaboradas a partir da simples classificação dos valores *z* dos *pixels* do MDE, referentes à elevação. Selecionam-se intervalos que têm a finalidade de se ressaltar as feições mais importantes para o estudo do relevo. As cartas hipsométricas são apresentadas sotopostas a modelos sombreados, com aplicação de 66% de transparência nestes. A elaboração de modelos sombreados se faz com uso de um filtro que simula a iluminação solar proveniente de uma direção estipulada, no caso a 300° de azimute e a 40° de inclinação vertical. Esta direção da iluminação é selecionada para se evitar a falsa impressão de relevo invertido, que ocorreria se a iluminação fosse proveniente de S, e para dar destaque aos lineamentos que, em sua maioria, ocorrem na direção ENE.

As cartas clinográficas são calculadas a partir da aplicação de filtros de gradiente linear nos eixos X e Y do MDE. As classes de declividade adotadas são: inferior a 6%, de 6 a 12%, de 12 a 20%, de 20 a 30% e superior a 30%, conforme Rosa e Ross (1999). Hengl e Evans (2009) ressaltam que, para uma mesma área de estudo, muitas cartas clinográficas são possíveis, pois o atributo “declividade” é dependente da escala e da resolução espacial: com *pixels* menores, é possível detectar pequenas irregularidades do relevo, o que não ocorre em resoluções espaciais mais grosseiras.

A carta de orientação de vertentes é elaborada a partir dos mesmos filtros de gradiente linear aplicados às cartas clinográficas. No entanto, o algoritmo que combina os produtos parciais é diferente, retornando, para cada *pixel* da carta gerada, valores do sentido da declividade em graus, sendo 0° = Norte, 90° = Leste e assim sucessivamente. Jordan (2003) e Jordan et al. (2005) ressaltam o potencial das cartas de orientação de vertentes na identificação de lineamentos topográficos.

4.1.3. Extração e hierarquização da drenagem

Apesar de haver métodos automáticos para extração da rede de drenagem diretamente a partir do MDE (BOULTON e WHITTAKER, 2009), opta-se por utilizar como fonte primária de dados o mapeamento em escala 1:10.000 disponibilizado pela Prefeitura Municipal de São Paulo no Portal Geosampa (PMSP, 2015), o qual se mostrou adequado à escala do estudo e compatível com as observações realizadas nas fotografias aéreas. Após a incorporação das linhas de drenagem ao SIG, partiu-se para os primeiros passos da análise geomorfométrica, como a hierarquização da rede de drenagem e a delimitação de sub-bacias.

O estabelecimento da hierarquia da drenagem segue a proposta metodológica de Strahler (1952a), na qual um rio sem tributários (mantido somente pelas águas fornecidas pelas vertentes) é denominado rio de primeira ordem e apenas a junção entre rios de mesma ordem resultará em rio de ordem superior. A proposta de Horton (1945) é adotada para se identificar o canal principal de cada sub-bacia; uma vez que a bacia do Capivari apresenta forte controle estrutural, deve-se prosseguir pela sub-bacia de maior área no sentido montante.

O procedimento de hierarquização das linhas de drenagem é utilizado para subsidiar comparações entre bacias hidrográficas nas etapas morfométricas subsequentes (HORTON, 1945). Parte-se da premissa que, em uma amostra suficientemente grande de sub-bacias, a ordem é diretamente proporcional à área da bacia, a tamanho dos canais e à descarga

(STRAHLER, 1957). Todavia, o procedimento não é isento de problemas. Para Buffington e Montgomery (2013), canais de mesma ordem não necessariamente comportam-se de maneira similar, uma vez que a topografia pode influenciar fortemente na quantidade de energia disponível em uma bacia, condicionando os processos em seu interior. Ainda assim, os mesmos ressaltam a utilidade da hierarquização da drenagem, que permanece como ferramenta de comunicação e descrição dos tamanhos relativos de sub-bacias, além da localização dentro de bacias maiores.

4.1.4. Padrões de drenagem e ângulos de junção

O padrão de drenagem é reconhecido como indicador de ajuste da atividade fluvial à estrutura e às condições supostamente “iniciais” de superfícies geomorfológicas (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967). Mais recentemente, esse atributo das bacias hidrográficas tem sido utilizado para se compreender o regime tectônico atual e pretérito (HOLBROOK e SCHUMM, 1999; VITA-FINZI, 2012). Como destacam Etchebehere et al. (2004), essas contribuições servem como ponto de partida para outras abordagens analíticas, com aplicações ao estudo das redes de drenagem, implicando na melhor compreensão acerca da evolução da paisagem, da definição do substrato litoestrutural e para se detectar deformações neotectônicas. A classificação aqui apresentada parte dos estudos pioneiros de Zernitz (1932) e Howard (1967), retomadas em textos mais recentes, tais como Small (1972) e Twidale (2004), na qual apresentam-se como tipos básicos de padrões de drenagem: dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial e anelar (Figura 21).

Drenagens dendríticas são descritas como dotadas de forma arborescente (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967; MORISAWA, 1985; JUNG et al., 2011), com extensão aleatória de tributários em todas as direções (MORISAWA, 1985; TWIDALE, 2004) e predominância de ângulos agudos (entre o tributário e o segmento de montante do rio principal) nas junções (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967; JUNG et al., 2011). Normalmente são atribuídas a presença de rochas com resistência uniforme à erosão, como no caso de sedimentos horizontais espessos ou embasamento cristalino homogêneo (MORISAWA, 1985) ou desprovidas de superfícies significativamente inclinadas (TWIDALE, 2004).

Figura 21 – Ilustrações esquemáticas dos principais tipos de padrões de drenagem.

Adaptado de Howard (1967)

Padrões paralelos de drenagem correspondem a um conjunto de canais de morfologia normalmente retilínea e junções em ângulos agudos cuja distribuição de frequência de orientação é predominante em uma direção (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967; MORISAWA, 1985; JUNG et al., 2011). São atribuídos a superfícies com fortes gradientes hipsométricos (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967; JUNG et al., 2011) e mínimo condicionamento estrutural (TWIDALE, 2004). Constituem uma drenagem “inicial”, na qual as condições geológicas e/ou o fator tempo não permitiram ainda o desenvolvimento de um padrão mais completo de ajustamento à estrutura (SMALL, 1972). Baseado em modelos numéricos, Jung et al. (2011) concluem que esse padrão é mais provável em superfícies iniciais, desprovidas de estruturas geológicas importantes, com inclinações regionais superiores a 3%; abaixo desta inclinação, o desenvolvimento de um padrão dendrítico torna-se mais provável.

O padrão em treliça caracteriza-se pela presença de canais curtos e retilíneos que se juntam a outros maiores, também retilíneos, em ângulos aproximadamente retos (JUNG et al., 2015). São típicos de estruturas geológicas dobradas, nas quais a drenagem principal promove incisão ao longo das discontinuidades litológicas e promovem o rompimento de anticlinais, enquanto os menores tributários desenvolvem-se nos flancos anticlinais ou sinclinais,

produzindo uma rede de drenagem “subsequente” (SMALL, 1972; MORISAWA, 1985). Diferentemente dos dois padrões anteriores, trata-se de um padrão essencialmente ajustado às estruturas geológicas (SMALL, 1972), a partir da erosão remontante ao longo das descontinuidades estruturais (TWIDALE, 2004).

O padrão retangular de drenagem caracteriza-se por linhas de drenagem retilíneas com junções em ângulos retos e se distingue do padrão em treliça por não haver extensão preferencial dos canais em uma única direção, mas em duas, de tal modo que rios principais podem formar ângulos retos entre si (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967; MORISAWA, 1985; JUNG et al., 2015). Resulta de controle geológico oferecido por sistemas de fraturas, falhas ou juntas, normalmente desenvolvidas em conjuntos que se desenvolvem de maneira ortogonal entre si (SMALL, 1972). Em geral setores lineares menores podem ser atribuídas tanto a juntas quanto a falhas, enquanto setores mais compridos provavelmente se devem à influência de falhas (TWIDALE, 2004).

O padrão radial caracteriza-se pela convergência de rios, no tipo centrípeto, ou pela dispersão a partir de um ponto central, no tipo centrífugo (TWIDALE, 2004). São normalmente atribuídos a feições geológicas, como estruturas dômicas não-dissecadas, estruturas vulcânicas, estruturas intrusivas ou estruturas de impacto (HAWORTH e OLLIER, 1992; TWIDALE, 2004).

Por fim, o padrão anelar se desenvolve onde os afloramentos de estratos sedimentares com diferentes resistências são curvados, como no caso de domos e bacias estruturais, de tal modo que os cursos d’água se desenvolvem por erosão regressiva ao longo das fraquezas estruturais associadas aos contatos entre os estratos (TWIDALE, 2004). O autor ainda destaca a possibilidade de desenvolvimento deste tipo de padrão em domos gnáissicos distribuídos entre muitos escudos cristalinos e orógenos antigos exumados.

Desde o trabalho de Horton (1945), expressa-se descontentamento com abordagens meramente qualitativas à análise dos padrões de drenagem, as quais frequentemente levam a conclusões muito subjetivas. Desde então, surgem propostas para tornar a classificação mais objetiva. Christofolletti (1969) apresenta propostas de análise dos padrões de drenagem com base nas medições de ângulos de confluência. Jung et al. (2015) observam que redes de drenagem paralelas têm um alto número de ângulos de junção agudos, enquanto nos padrões retangulares e treliça abundam-se os ângulos próximos a 90°.

Adota-se a proposta de Kobiyama et al. (2016) para o estudo dos ângulos de junção. Conforme esta metodologia, são definidos três ângulos para cada confluência entre cursos d'água: o ângulo α , que corresponde ao ângulo formado entre o tributário e o rio principal a montante; o ângulo β entre os dois segmentos do rio principal, a montante e a jusante; e o ângulo γ , formado entre o tributário e o rio principal a jusante (Figura 22). Os resultados são plotados em diagramas ternários que visam propiciar a observação da distribuição dos ângulos de confluência em cada sub-bacia, permitindo comparações entre as mesmas.

Figura 22 - Determinação dos ângulos de confluência dos cursos d'água estudados.

Extraído de: Kobiyama et al., 2016.

4.1.5. Lineamentos topográficos

Lineamentos topográficos são definidos como elementos lineares retilíneos, visíveis na superfície terrestre, resultantes de fenômenos geológicos e geomorfológicos (CLARK e WILSON, 1994; JORDAN et al, 2005). Tratam-se de feições do relevo normalmente associadas a estruturas geológicas que resultam em: vales lineares, cristas lineares ou rupturas de vertentes lineares, apresentando continuidade geométrica, retilínea ou mesmo curvilínea (JORDAN et al., 2005). A extração de feições lineares a partir de MDEs é realizada por

inspeção visual da carta de orientação de vertentes e comparada com o modelo sombreado para a execução de ajustes necessários.

O reconhecimento dos lineamentos permite uma primeira inferência a respeito do posicionamento de estruturas geológicas, tendo sido há muito tempo aplicado em estudos estruturais e geotectônicos (JORDAN et al., 2005). Conforme os autores, falhas de mergulho vertical ou sub-vertical normalmente formam os lineamentos mais longos, nas quais diversas vertentes e vales com aspectos lineares se sucedem, enquanto falhas de empurrão tendem a formar padrões mais irregulares na topografia; foliações e contatos entre estratos sedimentares também produzem lineamentos, devido à intemperização preferencial; estruturas dobradas, por sua vez, resultarão em feições lineares se favorecidas pela geometria e pela orientação das dobras em relação à superfície de erosão. Os mesmos ainda ressaltam a relevância de se plotar os dados referentes aos azimutes dos lineamentos em diagramas de roseta, permitindo a análise das orientações dos lineamentos quanto à sua distribuição e predominância.

4.1.6. Índice *Dd*: densidade de drenagem

Definida por Horton (1945), a densidade de drenagem (*Dd*), dada em m/m² ou km/km², consiste na razão entre o comprimento total dos canais fluviais em uma dada bacia (*L*) e a área plana da bacia (*A*), de tal modo que:

$$Dd = L / A \quad (1)$$

Para garantir um grau satisfatório de acurácia, o índice deve ser aplicado a dados provenientes de mapas com escalas suficientemente grandes, que representem os rios temporários e os rios perenes (HORTON, 1945). Caso a medição seja restrita a rios perenes, o resultado pode se tornar tendencioso, favorecendo áreas com maior regularidade de precipitações (CHRISTOFOLLETTI, 1969).

Para Horton (1945), a pluviosidade e o relevo são fatores importantes na determinação da densidade de drenagem, embora considere ainda mais importantes os fatores: capacidade de infiltração da água no solo e erodibilidade. Tucker e Bras (1988) complementam que a densidade de drenagem pode ser controlada por limiares para a geração de *runoff* ou por limiares de estabilidade de vertentes, cada um desses limiares produzindo uma diferente

relação funcional entre a densidade de drenagem e fatores relacionados a clima, geologia e relevo.

Neste trabalho, as densidades de drenagem são mensuradas de duas maneiras. A primeira consiste na divisão da bacia do Rio Capivari em células de dimensões fixas (1 km²) e a mensuração dos valores de *Dd* no interior destas células, produzindo-se centroides a partir dos quais se interpolaram os valores obtidos, levando à obtenção, ao final, de uma superfície contínua que cobre toda a bacia. A segunda maneira consiste na aplicação do índice em sub-bacias, obtendo-se um valor único para cada sub-bacia mensurada.

4.1.7. Perfis longitudinais e índices derivados

O perfil longitudinal é a representação gráfica da variação da elevação do canal em relação a distância, desde sua nascente até a desembocadura, podendo fornecer evidências a respeito dos processos geológicos e da história geomorfológica de uma dada área (HACK, 1973; ANTÓN et al., 2014). Dois tipos de perfis longitudinais são normalmente considerados: o perfil do canal, medido ao longo do talvegue do canal fluvial; e o perfil de fundo de vale, orientado ao longo do eixo do vale fluvial e ignorando sinuosidades menores do rio, este último permitindo a comparação com terraços (PAZZAGLIA et al., 1998). Adota-se, neste estudo, a última abordagem.

Perfis longitudinais de canais de leitos aluviais ou rochosos tenderiam a uma forma que torna mais eficiente tanto o transporte da carga sedimentar quanto a erosão do canal (HACK, 1960; HOWARD et al., 1994; CROSBY e WHIPPLE, 2006). Deste modo, mantém-se o potencial erosivo do rio praticamente constante ao longo de seu curso, correspondendo a um perfil de equilíbrio teórico (HACK, 1973; BURBANK e ANDERSON, 2001). A forma do perfil longitudinal pode ser influenciada por fatores como: incisão fluvial, litologia, tectônica, mudanças no nível de base e confluência de tributários, desviando-o do perfil de equilíbrio teoricamente determinado (SKLAR e DIETRICH, 1998; LARUE, 2008; FUJITA et al., 2011). Se a taxa de incisão excede a taxa de soerguimento ou de redução no nível de base, por exemplo, o perfil tende ao estado de equilíbrio, com a formação de uma concavidade suave para jusante; do contrário, o perfil pode se tornar convexo (LARUE, 2008).

A análise de perfis longitudinais pretéritos e atuais constitui uma poderosa ferramenta para a quantificação relativa da incisão fluvial, tal como na comparação entre perfis relictos, preservados em terraços, e perfis atuais, que permite obter uma estimativa da profundidade da

incisão fluvial (ANTÓN et al., 2012). A localização de rupturas locais no perfil longitudinal, denominadas *knickpoints*, é importante na estimativa de respostas do rio a forçantes externas, como movimentos tectônicos, variações na resistência litoestrutural, mudanças no nível de base ou outros tipos de mudanças ambientais (BISHOP et al, 2005; LARUE, 2008; KIRBY e WHIPPLE, 2012; VITA-FINZI, 2012; ANTÓN et al., 2014). Em áreas submetidas a movimentos tectônicos, deformações nos perfis longitudinais normalmente refletem a falta de ajuste do canal aos desnivelamentos produzidos, o que reflete uma condição temporária; o contrário é verdadeiro para deformações produzidas por soleiras rochosas, que tendem a ser mais permanentes e não representam qualquer condição de desequilíbrio (HOLBROOK e SCHUMM, 1999).

Há diversas maneiras de se apresentar graficamente o perfil longitudinal: uma delas é a apresentação de valores absolutos de distância e altitude do canal ou fundo de vale. Outra forma de representação é por meio de perfis “normalizados”, que representam valores relativos de distância e altitude do canal ou fundo de vale, permitindo comparações, uma vez que todos os valores são dados em percentagens (H/H_0 e L/L_0) (DEMOULIN, 1998; ANTÓN et al., 2014; RADOANE et al., 2003; LARUE, 2008). Ambas as formas foram adotadas nesta pesquisa.

4.1.7.1. Índice de concavidade (IC)

A inspeção visual de perfis longitudinais dos sistemas fluviais pode ser complementada pelo cálculo de índices geomorfométricos. Um índice útil para descrever o perfil longitudinal é o índice de concavidade (IC), proposto por Snow e Slingerland (1987) e definido como a razão entre a área contida entre a linha do perfil e a linha reta que liga os pontos finais do perfil ($A1$) e a área de um triângulo retângulo formado pela referida linha reta e os eixos horizontal e vertical correspondentes aos desníveis do perfil ($A2$), sendo obtida por $IC = A1/A2$ (ANTÓN et al., 2014).

Se o IC é próximo de 0,0, a forma do perfil aproxima-se de uma linha reta; valores positivos refletem uma forma côncava, tanto mais côncava quanto mais próxima de 1,0; já valores negativos refletem uma forma convexa, sendo mais convexas aquelas mais próximas de -1,0. Canais desenvolvidos sob condições de soerguimento uniforme e litologias homogêneas geralmente apresentam índices de concavidade mais baixos (DUVALL et al., 2004). Baixas concavidades também podem se associar a drenagens curtas em rampas

íngremes, influenciadas por corridas de detritos (*debris flows*), ou com aumentos das taxas de incisão a jusante, comumente associados a *knickpoints*, enquanto altas concavidades tendem a se associar a quedas na taxa de soerguimento a jusante, à menor resistência litológica ou a uma transição para condições totalmente aluviais (WHIPPLE, 2004).

O *IC* tem sido aplicado em trabalhos que visam: avaliar modelos de incisão fluvial (WHIPPLE e TUCKER, 2002), avaliar tendências evolucionárias de longo-prazo da drenagem (RADOANE et al., 2003), quantificar a distribuição espacial, a evolução e a taxa de deslocamento de falhas normais ativas com base na análise de parâmetros morfométricos da drenagem (BOULTON e WHITTAKER, 2009) e identificar a assinatura geomorfológica de uma captura fluvial de escala continental (ANTÓN et al., 2014). Nesta pesquisa, o *IC* foi aplicado a rios de terceira ordem ou de ordem superior, na bacia do Rio Capivari, com objetivo de se avaliar o impacto da incisão fluvial aos diferentes perfis longitudinais e os resultados das mensurações são apresentados em tabelas e mapas.

4.1.7.2. Índice SL ou RDE: relação entre declividade e distância do canal ou vale

Um dos índices mais utilizados em análises quantitativas de perfis longitudinais consiste no Índice *SL* (*stream-length*) ou Índice *RDE* (ETCHEBEHERE et al., 2004). O índice foi proposto por Hack (1973) para avaliar a influência de variáveis ambientais (clima, tectônica ou história geomorfológica) nos perfis longitudinais e testar se essas variáveis estão sob condições de equilíbrio ou não (DEHBOZORGI et al., 2010; ANTÓN et al., 2014), assumindo-se que rios em condição de equilíbrio seguem um perfil semi-logarítmico, de tal forma que o índice proposto visa identificar se o perfil longitudinal do rio diverge desta forma idealizada (HACK, 1973; KIRBY e WHIPPLE, 2012).

Com base na suposição de que nos rios em situação de equilíbrio o perfil assume forma semi-logarítmica, o que levaria a uma homogeneização da potência erosiva ao longo de seu curso, o índice é utilizado para a detecção de anomalias na concavidade do perfil longitudinal, estas possivelmente relacionadas a movimentos tectônicos recentes ou a descontinuidades lito-estruturais (BURBANK e ANDERSON, 2001), também relacionáveis a capturas fluviais (ANTÓN et al., 2014).

O Índice *RDE*_s, ou Relação Declividade-Extensão de um segmento do curso d'água, é definido como o produto da declividade pela distância a partir do divisor e é válido como um indicador geral da energia disponível para erosão fluvial, assumindo-se que a distância da

nascente é um indicador razoável da descarga (BURBANK e ANDERSON, 2001; ETCHEBEHERE et al., 2004; ANTÓN et al., 2014). O índice RDE_s é calculado por:

$$RDE_s = (Dh_s/Dl_s) \times L \quad (2)$$

Onde Dh_s = amplitude altimétrica do segmento, Dl_s = distância horizontal do segmento; L = extensão acumulada do rio até o final do segmento analisado (Figura 23).

Para a comparação de rios de diferentes bacias, com diferentes ordens de grandeza, Seeber e Gornitz (1983) propõem obter um índice geral para cada rio, traduzido por Etchebehere et al. (2004) como RDE_t , ou Relação Declividade-Extensão total do rio, este último obtido pela relação:

$$RDE_t = Dh_t / \ln (Dl_t) \quad (3)$$

onde Dh_s = amplitude altimétrica total do rio e $\ln (Dl_t)$ = logaritmo natural da distância horizontal total do rio, o qual deverá ser relacionado com o RDE_s na razão RDE_s/RDE_t . Ainda conforme a proposta de Seeber e Gornitz (1983), segmentos que apresentem valores de RDE_s/RDE_t superiores a 2 e inferiores a 10 constituem anomalias menores, ou de segunda ordem. Já segmentos com RDE_s/RDE_t superiores a 10 apresentam anomalias de especial interesse, denominadas de primeira ordem. Deste modo, o índice é pertinente no reconhecimento de knickzonas, ou segmentos deformados no perfil longitudinal, com maior declividade.

Com vistas a evitar inconveniências relativas às irregularidades comumente encontradas nos segmentos de cabeceiras dos perfis longitudinais, os autores propõem que os primeiros 800 m dos rios sejam ignorados na análise. Com isto, não foi possível aplicar a razão RDE_s/RDE_t a todos os rios de terceira ordem do Rio Capivari, uma vez que muitos destes não alcançam os 800 m de comprimento.

Figura 23 – Obtenção do Índice *SL* (*RDE*) para um segmento de drenagem. Δh = diferença de altitude entre duas curvas de nível, Δl = projeção horizontal do comprimento do segmento de canal fluvial entre duas curvas de nível, L = comprimento desde a nascente do canal fluvial.

Fonte: Souza et al., 2011.

O índice *RDE* é frequentemente aplicado em estudos geomorfológicos e, conseqüentemente, há debates a respeito de suas vantagens e desvantagens. As principais vantagens apontadas dizem respeito a: simplicidade de aplicação em estudos de cunho regional, permitindo uma avaliação rápida, eficaz e de baixo custo do quadro neotectônico, somando-se a outras abordagens geodésicas, geofísicas, geotécnicas, geológicas e geomorfológicas (ETCHEBEHERE et al., 2004) e grande sensibilidade do índice a pequenas variações na declividade, revelando anomalias que seriam percebidas por outro modo (AZAÑON et al., 2012). Já as principais limitações apontadas são: a inexistência de um mecanismo inerente que explique anomalias no valor do Índice, as quais podem ser atribuídas a múltiplas causas (GOLDRICK e BISHOP, 2007) e a inexistência de uma curva de referência completamente satisfatória para todo tipo de perfil (FUJITA et al., 2011; KIRBY e WHIPPLE, 2012).

Nesta pesquisa, os valores obtidos no processo de aplicação do índice são apresentados em mapas de declividades dos cursos d'água, de valores RDE_s , de valores RDE_s/RDE_t e da interpolação dos valores RDE_s/RDE_t , o que permite uma observação direta dos valores brutos de inclinação dos rios e dos índices derivados.

4.1.8. Índice *IS*: sinuosidade dos cursos d'água

Canais meandantes se desenvolvem onde a erodibilidade das margens é baixa, mas a descarga e a carga sedimentar são moderadas, diferenciando-se de canais entrelaçados, com altas descargas, fortes gradientes e carga abundante e de canais anastomosados, desenvolvidos sob baixas descargas, fracos gradientes e carga também abundante (TWIDALE, 2004). Os meandros têm dimensões quantificáveis e relacionáveis com fatores ambientais (clima, tectônica, disponibilidade de sedimentos) ou a ajustes intrínsecos ao canal.

A sinuosidade dos cursos d'água pode ser descrita pelo Índice de Sinuosidade (*SI*), proposto por Leopold et al. (1964) e aplicado por outros autores (SCHUMM, 1993; ZÁMOLYI et al., 2010). O índice compara a distância percorrida pelo canal (S_k) e a distância mais curta possível no mesmo segmento (L) (Figura 24), de tal modo que:

$$IS = S_k / L \quad (4)$$

Idealmente, diversos segmentos retilíneos de referência devem ser aplicados ao longo de um vale, para evitar superestimação dos valores resultantes e extravasamento do próprio vale (ZÁMOLYI et al., 2010). Um canal retilíneo apresenta índice de sinuosidade $IS = 1$; rios mais sinuosos apresentam valores $IS > 1$.

Quando um fenômeno produz aumento na declividade do canal meandrante, este responde aumentando sua sinuosidade, ou então reduz sua sinuosidade em resposta a uma redução na declividade (HOLBROOK e SCHUMM, 1999; ZÁMOLYI et al., 2010) (Figura 24). Reportam-se casos de aumento de sinuosidade de canais meandantes por movimentações tectônicas (JAIN e SINHA, 2005; DOUGLAS e SCHMEECKLE, 2007) e por capturas fluviais (MATHER, 2000), ambos associados a aumentos no gradiente. Variações na descarga e no fornecimento de carga sedimentar, relacionáveis ao clima e às litologias da região também podem alterar a morfologia dos canais meandantes (ZÁMOLYI et al., 2010).

Figura 24 – Sinuosidade do canal meandrante; a – variáveis utilizadas no cálculo do Índice de Sinuosidade; b e c – ajustes na sinuosidade decorrentes de movimentos tectônicos.

Adaptado de: Zámolyi et al. (2010).

4.1.9. Análise hipsométrica das bacias de drenagem

A análise hipsométrica, proposta por Strahler (1952b), consiste no estudo da distribuição das altitudes de uma dada região, considerando-se a totalidade de área da bacia de drenagem a montante de um ponto selecionado. O método é aplicado às bacias de drenagem para se determinar como sua massa é distribuída entre o exutório e os divisores, com fins hidrológicos (STRAHLER, 1957). Originalmente, estudos hipsométricos pressupunham a existência de estágios de desenvolvimento geomorfológico, estando implícitas as ideias de juventude, maturidade, senilidade e a formação de peneplanos (STRAHLER, 1952b; AZAÑON et al., 2012). Estudos hipsométricos continuam sendo realizados e atualmente se incorporam às novas concepções a respeito da evolução da paisagem a partir das taxas de soerguimento e denudação (HURTREZ et al., 1999; CHEN et al., 2003; WALCOTT e

SUMMERFIELD, 2008; DEHBOZORGI et al., 2010; AZAÑON et al., 2012; JACQUES et al., 2014).

Uma das maneiras de se representar os resultados do estudo hipsométrico é por meio de curvas hipsométricas. Sua forma mais simples consiste em uma curva cumulativa de valores absolutos, com as elevações representadas em metros nas ordenadas e as áreas em km² nas abscissas; seu uso concentrava-se nos estudos geomorfológicos regionais que buscavam reconhecer superfícies planas ou terraceamentos, as quais gerariam distorções na curva obtida (STRAHLER, 1952b). A forma mais utilizada e que permite a comparação entre bacias de diferentes tamanhos, proposta pelo mesmo autor, consiste na curva cumulativa de valores relativos, na qual os valores variam de 0 a 1 em ambos os eixos. A partir da curva de valores relativos, pode-se obter a Integral Hipsométrica (*IH*), ou área relativa sob a curva hipsométrica (STRAHLER, 1957).

Os estudos aplicados por Strahler (1952b) a diversas bacias de drenagem apontaram que, à luz da interpretação davisiana corrente na época, curvas convexas caracterizariam bacias no estágio da juventude, curvas em S representariam o estágio de maturidade e curvas côncavas decorreriam do estágio de senilidade. Recentemente, reconheceram-se diversos parâmetros geomorfológicos que podem influenciar na forma da curva hipsométrica, tais como clima, litologia e tectônica (HURTREZ et al., 1999). As curvas convexas têm sido relacionadas a superfícies nas quais as taxas de soerguimento tectônico superam as taxas de erosão (CHEN et al., 2003; DEHBOZORGI et al., 2010; AZAÑON et al., 2012; JACQUES et al., 2014). Em alguns contextos, litologias menos resistentes aos processos denudacionais produzem curvas mais côncavas, devido à rápida eliminação de material rochoso (HURTREZ et al., 1999).

A integral hipsométrica (STRAHLER, 1952b), que se propõe a representar a proporção relativa abaixo ou acima de uma dada altitude, fornece um índice morfológico da distribuição de elevações dentro da área considerada, podendo ser calculada dividindo-se a área abaixo do perfil hipsométrico pela área de um retângulo com as mesmas dimensões no eixo vertical e horizontal do perfil (Figura 25). Hurtrez et al. (1999) alertam que a integral hipsométrica pode levar a interpretações ambíguas se não for acompanhada da descrição do perfil hipsométrico, uma vez que diferentes perfis hipsométricos podem corresponder a integrais hipsométricas iguais.

Figura 25 – A integração da função hipsométrica e o significado da Integral Hipsométrica.

Fonte: Strahler (1957).

A integral hipsométrica é sensível a variáveis relacionadas à escala vertical e horizontal da bacia de drenagem, como a área, a amplitude do relevo, a forma plana e o perímetro (HURTREZ et al., 1999; WALCOTT e SUMMERFIELD, 2008). A dependência da integral hipsométrica em relação à escala pode refletir a predominância de diferentes tipos de processos geomorfológicos: pequenas drenagens seriam dominadas por processos de vertente e tenderiam a perfis mais convexos e integrais com valores mais próximos de 1; já em áreas maiores, a importância dos processos fluviais cresceria, tornando os perfis mais côncavos e integrais próximos a zero (CHEN et al., 2003).

Uma vez que não há qualquer curva hipsométrica normal de referência, os dados somente são relevantes para fins comparativos, sendo válido procurar variações espaciais sistemáticas nos dados de integrais hipsométricas em sub-bacias de diferentes ordens, com vistas à comparação dos valores obtidos com potenciais fatores controladores do desenvolvimento da paisagem (WALCOTT e SUMMERFIELD, 2008). Neste trabalho, obtiveram-se perfis hipsométricos de sub-bacias da bacia do Rio Capivari e, com base nestes, foram calculadas suas Integrais Hipsométricas (IH).

4.1.10. Índice V_f : razão entre largura e profundidade do vale

A razão entre a largura e a profundidade de um vale (V_f) é um parâmetro utilizado na diferenciação entre vales amplos ou estreitos, os primeiros resultantes de maior ação erosiva lateral, os últimos resultantes de maior ação erosiva na vertical (BULL e McFADDEN, 1977; SEONG et al., 2008; ANTÓN et al., 2014; FUCHS et al., 2014). O índice V_f é calculado conforme a equação:

$$V_f = 2V_{fw} / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad (5)$$

Onde V_{fw} = largura do fundo do vale, Eld e Erd são as altitudes das margens esquerda e direita do vale, respectivamente, e Esc é a altitude do fundo do vale (Figura 26) (ANTÓN et al, 2014).

Figura 26 – Obtenção do índice V_f

Adaptado de: Cooley, 2016.

Altos valores de V_f indicam que os processos de erosão lateral e rebaixamento da crista dominam na evolução da paisagem e tipicamente se associam a áreas submetidas a fraca incisão; os baixos valores, por sua vez, indicam maior incisão. Em contextos tectonicamente ativos, altos índices são atribuídos a uma maior quiescência do tectonismo, quanto baixos

índices são interpretados como resultantes do acoplamento entre a incisão fluvial e o soerguimento, com a produção de vales entalhados (BULL e McFADDEN, 1977; BURBANK e ANDERSON, 2001; JAIN e SINHA, 2005; SEONG et al., 2008; ANTÓN et al., 2014).

Dehbozorgi et al. (2010) relatam significativas diferenças entre os valores do Índice entre *fronts* montanhosos tectonicamente ativos e inativos, sendo muito menores os valores obtidos em *fronts* ativos. Azañon et al. (2012) aplicam o mesmo Índice para avaliar o grau relativo de atividade tectônica em diversos *fronts* montanhosos nas regiões oriental e central da Cordilheira Bética, na Espanha, chegando a conclusões similares. Antón et al. (2014), aplicando o Índice *Vf* a afluentes do rio Duero, na Espanha (denominado Douro em Portugal), concluem que os menores valores correspondem aos rios que ativamente respondem a perturbações relacionadas a rebaixamento do nível de base ocasionado por captura fluvial.

Nesta pesquisa, a aplicação do Índice *Vf*, por meio de mensurações no MDE, tem como objetivo entre discernir possíveis efeitos de atividade tectônica recente na drenagem. As mensurações foram realizadas em intervalos regulares de 200 m. A coleta de dados seguiu os setores convexos das vertentes adjacentes aos pontos de mensuração para o índice *Vf*. Estes não necessariamente coincidem com os pontos selecionados para elaboração de perfis transversais, pois estes foram mensurados em intervalos irregulares, procurando maior proximidade com as vertentes convexas.

Os valores mensurados de *Vfw* foram utilizados para elaboração de mapas de larguras de fundos de vale, a partir da interpolação dos valores obtidos em cada ponto de mensuração para o índice *Vf*. Já as profundidades dos vales, obtidas por $[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] / 2$, foram utilizadas para elaboração de mapas de profundidades de vales, constituindo um produto útil para verificação dos valores absolutos obtidos pelos processos de incisão fluvial.

4.2. TRABALHOS DE CAMPO

Uma série de trabalhos de campo foi realizada para fins de reconhecimento da área, análise dos elementos geomorfológicos e descrição de materiais e coletas para análises de laboratório. Utilizam-se, em campo, os seguintes materiais: enxadão, picareta, martelo pedológico, faca, trado holandês, GPS, bússola, sacos plásticos para coletas de amostras, câmera digital, cartas topográficas, fotografias aéreas, caderneta de campo e lápis. Nos

trabalhos com objetivo de coleta de sedimentos fluviais para datação por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) (seção 4.4) também foram utilizados tubos de PVC marrons, com 50 mm de diâmetro por 50 cm de comprimento, além de marretas.

Para o planejamento dos trabalhos de campo, foram analisadas 42 fotografias aéreas obtidas no aerolevantamento “Estado de São Paulo”, de escala 1:25.000, realizado em 1962 pela empresa “IA”, disponível no acervo do Laboratório de Aerofotogeografia e Sensoriamento Remoto do Departamento de Geografia da USP, as quais recobrem toda a área da bacia hidrográfica do Rio Capivari. A análise das fotografias aéreas foi realizada pelo método analógico, com uso de estereoscópios de bolso e de espelho.

O reconhecimento da área foi realizado por meio de diversas estradas da região, como: a Estrada Engenheiro Marsilac, que permite o acesso à bacia do Rio Capivari; a Estrada da Ponte Alta, que dá acesso à região do “vale seco”; a Rua Quinze, que se estabelece ao longo do vale do rio Embura, entre o “vale seco” e o cotovelo do Rio Capivari; a Estrada da Ponte Seca, que dá acesso às estradas locais que levam à região do alto Capivari; a Estrada da Barragem e a Estrada Evangelista de Souza, que dão acesso à sub-bacia do Rio dos Monos..

Perfis de solo foram descritos em campo e parte do material foi coletado para análise em laboratório. Em locais desprovidos de cortes artificiais, foram executadas tradagens para coleta dos materiais subsuperficiais. As descrições têm o objetivo de se identificar traços de atividade fluvial pretérita. Para as descrições dos perfis de solo, utiliza-se o procedimento apresentado por Lemos e Santos (1996), segundo o qual se analisam, para cada horizonte: espessura e profundidade, cor, textura, estrutura, porosidade, consistência, transição e presença de raízes. Em perfis desenvolvidos sobre depósitos sedimentares fluviais, as informações obtidas em campo são comparadas com os critérios definidos por Miall (1996) na descrição e reconhecimento de diferentes elementos do ambiente fluvial de sedimentação.

4.3. ANÁLISES GRANULOMÉTRICA, MINERALÓGICA E MORFOSCÓPICA

Os sedimentos fluviais coletados em campo foram submetidos a análises de laboratório. As análises têm como objetivo a caracterização granulométrica, morfológica e mineralógica de materiais pertencentes a terraços, colos e margens de rios, para sua posterior comparação, conforme proposto por Zaprowski et al. (2002) no estudo de capturas fluviais. A fração cascalho, quando presente, também foi caracterizada segundo os mesmos critérios. Os

procedimentos descritos a seguir seguem o protocolo do Instituto Agrônomo de Campinas (CAMARGO et al., 1986) e são executados no Laboratório de Pedologia do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, que dispõe de todos os instrumentos necessários à mesma.

4.3.1. Preparo das amostras

O preparo das amostras se iniciou com a secagem e posterior esboroamento dos materiais. O esboroamento foi realizado com o uso de rolgas de borracha, sobre bandejas de plástico. Após esta etapa, fez-se uma primeira peneiragem, com a finalidade de separar a fração cascalho da fração areia, com uma peneira de malha de 2 mm. Seguiu-se a separação de 50g de cada amostra e armazenamento em béqueres. Adicionou-se 2g de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$) em cada amostra, agente que promove a dispersão das partículas constituintes e a separação entre as frações argila, silte e areia. As amostras foram armazenadas em erlenmeyers e encaminhadas para um agitador mecânico, que operou por aproximadamente 8 horas para cada conjunto de 12 amostras, correspondente à capacidade do aparelho disponível no laboratório. Após a agitação, as amostras foram encaminhadas para a análise granulométrica.

4.3.2. Análise granulométrica

A análise granulométrica tem como objetivo estabelecer uma expressão quantitativa da distribuição das partículas por fração de tamanho. Na Sedimentologia, ela permite: caracterizar e classificar os sedimentos com menor subjetividade, correlacionar sedimentos de áreas diferentes por meio de tratamentos estatísticos, estimar propriedades de permeabilidade e porosidade dos sedimentos, inferir a gênese dos sedimentos considerando-se seu modo de transporte e deposição, entre outros. Na Pedologia, ela subsidia a caracterização, a correlação e a classificação dos solos, além de permitir a previsão de comportamentos do solo frente ao seu uso para fins agrícolas (SUGUIO, 1973).

Utiliza-se, nesse trabalho, uma adaptação da escala granulométrica de Wentworth, que estabelece valores sistemáticos e logarítmicos na base 2. A adaptação consiste em acrescentar um novo intervalo, a fração entre 0,044 mm e 0,062 mm, inserida no conjunto “areia muito fina”. Este último limite foi dado em função da disponibilidade de peneiras em laboratório. Apresenta-se no Quadro 4 a escala granulométrica adotada neste estudo.

Tabela 4. Escala granulométrica adotada na pesquisa, adaptada da escala de Wentworth.

Fração	diâmetro da partícula
Areia muito grossa	1 a 2 mm
Areia grossa	0,5 a 1 mm
Areia média	0,25 a 0,5 mm
Areia fina	0,125 a 0,25 mm
Areia muito fina I	0,0625 a 0,125 mm
Areia muito fina II	0,044 a 0,0625 mm
Silte	0,00391 a 0,044 mm
Argila	< 0,00391

Organizado pelo autor.

Para determinação das proporções das frações silte e argila, procedeu-se pelo método da pipetagem. Todo o material foi transferido para uma proveta, cujo volume foi completado a 1000 ml, para realizar-se a agitação da amostra por 30 segundos com um bastão contendo um êmbolo de borracha na extremidade inferior. Transcorrido o tempo necessário para a sedimentação da argila + silte e da argila, calculado conforme a lei de Stokes, a pipeta de 10 ml foi inserida a uma profundidade de 10 cm para amostragem de argila + silte e de 5 cm para amostragem de argila, com sucção contínua para evitar turbilhonamento e alteração indevida dos resultados.

As alíquotas coletadas foram transferidas para cápsulas de porcelana previamente taradas na balança analítica e secadas à estufa de 105–110°C por no mínimo oito horas. Uma vez retiradas as cápsulas da estufa, elas foram resfriadas em dessecador contendo cloreto de cálcio anidro, passando-se a secagem das mesmas na balança analítica.

Ao final da pipetagem, realizou-se a separação entre a fração fina e a areia, com o uso de uma peneira de malha de 0,044 mm e de um béquer para armazenar a amostra de fração fina. A fração arenosa foi coletada na peneira, transferida para um béquer e submetida a secagem na chapa de aquecimento para, posteriormente, ser encaminhada para a peneiragem (ou tamisagem). A presença de umidade, mesmo que em pequenas proporções, é suficiente para provocar coesão entre as partículas e comprometer os resultados da análise granulométrica (SUGUIO, 1973).

No processo de peneiragem, submeteu-se a fração areia à análise granulométrica, para definir as proporções de suas sub-frações. As aberturas das malhas correspondem às frações de areia apresentadas no Quadro 1. Os conjuntos foram posicionados em um agitador mecânico por 10 minutos cada. Ao final, cada peneira possuía um conteúdo de areia que

permaneceu retida por ser maior que a malha. As amostras retidas em cada peneira foram, então, pesadas e a proporção de cada fração foi calculada tendo-se em vista a quantidade adicional do pirofostato de sódio.

4.3.3. Análise mineralógica

A análise mineralógica objetiva determinar a quantidade de partículas pertencentes a cada classe mineral, em uma amostra de solo ou de sedimentos. As mesmas partículas utilizadas na análise morfooscópica são submetidas à inspeção visual, com uso de lupa binocular. Embora Zaprowski et al. (2002) proponham a correlação apenas da fração cascalho, aqui a correlação será estendida para a fração areia, uma vez que em diversos perfis descritos não foram identificadas partículas da fração cascalho. A distinção entre tipos de minerais se baseou na identificação de características morfológicas básicas, conforme descritas por Dana (1969) e Pereira et al. (2005).

4.3.4. Análise morfooscópica

A análise morfooscópica consiste na descrição das características morfológicas das partículas, tais como o grau de arredondamento e a textura superficial das partículas analisadas. Neste estudo, foram analisadas 100 partículas da fração modal da areia de cada amostra, com uso de lupa binocular.

São diversos os fatores que podem levar os sedimentos a adquirirem a morfologia que possuem: forma original do fragmento, estrutura do fragmento em função de clivagem e acamamento da rocha de origem, durabilidade do mineral, natureza do agente geológico de transporte e deposição e distância ou tempo pela qual a ação se estende (SUGUIO, 1973). Em ambientes fluviais, o grau de arredondamento dos grãos de quartzo tende a aumentar com o progressivo transporte (PRINCE et al., 2010). Em terrenos de natureza sedimentar, cuidado maior na interpretação é exigido, visto que as partículas já foram submetidas a ciclos de intemperização e transporte anteriores e devem apresentar maior desgaste (THOMAS, 1994).

A determinação do grau de arredondamento das partículas passa pela análise da frequência de angularidade de seus vértices. A referência utilizada neste trabalho, elaborada por Krumbein (1941), agrupa os graus de arredondamento em uma escala de 0 a 1, com

valores das partículas angulares mais próximos de zero e das partículas arredondadas mais próximas de 1.

O estudo da textura superficial visa discernir entre superfícies lisas e polidas daquelas foscas e rugosas das partículas. O fosqueamento das partículas é normalmente vinculado à ação eólica, de tal modo que os grãos arenosos transportados pela via eólica produzem pequenas cavidades ao colidirem entre si, indiscriminadas individualmente na lupa binocular, produzindo coletivamente uma característica fosca (CAILLEUX, 1952; VELICHKO et al., 2011). Superfícies lisas e polidas, por outro lado, são normalmente relacionadas a ambientes deposicionais subaquosos (SUGUIO, 2003). Autores como Schneider (1970), todavia, atribuem o fosqueamento também a uma ação química da água, levando à abertura de inúmeras pequenas cavidades por corrosão. Testes experimentais ainda apontam que o transporte de areia na água não produz grãos polidos e lisos, embora sua fragmentação por intemperismo físico possa produzir faces planas ao longo de fissuras pré-existentes (SCHNEIDER, 1970).

Considerando-se todas as dificuldades inerentes ao estudo da textura superficial das partículas sedimentares, visto que tipos semelhantes de textura podem ter origens bastante distintas, há críticas quanto à aplicabilidade desses estudos à interpretação da história deposicional de uma área (SUGUIO, 2003). No entanto, para fins de estudo da correspondência entre sedimentos de áreas adjacentes, trata-se de um índice adicional a ser avaliado comparativamente.

4.4. DATAÇÃO DE SEDIMENTOS FLUVIAIS POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

Dos perfis descritos em campo, aqueles potencialmente reveladores de eventos deposicionais imediatamente anteriores à captura do alto curso do Rio Capivari, a mais destacada da bacia, foram selecionados para datação. Neste trabalho, optou-se pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), que fornece a idade da última vez em que uma partícula sedimentar foi exposta a luz, assumindo-se que a partícula estudada não manteve qualquer tipo de contato com a luz desde sua deposição e soterramento (FUCHS et al., 2014). A obtenção de cronologias para a deposição fluvial é um importante componente no entendimento da resposta fluvial a mudanças relacionadas a fatores climáticos, eustáticos,

tectônicos e antropogênicos (JAIN et al., 2004), fornecendo também uma cronologia dos eventos de rearranjos de drenagem em uma dada área de estudo.

As principais vantagens na aplicação da LOE à datação de sedimentos fluviais, em relação ao método do ^{14}C , são: possibilidade de se obter idades que excedem os limites da datação por ^{14}C (50 ka para ^{14}C e até 1 Ma para LOE) (JAIN et al., 2004; MAGALHÃES Jr. et al., 2011); independência em relação à disponibilidade de depósitos orgânicos preservados nos estratos sedimentares (JAIN et al., 2004; MAGALHÃES Jr. et al., 2011); possibilidade de se aplicar a datação ao quartzo, um componente sedimentar extremamente comum (FUCHS et al., 2014). Uma limitação comum às duas abordagens consiste na possibilidade de redistribuição de materiais no interior do perfil por pedoturbação, aumentando a dispersão dos valores de idades obtidos para cada partícula dentro de um estrato do perfil (BATEMAN et al., 2003).

4.4.1. Fundamentos da datação de sedimentos fluviais por LOE

Minerais presentes nos pacotes sedimentares de origem fluvial, como quartzo e feldspato, acumulam, após soterramento, danos causados por radiação alfa (α), beta (β) e gama (γ), provenientes do decaimento radioativo dos átomos de Urânio (^{238}U), Tório (^{232}Th) e Potássio (^{40}K) presentes no ambiente, além de raios cósmicos, provenientes do espaço interplanetário (JAIN et al., 2004; RITTENOUR, 2008; LAUER et al., 2010). A interação dessa radiação com o cristal resulta na criação de carga livre (elétrons liberados por ionização), que podem ser aprisionados nos defeitos da estrutura cristalina dos minerais, chegando-se, eventualmente, ao limite da saturação, o que impõe um limite máximo na determinação de idades (JAIN et al., 2004). O tempo decorrido desde a última exposição à luz do Sol pode ser determinado a partir da dose acumulada nos minerais (paleodose, *De*) dividida pela dose anual por eles recebida (LAUER et al., 2010), a qual se pressupõe ser constante (BURBANK e ANDERSON, 2001).

O uso de LOE para estimar o tempo decorrido desde o soterramento do sedimento baseia-se na premissa de que a exposição da partícula à luz solar, enquanto a mesma estava sob transporte eólico, fluvial ou gravitacional, promoveu seu “branqueamento” (*bleaching*), ou remoção de elétrons presos à sua estrutura cristalina, anteriormente ao soterramento (JAIN et al., 2004; LAUER et al., 2010). O processo de branqueamento se dá em função de variáveis geomorfológicas que influenciam na disponibilidade de luz suficiente para remover elétrons

armazenados nos defeitos da estrutura cristalina da partícula considerada, como: fluxo de sedimentos, turbidez, profundidade sob a coluna d'água, turbulência do fluxo, espectro de luz, granulometria da partícula e distância de transporte (JAIN et al., 2004; GRAY e MAHAN, 2015). Um branqueamento insuficiente, ou branqueamento parcial (*partial bleaching*) pode introduzir significativas inacurácias à datação por LOE, embora não impeça a aplicação do método, visto a possibilidade de se determinar a contribuição dos fatores supra-citados para o branqueamento (JAIN et al., 2004). O branqueamento parcial introduz uma superestimação das idades, visto que muitos dos elétrons anteriores não completamente removidos podem somar-se aos novos (RITTENOUR, 2008; ZHANG et al., 2003).

A datação por LOE em ambientes fluviais é tida como particularmente desafiadora, por haver neles condições mais propícias ao branqueamento parcial (ZHANG et al., 2003; HU et al., 2010; LAUER et al., 2010; GRAY e MAHAN, 2015). Em ambientes dominados por chuvas convectivas ao final da tarde e início da noite, por exemplo, é possível assumir que o branqueamento foi mais importante enquanto o sedimento permaneceu no fundo do leito do que durante o transporte, tendo-se em vista a turbidez da água e a pouca luminosidade durante o transporte (GRAY e MAHAN, 2015). Em sedimentos fluviais, as partículas podem sofrer branqueamento em diferentes níveis, de tal modo que torna necessária a análise da distribuição das doses equivalentes em diversos grãos, para em seguida seleciona-se procedimentos estatísticos apropriados para o cálculo da paleodose (HU et al., 2010; FUCHS et al., 2014), evitando-se, assim, uma superestimação das idades obtidas (ZHANG et al., 2003).

Hu et al. (2010) sugere que grãos grossos de quartzo devem ser preferencialmente utilizados, na datação de sedimentos fluviais por LOE. Estes, apesar de não serem transportados como carga suspensa, condição que supostamente aumentaria a exposição à luz, são transportados mais lentamente no sistema fluvial, promovendo maior tempo de exposição à luz solar e maior probabilidade de branqueamento (RITTENOUR, 2008). Já a preferência pelos grãos de quartzo deve-se à maior rapidez em seu branqueamento e por não exibir desvanescimento anômalo (*anomalous fading*) da curva de emissão de elétrons ao estímulo nos exames laboratoriais, presentes no feldspato e que dificultam a determinação de idades (FUCHS et al., 2014).

4.4.2. Coleta de amostras para LOE e procedimentos de laboratório

A coleta de sedimentos fluviais para datação por LOE é realizada em terraços fluviais, nos estratos arenosos superiores, com distância mínima de 50 cm da superfície, para se determinar idades máximas de abandono do terraço e início da incisão fluvial (FUCHS et al., 2014). Conforme os mesmos autores, contatos entre estratos e áreas de claras heterogeneidades do material sedimentar devem ser evitadas e, na abertura de perfis, aproximadamente 50 cm de material superficial deve ser removido para excluir partículas possivelmente expostas à luz solar. A coleta de amostra é realizada com uso de tubo de PVC de cor escura com cerca de 60 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro, para se evitar a exposição à luz solar durante a coleta e o transporte da amostra (STORANI e PEREZ FILHO, 2015). O tubo é inserido no perfil com uso de uma marreta; sua retirada é realizada de maneira cuidadosa, após a qual o tubo é lacrado com tampa de tubo de PVC e embalada em sacola plástica da cor preta. As amostras utilizadas nesta pesquisa foram enviadas para o laboratório Datação Comércio e Prestação de Serviços LTDA, em São Paulo (SP).

Nas análises de laboratório, adota-se o Protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative-dose* ou Dose Regenerativa de Alíquota Única) (MURRAY et al., 1995; WALLINGA et al., 2000), normalmente utilizado em datações de depósitos fluviais por LOE (JAIN et al., 2004; RITTENOUR, 2008; LAUER et al., 2010; RAMOS et al., 2012; FUCHS et al., 2014). De acordo com a Datação S.A. (2015), os tubos de PVC são abertos em ambiente de luz vermelha na extremidade interna de inserção e passam por um tratamento químico posterior com uso de H_2O_2 (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%), além de lavagens intermediárias com uso de água destilada. Após este tratamento químico, realiza-se secagem e peneiramento das amostras, com separação da fração granulométrica de 100-160 μm , com obtenção de partículas de quartzo e feldspato livres de matéria orgânica e/ou metais pesados. Desta amostra, uma parte é separada para se submeter à radiação solar por aproximadamente 20 dias para decaimento residual; desta, são separadas várias pequenas amostras para irradiação, próximas a dose acumulada natural, para elaboração de uma curva de calibração.

Utiliza-se como equipamento a Fotomultiplicadora Thorn EMI Electron Tubes, tipo 9235QA. Segundo a Datação S.A. (2015), aplica-se o protocolo SAR para se determinar uma idade média dentre pelo menos 10 a 20 alíquotas, isto é, produzem-se de 10 a 20 curvas de calibração e encontradas de 10 a 20 idades, a partir das quais constrói-se um histograma de idades para se interpretar a variação na amostragem. No caso específico desta pesquisa, o protocolo é aplicado a 10 alíquotas.

A idade é obtida a partir da seguinte equação (JAIN et al., 2004):

$$Idade = \frac{D_e}{D_r} = \frac{D_e}{\sum a.D\alpha + D\beta + D\gamma + DC} \quad (6)$$

onde D_e = paleodose, em Gy e D_r = dose anual, em $\mu\text{Gy/ano}$, sendo $D\alpha$, $D\beta$, $D\gamma$ e DC , respectivamente, as contribuições relativas da radiação alfa, beta, gama e cósmica. A dose equivalente (D_e) é calculada com base na comparação entre o sinal natural de luminescência da amostra arquirida após o soterramento e o sinal emitido após estimulação com uma dose conhecida. Já a dose anual (D_r) é calculada com base na atividade dos radionuclídeos Urânio (^{238}U), Tório (^{232}Th) e Potássio (^{40}K) presentes na amostra, enquanto a última é estimada com base na latitude, na altitude e na profundidade da amostra. Dividindo-se a paleodose pela dose anual, obtém-se a idade do sedimento por luminescência (JAIN et al., 2004; LAUER et al., 2010; RAMOS et al., 2012).

4.4.3. Datação por LOE e estimativas de taxas de incisão fluvial e de migração de *knickpoints*

O processo de datação por LOE tem sido utilizado para o estabelecimento de cronologias de deposições registradas em terraços fluviais (WANG et al., 2009), com potencialidade para estimativa de taxas de incisão pós-rearranjo, além de fornecer informações objetivas sobre as relações entre clima, litologia, tectônica e topografia (ANTÓN et al., 2012). Taxas de incisão podem ser calculadas a partir das datações realizadas nos topos de sequências localizadas em terraços fluviais, dividindo-se a altura de um terraço acima do nível atual do curso d'água pela idade do terraço (FUCHS et al., 2014), sendo a taxa de incisão a razão entre as variáveis altura e idade, normalmente dada em mm/ano ou m/mil anos. Fuchs et al. (2014) ainda ressaltam que a idade obtida por LOE apresenta incertezas, as quais não podem ser ignoradas ao se estimar taxas de incisão; além disso, uma vez que a datação de sedimentos de terraços fornece a idade máxima para abandono do terraço, o que se obtém, na realidade, é o valor mínimo de taxa de incisão.

Cunha et al. (2008) dataram terraços fluviais por LOE para calcular taxas de incisão no rio Tejo, em Portugal, obtendo 0,23 mm/ano de 100 a 40 ka; 0,89 mm/ano de 40 a 31 ka e 0,52 mm/ano nos últimos 31 ka, conduzindo datações em terraços escalonados. Ramos et al. (2012) obtiveram taxas muito menores para o Rio Mondego, também em Portugal, de 0,017 mm/ano. Fuchs et al. (2014) estudaram perfis longitudinais do rio Panj e seus tributários, no Paquistão, detectando taxas de incisão que variam de 1,4 a 4,6 mm/ano, nos rios menos ativos, a cerca de 7,3 mm/ano nos rios influenciados por soerguimento tectônico.

As taxas de migração horizontal de *knickpoints* também podem ser estimadas por métodos geocronológicos e são definidas matematicamente como razão entre: (i) distância entre a atual posição do *knickpoint* e a suposta posição inicial do *knickpoint* e (ii) o tempo transcorrido entre as duas posições (LOGET e DRIESSCHE, 2009). Os valores dessas taxas em leitos rochosos normalmente são muito baixos para mensurações em tempo real (BERLIN e ANDERSON, 2007), sendo normalmente usados métodos geocronológicos para mensurações de antigas posições e para estimativa das taxas de migração a longo prazo.

Conforme Loget e Driessche (2009) e Huang et al. (2012) as taxas de migração horizontal de *knickpoints* variam da ordem de 0,001 a 0,1 m ao ano, com valores excepcionais superiores a 1 m ao ano em orógenos ativos e no caso das Cataratas do Niágara, com enormes descargas. No rio Taan, em Taiwan, desenvolvido sobre leitos facilmente erodíveis, foram constatadas taxas de migração de 355 m ao ano, ocasião em que se constatou a coincidência entre períodos de retração de *knickpoints* e as principais cheias do rio (HUANG et al., 2012). Em área sismicamente ativa na Itália, foram identificadas taxas de recuo de 1 a 10 mm ao ano (WHITTAKER e BOULTON, 2012). Nos Estados Unidos, ao longo do rio Colorado, as taxas de recuo obtidas variam de 7,1 a 11,9 mm ao ano, estando mais próximas de 0,3 a 2,3 mm ao ano nos últimos milhares de anos (BERLIN e ANDERSON, 2007). Dependendo do tempo geológico considerado, as taxas de migração de *knickpoints* variam de tal modo que quanto mais longa a duração considerada, menor a taxa de migração (LOGET e DRIESSCHE, 2009). Esta variação aparentemente paradoxal ocorre porque a taxa de retração tende a cair ao longo do tempo após um pulso tectônico, mudança paleoclimática (BERLIN e ANDERSON, 2007) ou captura fluvial.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Apresentam-se, neste capítulo, dados morfológicos e morfométricos referentes às anomalias de drenagem presentes na bacia do Rio Capivari, com a perspectiva de se levantar evidências da ocorrência de rearranjos de drenagem na área. Maior atenção especial será dada à inflexão do alto curso do Rio Capivari, o mais evidente dos possíveis rearranjos e o mais favorável a uma análise mais acurada, cuja apreciação será complementada com dados sedimentológicos e geocronológicos. Ao final deste capítulo, discutem-se os possíveis fatores para a ocorrência dos rearranjos de drenagem na área, sob influência do gradiente hipsométrico, de movimentos tectônicos, de mudanças climáticas e de controle litoestrutural.

5.1. INDICADORES MORFOLÓGICOS E MORFOMÉTRICOS DE REARRANJOS DE DRENAGEM NA BACIA DO RIO CAPIVARI

Os dados morfológicos de interesse ao estudo dos rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari são apresentados conforme a inspeção visual dos produtos cartográficos e de fotografias aéreas disponíveis e segundo a aplicação dos índices geomorfométricos expostos na seção anterior. Na busca de uma melhor exposição dos resultados, a bacia do Rio Capivari foi dividida em nove sub-bacias, procedimento que se baseou na hierarquização da rede de drenagem conforme as propostas de Horton (1945) e de Strahler (1952a) (Apêndice 1), sendo elas as sub-bacias: do alto curso do Rio Capivari, do Ribeirão Embura, do médio curso do Rio Capivari, do Ribeirão do Getúlio, do Ribeirão Claro, do Ribeirão da Dúvida, do Rio dos Monos, do Rio dos Campos e do baixo curso do Rio Capivari (Mapa 13). Ao final, apresenta-se uma síntese dos parâmetros morfológicos e morfométricos da bacia do Rio Capivari como um todo. Pretende-se, com este conjunto de dados geomorfológicos, indicar sítios favoráveis à ocorrência de rearranjos de drenagem, subsidiando as etapas posteriores desta pesquisa e mesmo outras pesquisas que se dediquem ao estudo desses fenômenos.

Mapa 13 – Sub-bacias da bacia do Rio Capivari

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

5.1.1. Sub-bacia do alto curso do Rio Capivari

A sub-bacia do alto curso do Rio Capivari localiza-se no setor SW da área de estudo e limita-se com: a bacia do Rio Branco a S, a bacia do Rio Embu-Guaçu a W, as sub-bacias do médio Capivari e do Getúlio a E e a sub-bacia do Embura a N (Mapa 13). Sua área é de 18,6 km², correspondendo a 12,8% do total da bacia do Capivari. Nesta unidade, predominam

formas de relevo denudacionais, constituindo-se de colinas e morros baixos com topos convexos (Figura 27; Fotos 2 e 3). Os cumes possuem níveis altimétricos típicos de 800 a 830 m a S, enquanto a N eles se concentram em torno de 800 a 810 m (Mapa 14a). As declividades médias das vertentes são menores que em outras sub-bacias, sendo mais comuns as inferiores a 12% e mais raras as que superam os 30% (Mapa 14b). As profundidades típicas dos vales variam de 20 a 40 m no setor meridional da sub-bacia, aumentando para 30 a 50 m em seu setor setentrional (Mapa 14c). Já as larguras típicas dos vales variam de 50 a 150 m no setor meridional e de 30 a 140 m no setor setentrional (Mapa 14d), de tal modo que ambos os índices aumentam para N.

Figura 27 – Visão geral da sub-bacia do alto Capivari.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Mapa 14 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do alto Capivari (parte I)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 14 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do alto Capivari (parte II)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 14 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do alto Capivari (parte III)

Os dados sobre Índice Vf são complementados no Apêndice 7. Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Gnaisses e migmatitos, indiferenciados no mapeamento disponível, são as litologias predominantes (Mapa 4). No único afloramento descrito (COUTINHO, 1980), as foliações dos gnaisses apresentam mergulho de 10 a 45° para SSE e *strike* para ENE. Nos vales dos principais rios ocorrem sedimentos quaternários de origem fluvial. As planícies fluviais, observadas e mensuradas a partir de fotografias aéreas, são mais largas para jusante no vale do alto Capivari, apresentando largura de 40 m na confluência com o rio 7 e chegando a 180 m entre as confluências com os rios 28 e 29. Daí para jusante, a largura da planície se reduz novamente. Na proximidade da confluência com o Ribeirão Embura, observam-se terraços fluviais, indicando abandono de antigas planícies de inundação em decorrência de incisão

fluvial. Esses terraços apresentam larguras entre 100 e 200 m e são parelhados, possivelmente resultantes de um único evento de incisão.

Quanto à organização dos cursos d'água, há três rios principais alongados no sentido S-N. São eles: o Rio Capivari, o Ribeirão Ponte Alta e o rio "24"³ (Mapa 15), que guardam os sentidos gerais dos rios consequentes desenvolvidos em áreas submetidas à sedimentação terciária ligada ao desenvolvimento da Bacia Sedimentar de São Paulo (AB'SÁBER, 1957). No setor meridional, correspondente às cabeceiras dos três rios principais, apresenta-se um padrão de drenagem dendrítico. No setor setentrional, os principais tributários do Capivari assumem orientações mais próximas às das estruturas regionais, para ENE contribuindo para a formação de um padrão retangular-dendrítico.

A respeito dos ângulos de junção (α) formados entre os cursos d'água, predominam aqueles entre 70° a 79°. Os maiores valores são encontrados ao longo do eixo central, sendo bastante comuns nesta faixa os ângulos superiores a 90° (Mapa 14e). Nas zonas de cabeceiras, os ângulos de junção exibem menores valores, normalmente inferiores a 80°. Considerando-se os valores obtidos por ordem do afluente, observa-se que os ângulos médios tendem a decrescer nos afluentes de menor ordem. A faixa de ângulos de junção de 80° a 100° corresponde a 20,2% do total e a faixa de 85° a 95° perfaz apenas 8,5% do total, sendo baixa a frequência de junções em ângulos próximos aos retos.

A sub-bacia é seccionada por lineamentos topográficos, cujas orientações são representadas em um diagrama de roseta (Mapa 14f). Os azimutes dos lineamentos concentram-se no intervalo de 51° a 60°, o qual corresponde a 12,3% dos comprimentos totais dos lineamentos, seguidos dos intervalos de 171 a 180°, com 8,8% e de 31° a 40°, com 8,4% do total. Os lineamentos predominantes na sub-bacia coincidem com os falhamentos mapeados regionalmente e com as foliações nos gnaisses descritos na área. Não há estruturas mapeadas na sub-bacia com direção N-S (COUTINHO, 1980), embora fraturas desta direção sejam mencionadas por Ribeiro (2003), as quais poderiam orientar alguns dos principais rios da região, como o Caulim, o Cubatão de Cima e o próprio alto curso do Capivari. Nesse contexto, é notório o alinhamento existente entre o alto curso do Capivari e o Ribeirão Caulim, além do paralelismo entre as direções destes e de outros rios da região (Mapa 16).

³ Todos os rios cujos nomes não foram identificados no mapeamento oficial serão numerados, do primeiro ao último afluente do Rio Capivari e de seus tributários.

Foto 2 – Vista dos morros do setor meridional da sub-bacia do alto Capivari (I).

Obtida pelo autor.

Foto 3 – Vista dos morros do setor meridional da sub-bacia do alto Capivari (II).

Obtida pelo autor.

Mapa 15 – Rede de drenagem da sub-bacia do alto Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 16 – Segmentos fluviais orientados na direção N-S na sub-bacia do alto Capivari e entorno.

Base de dados: SRTM/Embrapa (2009) e Mapa Geodiversidade do Estado de São Paulo (CPRM, 2010). Elaborado pelo autor.

A densidade de drenagem (Dd) é maior no setor meridional da sub-bacia, chegando a 8 km/km². Já nas proximidades da confluência com o Ribeirão Embura, a Dd se reduz para cerca de 6 km/km² (Mapa 62). Ao longo do vale principal, os valores de Dd são menores e ao longo do divisor entre as sub-bacias do alto Capivari e do alto Embu-Guaçu eles voltam a crescer. Na distribuição das Dd por sub-bacia de terceira ordem, nota-se que elas são maiores que os da bacia como um todo, por corresponderem a áreas de cabeceiras, com maior ramificação da rede de drenagem (Mapa 14g). No limite meridional da bacia, os índices Dd das sub-bacias de terceira ordem variam de 7,7 km/km² a 11,9 km/km². Já a jusante da

confluência com o Ribeirão Ponte Alta, os índices situam-se na faixa dos 7,5 km/km². O coeficiente de correlação de Pearson⁴ entre os valores de Dd e as áreas das sub-bacias é de -0,43, sendo as variáveis inversamente proporcionais com correlação moderada (Mapa 14h).

Os perfis longitudinais dos rios principais (Mapa 17) apresentam formas côncavas, predominantemente. Registram-se 32 *knickpoints* nestes perfis, distribuídos nos rios: 2, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 13, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 27, 28, 29 e 30. Alguns ocorrem próximos às desembocaduras, como nos rios 23, 27 e 28, afluentes do Capivari próximos ao cotovelo de captura (Figura 28). A inobservância do mesmo fenômeno nos rios 29, 31 e 32, ainda mais próximos do cotovelo do Alto Capivari, sugere que não se tratam de rupturas desenvolvidas por retração de *knickpoint* a partir do ponto de captura, mas a algum fenômeno local, possivelmente relacionado ao condicionamento litoestrutural. No mapeamento geológico, por outro lado, não se identifica contato litológico ou estrutura relacionável com os *knickpoints*.

A distribuição dos Índices de Concavidade (IC) é expressa no Mapa 14i. Os afluentes do Capivari possuem IC de 0,08 a 0,60. O Rio Capivari, dividido em dois setores para comparação, possui IC 0,61 a montante da confluência com o Ponte Alta e -0,33 deste ponto à confluência com o Embura, sendo este o único segmento de curso d'água com IC negativo na sub-bacia. Identificam-se perfis convexizados nas proximidades do cotovelo do alto Capivari, possivelmente em resposta a uma redução do nível de base que teria ocorrido posteriormente à captura desta sub-bacia pelo sistema de drenagem litorâneo.

Os índices RDE_s/RDE_t dos principais cursos d'água são predominantemente baixos (Mapa 14j), uma vez que os rios tendem a assumir perfis longitudinais côncavos, mais próximos das formas idealizadas por Hack (1973). No curso principal, há leve aumento da declividade do canal nas adjacências do cotovelo (Mapa 14k). Assim como o IC , o índice RDE_s também se mostra sensível à incisão realizada pelo curso do Capivari neste setor. Nos rios estudados, identificaram-se seis *knickzonas*, correspondentes a anomalias de segunda ordem, com valores entre 2 e 10, no Ribeirão da Ponte Alta e nos rios 7, 16, 24 e 28 e nenhuma anomalia de primeira ordem, com valores superiores a 10. O valor do índice RDE_s/RDE_t obtido no segmento relativamente mais íngreme alto Capivari na proximidade da confluência com Embura, igual a 0,8, não é suficiente para constituir uma anomalia de segunda ordem.

⁴ Utilizado frequentemente em Estatística, representa o grau de correlação linear entre duas variáveis quaisquer, de tal modo que se seu valor for igual a +1, indica-se correlação positiva máxima entre as variáveis; se igual a -1, há correlação negativa perfeita entre as variáveis e se igual a 0, indica-se correlação linear nula entre as variáveis (ROGERSON, 2012).

Mapa 17 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou maiores na sub-bacia do alto Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Nos trechos aluviais dos rios de maior ordem, mensurou-se o Índice de Sinuosidade (IS) dos cursos d'água (Mapa14l), na perspectiva de se identificar variações nas formas dos meandros correlacionáveis com as declividades dos cursos d'água (Mapa 14k). Os IS do Rio Capivari são baixos nos trechos de cabeceira, entre 1,1 e 1,4, onde as planícies fluviais são

mais estreitas e as declividades mantêm-se entre 0,2% e 1,0%, aumentando para 3,3% apenas na proximidade da nascente. Os valores aumentam para jusante, após a confluência com o rio 13, predominando valores entre 1,6 e 3,5, com declividades entre 0,1% e 0,3%. Nas proximidades do cotovelo, intercalam-se trechos de alta e baixa sinuosidade, sendo a sinuosidade do Capivari igual a 2,1 no último segmento provido de sedimentos aluviais. Daí em diante, meandros incisivos com sinuosidades entre 2,1 e 2,8 intercalam-se com segmentos retilíneos. No Ribeirão Ponte Alta e no rio 24, as sinuosidades são baixas, não ultrapassando 1,6 no primeiro e 1,4 no segundo. Já as declividades mantêm-se entre 0,2 e 1,7% no Ribeirão Ponte Alta e entre 0,7 e 3,9% no 24, reduzindo-se para jusante em ambos os rios. Essa distribuição de sinuosidades pode se relacionar com reajustes pós-captura, de tal modo que os setores mais próximos da onda de incisão ainda não desenvolveram rupturas no perfil longitudinal, mas aumentaram sua sinuosidade.

Na análise hipsométrica, observa-se que a sub-bacia do alto Capivari possui perfil hipsométrico em forma de “S”, refletindo o entalhamento no baixo curso do rio principal e a baixa proporção das superfícies mais elevadas. Suas altitudes máxima e mínima são de 850 e 740 m, respectivamente, e sua integral hipsométrica (*IH*) é 0,34, o segundo valor mais baixo dentre as nove sub-bacias estudadas (Mapa 59). A análise hipsométrica também foi aplicada a sub-bacias menores em seu interior. Selecionaram-se as de terceira ordem, por serem mais difundidas que as de quarta e permitirem uma amostragem mais significativa estatisticamente. Estas apresentam perfis hipsométricos predominantemente côncavos (Mapa 60), com valores de *IH* entre 0,24 e 0,53. Os maiores valores se concentram no setor setentrional da sub-bacia, associado à maior incisão nas proximidades do cotovelo do Alto Capivari (Mapa 14m). Não há correlação entre as *IH* e as áreas das sub-bacias, como mostram a dispersão dos pontos (Mapa 14n) e o coeficiente de correlação entre ambas, igual a 0,06, considerado desprezível.

O grau de incisão promovido pelos rios também pode ser inferido a partir do índice *Vf*, ou a razão entre a largura e a profundidade do vale fluvial. Quanto maior o valor do índice *Vf* mensurado, mais amplo o vale em relação à profundidade e vice-versa. Nesta sub-bacia, os índices *Vf* variam entre 0,4 e 9,9 (Mapa 14o). Observa-se que os maiores valores se concentram no setor meridional da sub-bacia: predominam índices *Vf* entre 2,0 e 5,0 no Capivari e em seus tributários a montante da confluência com o Ponte Alta; na sub-bacia do Ponte Alta, são comuns os valores acima de 5,0. A jusante desta confluência, passam a coexistir índices baixos, inferiores a 0,5, com aqueles superiores a 5,0, refletindo uma morfologia plana irregular dos vales, que ora se alargam, ora se estreitam, possivelmente

relacionado a irregularidades geológicas. Os menores índices são encontrados na proximidade do encontro do alto Capivari com o Embura, refletindo maior incisão neste segmento do Capivari. Na comparação com outras sub-bacias, a do alto Capivari possui índices V_f elevados, indicando baixa incisão fluvial.

Os perfis transversos aos vales fluviais permitem avaliar visualmente as formas dos vales e também constituem indicadores da incisão, de assimetrias e de irregularidades nos vales (Apêndice 3). No alto Capivari, a montante da confluência com o Ribeirão Ponte Alta, observam-se perfis largos e em forma de berço. Pequenas irregularidades são registradas nas vertentes desses vales, como no caso do perfil 6, que apresenta sucessivas ondulações e uma ruptura próxima à margem do rio. No Ribeirão Ponte Alta, os seis transectos mostram vales em forma de berço, embora os perfis 9 e 10, próximos a *knickpoints*, apresentem uma base um pouco mais estreita. No segmento do alto Capivari a jusante da confluência com o Ribeirão Ponte Alta, os transectos revelam vales mais entalhados, sendo possível identificar terraços fluviais nos perfis 20 a 22, com desníveis entre 10 e 15 m.

Identificam-se 18 inflexões⁵ nos cursos d'água (Mapa 14p), a maioria localizada no eixo central da sub-bacia. Destas, 11 são descritas pelo próprio Rio Capivari e duas pelo Ribeirão Ponte Alta. As demais ocorrem nos rios 7, 16, 17, 23 e 29. No rio 7, a inflexão ocorre adjacente a uma knickzona, ao ingressar em um trecho retilíneo. A mesma associação inflexão-knickzona-retilidade aplica-se ao rio 23. Oito inflexões se associam a lineamentos topográficos, nos rios Capivari, Ponte Alta e 29, sugerindo controle estrutural nesses segmentos. O cotovelo do alto Capivari (Figura 28), a mais importante inflexão da bacia, associa-se a um segmento ligeiramente mais declivoso deste rio a montante e com uma cachoeira imediatamente a jusante, além de se associar com um colo no divisor Embura-Vermelho (a NW) e com o subdimensionamento do Embura em relação ao seu vale.

Além das inflexões, mencionam-se os colos como feições de especial interesse no estudo dos rearranjos na área. Registram-se, nesta sub-bacia, 11 colos⁶ (Mapa 14p), concentrados no setor meridional da sub-bacia. Dois deles se encontram no limite da Serra do Mar, consistindo em possíveis segmentos abandonados de antigos vales decapitados por uma possível retração da escarpa. Dois colos, nas cabeceiras do rio 24, ocorrem praticamente no

⁵ Foram contabilizadas todas as curvas com ângulos superiores a 60° entre trechos retilíneos de, no mínimo, 100 m cada, exceto confluências em que rios de menor ordem ingressam em rios de maior ordem.

⁶ São contabilizados como colos os rebaixamentos nos divisores com níveis semelhantes aos de vales adjacentes, sugestivos de origem fluvial.

mesmo nível dos rios a eles associados, sendo sítios favoráveis para pequenos rearranjos recentes. Há três colos situados no divisor com a sub-bacia do Getúlio, dos quais dois associam-se a rios dispostos longitudinalmente em lados opostos do divisor, possivelmente sob controle estrutural. No setor setentrional, um colo situado entre os rios 23 e um rio de segunda ordem a N alinha-se com setores retilíneos de ambas as sub-bacias, também possivelmente refletindo controle estrutural. Não há associações relevantes entre colos e knickzonas e outras anomalias no interior desta sub-bacia, de tal modo que os processos de rearranjos de drenagem são pouco prováveis, com exceção daquele que levou à incorporação de toda esta sub-bacia e a do Ribeirão Embura à bacia do Rio Capivari.

Figura 28 – Cotovelo do alto curso do Rio Capivari.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

5.1.2. Sub-bacia do Ribeirão Embura

A sub-bacia do Ribeirão Embura localiza-se no setor NW da bacia do Rio Capivari e limita-se a NW com a bacia do Rio Embu-Guaçu, a E com a sub-bacia do Claro e a S com a do alto Capivari (Mapa 13). Sua área, de 10,1 km², corresponde a 6,9% do total da bacia do Capivari. Nesta sub-bacia, predominam formas de relevo denudacionais, constituindo-se de

colinas amplas com topos convexos a SW (Foto 4) contrastando com morros de topos convexos a NE (Figura 29). Os cumes apresentam níveis altimétricos típicos por volta dos 810 m na região das cabeceiras a SW, decrescendo progressivamente para NE, atingindo os 780 nas proximidades das confluências com o Embura (Mapa 18a). A NW, os níveis típicos dos cumes variam de 815 a 825 m. As declividades tendem a ser maiores no setor NE, com as médias vertentes apresentando valores superiores a 30%, ao passo que a SE as declividades raramente ultrapassam os 20% (Mapa 18b). As profundidades típicas dos vales da sub-bacia são de 30 a 35 m a SW e de 50 a 60 m a NE (Mapa 18c). Suas larguras típicas são de 60 a 100 m, ao passo que seu eixo central apresenta valores superiores a 400 m (Mapa 18d), constituindo os vales mais largos de toda a bacia do Capivari.

As litologias predominantes são os gnaisses e os migmatitos, com importante presença dos sedimentos terciários no setor SW (Mapa 4). As exposições de gnaisses contêm foliações com mergulhos de 45° a 80° para SSE e *strike* para ENE. No vale principal do Embura, ocorrem sedimentos quaternários de origem fluvial. A planície aluvial principal se alarga para NE: enquanto na confluência com o rio 37, sua largura é de cerca de 175 m, no divisor com o Embu-Guaçu, a planície aluvial tornada “seca” pela ausência de um rio atual mede 380 m de largura. No interior da bacia do Embu-Guaçu, em seu afluente Ribeirão Vermelho a tendência se mantém: a 1.000 m de distância do divisor para jusante, a planície mede 400 m de largura, chegando a 500 m na desembocadura do Ribeirão Vermelho no Rio Embu-Guaçu (Mapa 19). Esta continuidade dos sedimentos contrasta com a descontinuidade dos rios que fluem neste vale, um possível indicador do rearranjo de drenagem que teria levado à incorporação da sub-bacia do Embura à bacia do Capivari. Registram-se, ainda, terraços fluviais ao lado do curso inferior do Embura, indicando incisão recente nos sedimentos aluviais quaternários.

O padrão da drenagem é retangular a S do vale principal, onde os rios fluem paralelamente para NNE e ingressam de maneira quase perpendicular no rio principal (Mapa 20). A NE, pravelece o padrão retangular dendrítico, com maior dispersão de orientações dos menores canais. No setor NW, os rios apresentam traços de um padrão *barbed*, em processo de modificação por uma possível migração dos baixos cursos dos principais tributários do Embura na direção da atual saída da sub-bacia, hoje localizada a SE. As larguras e a vazão do Embura permanecem modestas em toda sua extensão (Foto 5), possivelmente pela maior infiltração da água nos sedimentos terciários e menor *runoff*.

Figura 29 – Visão geral da sub-bacia do Ribeirão Embura.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Foto 4 – Vista das colinas esculpidas em sedimentos terciários da Formação Resende, na bacia hidrográfica do Ribeirão Embura. Ao fundo, morros esculpidos em gnaisses e migmatitos.

Obtida pelo autor, 2015.

Mapa 18 - Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão Embura (parte I)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 18 - Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão Embura (parte II)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 18 - Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão Embura (parte III)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Os ângulos de junção (α) entre os cursos d'água são mais frequentes nas faixas dos 50 a 59° e dos 70 a 79°. Os maiores ângulos são identificados no eixo principal da drenagem, acompanhando os maiores rios, ao passo que as cabeceiras do setor N possuem os menores ângulos (Mapa 18e). Os rios de menor ordem tendem a perfazer ângulos de junção menores e todas as médias obtidas são superiores à do Alto Capivari. A faixa de ângulos de 80° a 100° corresponde a 21,7% do total e a faixa de 85° a 95° perfaz 13,0% do total, sendo maior a frequência de junções em ângulos próximos aos retos que na sub-bacia anterior.

Mapa 19 – Distribuição de sedimentos aluviais quaternários do alto Capivari, a S, à região do divisor Embura-Vermelho, a NW.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

Grande parte dos cursos d'água segue as orientações dos lineamentos topográficos (Mapa 18f). Os azimutes mais frequentes encontram-se nos intervalos de 31° a 40° e de 121° a 130°, correspondendo, respectivamente a 16,2% e a 12,0% do total. Nota-se que essas orientações não correspondem às direções das foliações mapeadas nem aos principais

falhamentos existentes na região, embora o intervalo 121-130° seja próximo da família de juntas de alto mergulho com direção transversal à direção geral da foliação mencionada por Ribeiro (2003). Há um importante lineamento correspondente ao eixo do vale principal desta sub-bacia que atravessa toda a bacia do Capivari na direção SE, estendendo-se até a Serra do Mar no setor SE da bacia.

Mapa 20 – Rede de drenagem da sub-bacia do Ribeirão Embura.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

Foto 5 – Baixo curso do Ribeirão Embura, um curso d'água de dimensões modestas.

Obtida pelo autor.

As menores densidades de drenagem da bacia do Rio Capivari são identificadas nesta sub-bacia. Os valores médios de Dd são próximos de $5,5 \text{ km/km}^2$ nos limites com as sub-bacias do alto Capivari e do Claro e decrescem para cerca de $3,5 \text{ km/km}^2$ no divisor com o Embu-Guaçu (Mapa 62). Quanto às sub-bacias de terceira ordem, as Dd variam de $4,5$ a $8,1 \text{ km/km}^2$, com o menor valor registrado pela sub-bacia 35, influenciado por sua posição em área de planície, enquanto o maior é registrado sub-bacia 34, possivelmente devido à sua área diminuta (Mapa 18g). O coeficiente de correlação entre as variáveis Dd e áreas das sub-bacias é de $-0,33$, de tal modo que as densidades de drenagem mensuradas tendem a aumentar com a redução da área nesta sub-bacia, havendo uma correlação fraca (Mapa 18h).

Os perfis longitudinais dos principais rios apresentam formato geral predominantemente côncavo (Mapa 21). Registram-se 17 *knickpoints*, distribuídos nos rios: Embura, 34, 36, 37, 38, 40, 41, 42 e 43. Algumas dessas convexidades ocorrem nas desembocaduras, como nos rios 41, 42 e 43, afluentes do baixo curso do Embura, situados próximos à confluência com o Rio Capivari, o que sugere recuo de *knickpoint* a partir do ponto de captura. Já os *knickpoints* dos demais rios localizam-se em seus segmentos médios ou superiores. Os contatos dos sedimentos terciários com os gnaisses coincidem com alguns *knickpoints*, embora a maioria deles não esteja associada com descontinuidades litológicas mapeadas.

Mapa 21 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou maiores na sub-bacia do alto Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

Os Índices de Concavidade dos tributários do Embura são, em média, superiores aos dos tributários do alto Capivari, de 0,37 a 0,62, em consequência de seus formatos mais côncavos (Mapa 18i). O Ribeirão Embura, dividido em dois setores, apresenta *IC* igual a 0,48 a montante da confluência com o rio 35 e igual a -0,17 deste ponto até a confluência com o Capivari. Tal como no alto Capivari, o segmento inferior do Embura é o único em sua sub-bacia com *IC* negativo. Os menores índices são mensurados nos rios 41, 42 e 43, os últimos tributários do Embura antes de sua foz, constituindo evidência de que a retomada da incisão em resposta à captura também teve influência na evolução desta sub-bacia.

Os índices RDE_s/RDE_t são baixos em toda a sub-bacia (Mapa 18j), refletindo as declividades geralmente baixas dos rios (Mapa 18k). Os maiores valores são identificados nos baixos cursos do Embura e de seus principais tributários. A partir dos índices obtidos, identificaram-se sete anomalias de segunda ordem, no rio principal e nos rios 34, 36, 37 e 38 e nenhuma anomalia de primeira ordem. A anomalia mais relevante localiza-se na proximidade do cotovelo, associada a terraços fluviais parelhados, sugerindo rápida incisão fluvial.

Nos segmentos aluviais do Ribeirão Embura, foram mensurados seus IS (Mapa 18l). No trecho a montante da confluência com o rio 35, as sinuosidades mantêm-se abaixo de 0,13, enquanto as declividades variam de 0,65% a 1,29% (Mapa 18k). A jusante deste ponto, encontram-se IS maiores, chegando a 1,88 entre as confluências com os rios 37 e 38, em segmento de 0,30% de declividade. Na confluência com o Capivari, como o rio é desprovido de planície aluvial e confinado no talvegue, não foram obtidos seus IS .

O perfil hipsométrico da sub-bacia do Embura possui forma em “S” (Mapa 59), com pequenas irregularidades em seu segmento inferior, refletindo a incisão no baixo curso do rio principal. Suas altitudes máxima e mínima são, respectivamente, de 840 e de 740 m e sua IH é 0,37, o terceiro valor mais baixo dentre as nove sub-bacias. As sub-bacias de terceira ordem apresentam perfis hipsométricos bastante semelhantes, tendendo à forma retilínea, com convexidades em seus setores inferiores (Mapa 60). Apenas o perfil hipsométrico da bacia 35, localizada em vasta planície aluvial, diverge substancialmente dos demais, apresentando-se mais côncavo. Os IH variam de 0,28 a 0,51, com maiores valores no setor meridional, embora as bacias 42 e 36 discordem desta tendência (Mapa 18m). Há uma correlação negativa entre as integrais hipsométricas e as áreas das sub-bacias, em grande parte por influência do rio 35, estabelecida no setor mais amplo da planície do tronco central, sendo o coeficiente de correlação entre as duas variáveis igual a -0,61, sendo a correlação moderada (Mapa 18n).

Os índices Vf apresentam valores elevados em grande parte da sub-bacia, de 0,3 e 9,2 (Mapa 18o). Os maiores valores são encontrados no tronco principal, próximo ao divisor com a bacia do Embu-Guaçu, de 6,3 a 9,2. Seus tributários 34 a 37 apresentam índices entre 1,0 a 4,1. O índice se reduz nos tributários de jusante: do 38 ao 43, seu valor varia de 0,3 a 2,0. Ao longo do Ribeirão Embura, os valores do índice Vf , altos em seu alto curso, reduzem-se a partir da confluência com o rio 37. Essa distribuição indica maior incisão nos setores mais baixos da sub-bacia, correlacionável com a incisão decorrente da captura do alto Capivari proposta.

Os perfis transversais, elaborados ao longo do Ribeirão Embura e de seu afluente 35, também mostram que os vales mais amplos e abertos se localizam nas proximidades do divisor com o Embu-Guaçu, por onde deveria correr o Capivari pré-captura, um sistema fluvial muito maior que o atual ocupante do vale. Na maioria dos transectos, os vales possuem forma em berço, tendendo a formas mais entalhadas no curso inferior do rio (Apêndice 3).

Registram-se duas inflexões nos cursos d'água, nos rios 36 e 43, tributários de terceira ordem do Embura, ambos associados a segmentos retilíneos dos cursos d'água (Mapa 18p). Apesar de se registrar apenas um colo (Figura 30), no limite com a bacia do Embu-Guaçu, sua relevância é alta por se associar com o cotovelo do Alto Capivari, a SE. O colo não apresenta significativo desnível em relação aos rios Embura e Vermelho, sendo uma feição de difícil discernimento em fotografias aéreas. Sua posição nivelada com o restante do vale contribui para a concentração de umidade, tornando-o um campo úmido. O colo é, atualmente, atravessado por um canal artificial, trazendo águas, por bombeamento, do alto curso do Capivari, obra de engenharia que mimetiza o traçado natural da drenagem pré-captura para o abastecimento da Represa Guarapiranga.

Figura 30 – Visão aérea do colo Embura-Vermelho, por onde teria fluído o sistema fluvial do alto Capivari anteriormente à ocorrência da captura fluvial.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

5.1.3. Sub-bacia do médio curso do Rio Capivari

A sub-bacia do médio curso do Rio Capivari não é uma bacia hidrográfica *strictu sensu*, pois recebe águas do alto curso deste rio. No entanto, sua delimitação é justificada para avaliar as diferenças nas propriedades geomorfométricas entre este setor da bacia e os demais. A sub-bacia localiza-se no setor central da bacia do Capivari e é limítrofe às sub-bacias: do Claro a N, do baixo Capivari a E, do Getúlio a S e do alto Capivari a W (Mapa 13). Sua área de 11,6 km² corresponde a 7,9% do total da bacia do Capivari. Nesta unidade, predominam formas de relevo denudacionais, constituindo-se de colinas e morros baixos com topos convexos e aguçados (Figura 31). Os cumes apresentam níveis hipsométricos típicos por volta de 815 a 825 m no setor ocidental da sub-bacia, passando para 780 a 800 m no setor oriental (Mapa 22a). As declividades das vertentes são elevadas em toda a sua área, predominando os valores superiores a 30% (Mapa 22b). As profundidades típicas dos vales são de 40 a 50 m, com baixa variação (Mapa 22c). As larguras típicas dos fundos dos vales atingem os valores mínimos, de 15 a 40 m, no setor ocidental da sub-bacia a crescem para 80 a 150 m a jusante da confluência com o Ribeirão do Getúlio (Mapa 22d).

Figura 31 – Visão geral da sub-bacia do médio curso do Rio Capivari.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Mapa 22 - Dados geomorfométricos da sub-bacia do médio Capivari (parte I)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 22 - Dados geomorfométricos da sub-bacia do médio Capivari (parte II)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

Mapa 22 - Dados geomorfométricos da sub-bacia do médio Capivari (parte III)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

As litologias predominantes são os gnaisses e os migmatitos (Mapa 4). O único afloramento descrito encontra-se na Cachoeira do Marsilac e as foliações dos gnaisses apresentam mergulho praticamente vertical (Foto 6), com *strike* na direção E-W. Os sedimentos aluviais quaternários são restritos a uma pequena planície alveolar formada no segmento S-N descrito pelo Rio Capivari após a confluência com o Ribeirão do Getúlio, a montante da Cachoeira do Marsilac, com cerca de 360 m de largura, associada à falha descrita no mapeamento geológico. A jusante da mesma, observa-se uma breve interrupção no alúvio, de 190 m de comprimento até a Cachoeira do Marsilac. Deste ponto em diante, o alúvio reaparece no trecho semi-retilíneo orientado a ENE. Neste último segmento, a planície aluvial

alcança um máximo de 180 m de largura e volta a ser descontínuo nas proximidades da confluência com o Ribeirão Claro.

Foto 6 – Exposição de gnaisses na Cachoeira do Marsilac, cujas foliações apresentam mergulho praticamente vertical e *strike* na direção E-W.

Obtida pelo autor.

A drenagem possui padrão retangular-dendrítico, com maior ajuste às estruturas que nas bacias anteriores (Mapa 23). Localizada entre duas sub-bacias de maior porte, como a do Getúlio e a do Claro, seu rio principal possui tributários bastante modestos, sendo os mais compridos os rios 51 e 44, com 1.731 e 1.435 m, respectivamente.

Os ângulos de junção (α) predominantes entre os cursos d'água encontram-se na faixa dos 70° a 79°. Os maiores ângulos são encontrados em duas zonas distintas: a primeira acompanha o vale principal o setor ocidental da sub-bacia, enquanto a segunda corresponde à região da confluência entre o Rio Capivari e o Ribeirão do Getúlio (Mapa 22e). A tendência

de os rios de menor ordem realizarem ângulos de junção menores das sub-bacias anteriores não se mantém na sub-bacia do médio curso do Capivari, o que possivelmente reflete um ajustamento maior dos canais menores às estruturas do embasamento rochoso. A faixa de ângulos de 80° a 100° corresponde a 34,1% do total e a faixa de 85° a 95° perfaz 17,7% do total, proporção significativamente maior que nas sub-bacias anteriores.

Os lineamentos topográficos são abundantes na sub-bacia (Mapa 22f). Suas orientações mais importantes encontram-se nos intervalos de 41° a 50° correspondendo a 15,7% do comprimento total, além daqueles de 131° a 140° , com 8,3% do total. Essas orientações predominantes divergem das orientações das foliações mapeadas, mas se aproximam das famílias de juntas de direção preferencial NE-SW e da falha inferida que atravessa a bacia do Capivari. Longos alinhamentos nas direções NW, NE e N atravessam a sub-bacia e se estendem para os setores adjacentes, sugerindo influência das referidas estruturas.

Mapa 23 – Rede de drenagem da sub-bacia do médio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

As densidades de drenagem são maiores em seu setor central e decrescem para NW e para E, voltando a crescer na extremidade oriental (Mapa 62). Os valores médios de Dd estão próximos de 6 km/km² no limite com as sub-bacias do Embura crescem para cerca de 8 km/km² na região dos rios 52 a 55. No divisor Claro-médio Capivari a E da sub-bacia do rio 77 as densidades ficam na casa dos 6,5 km/km² e crescem para cerca de 7 km/km² na proximidade da confluência com o Ribeirão Claro. Nas sub-bacias de terceira ordem, o índice Dd varia de 6,5 a 12,5 km/km², de modo que o menor valor é registrado pela sub-bacia do rio 80, o último tributário antes do Claro, enquanto o maior valor é registrado na sub-bacia 52, no setor central da bacia (Mapa 22g). O coeficiente de correlação entre as variáveis Dd e áreas das sub-bacias é de -0,56, de tal modo que as densidades de drenagem mensuradas tendem a aumentar com a redução da área, sendo a correlação moderada (Mapa 22h).

Os perfis longitudinais exibem uma diversidade de formas, entre côncavas, convexas e retilíneas (Mapa 24). Registram-se 17 *knickpoints*, distribuídos nos perfis longitudinais dos rios: 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 53, 78 e 80. Os rios 44, 46, 47, 48, 49, 51 e 80, que confluem diretamente para o Rio Capivari, apresentam *knickpoints* em suas desembocaduras. Destes, os seis primeiros localizam-se próximos ao cotovelo de captura que divide o alto e o médio curso do Capivari, enquanto o último se localiza mais próximo do início do curso inferior. Esta distribuição seria relacionada à forte incisão no terço superior do médio Capivari, a qual culminaria na captura de seu atual alto curso. Os rios 45, 48 e 51 apresentam *knickpoints* em seus médios cursos, talvez relacionados a uma onda de incisão mais antiga. A baixa resolução do mapeamento disponível não permite uma associação entre posições dos *knickpoints* e o fator litológico, embora permita associação com uma falha inferida (Mapa 4). Próximo a esta falha encontra-se a Cachoeira do Marsilac (Foto 7), a qual não chega a ser detectável no perfil longitudinal do Rio Capivari, por ter apenas 3 m de altura, inferior ao intervalo vertical das curvas de nível no mapeamento adotado. A jusante da corredeira, desenvolveu-se um “poço”, com acúmulo de barras arenosas (Foto 8).

Os Índices de Concavidade (IC) dos tributários variam de -0,03 a 0,65 (Mapa 22i). O Rio Capivari, dividido em dois setores, apresenta IC igual a 0,17 a montante da confluência com o Ribeirão do Getúlio e igual a -0,08 deste ponto até a confluência com o Capivari. Apenas o segmento inferior do médio Capivari e o rio 51 apresentam concavidades negativas. Nos demais rios, os índices relativamente elevados refletem as formas predominantemente côncavas de seus perfis longitudinais.

Mapa 24 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do médio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Os índices RDE_v/RDE_t são baixos em toda a sub-bacia, aumentando na região da confluência do 51 com o Capivari e deste com o Claro (Mapa 22j). Há quatro anomalias de segunda ordem, das quais três estão no Rio Capivari e uma no rio 51. Apenas uma anomalia de primeira ordem foi identificada, também no rio 51. Este rio encontra, em seu curso inferior, uma destacada knickzona, com altas declividades (Mapa 22k) ao se aproximar de um importante lineamento que atravessa toda a bacia do Capivari na direção ENE, possivelmente correspondente à falha que no mapeamento geológico de escala 1:50.000. As anomalias descritas podem se relacionar com alguma atividade tectônica ao longo desta falha ou a algum contato litológico propiciado por sua presença, não discernido no mapeamento.

Foto 7 – Cachoeira do Marsilac, situada no médio curso do Rio Capivari.

Obtida por Manuella Barboza Chagas.

Foto 8 – Barra arenosa situada a jusante da Cachoeira do Marsilac, no médio curso do Rio Capivari

Obtida pelo autor.

As mensurações das sinuosidades dos cursos d'água foram realizadas em três segmentos descontínuos do médio curso do Rio Capivari providos de planícies aluviais. A montante, na proximidade do cotovelo de captura, registram-se *IS* de 1,09 a 1,56, em trecho de 0,45 a 2,17% de declividades. No segundo trecho, na proximidade da confluência com o Ribeirão do Getúlio, os *IS* variam de 1,02 a 2,35 e as declividades variam em torno de 0,12% (Mapas 22k e 22l). No terceiro trecho os valores de *IS* variam de 1,03 e 1,47, enquanto as declividades variam de 0,43 a 1,55%. De modo geral, nota-se que as sinuosidades e as declividades variam de maneira inversamente proporcional. No segmento imediatamente a jusante da captura, em que o rio se encontra inciso no substrato rochoso, não foram realizadas mensurações do *IS* devido à esta natureza rochosa do sistema fluvial. No entanto, a observação deste traçado sugere que, no passado, pode ter ocorrido desenvolvimento de meandros neste setor da sub-bacia, indicando processo de superimposição local (Figura 32). Não se descarta a possibilidade de que este segmento tenha sido no passado um tributário da bacia do Embu-Guaçu pré-captura, tendo sido revertido e severamente erodido após a conclusão deste processo.

Figura 32 – Segmento sinuoso do médio curso do Rio Capivari, poucas centenas de m a jusante do cotovelo de captura.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

O perfil hipsométrico da sub-bacia do médio curso do Rio Capivari consiste em uma curva sinuosa, côncava nos níveis superiores e convexa nos níveis inferiores, indicando grande proporção de níveis médios e menor proporção de níveis altos e baixos (Mapa 59). Suas altitudes máxima e mínima são, respectivamente, de 820 e de 700 m e sua *IH* é igual a 0,48. As sub-bacias de terceira ordem apresentam perfis hipsométricos retilíneos a sinuosos. A sub-bacia do rio 51 destaca-se pela maior convexidade do perfil hipsométrico, devido à knickzona presente em seu segmento inferior, enquanto a do rio 54 possui o perfil mais côncavo (Mapa 22m). As *IH* das sub-bacias de terceira variam de 0,38 a 0,61, com distribuição espacial irregular: há sub-bacias com perfis côncavos adjacentes a sub-bacias de perfis convexos, como o 54 e o 51 (Mapa 60). Os rios do setor ocidental tendem a assumir perfis mais convexos, ou retilíneos, ao passo que a jusante da confluência com o Ribeirão do Getúlio há perfis hipsométricos mais côncavos, com menores *IH*. Os altos valores das sub-bacias 44, 45 e 46 podem ter relação com a onda de incisão que eventualmente alcançou o alto Capivari, produzindo a captura. Já os altos valores das sub-bacias 51, 50 e 52 podem se vincular a atividade tectônica ao longo da falha geológico que secciona a bacia na direção ENE. O coeficiente de correlação entre os *IH* e as áreas das sub-bacias é de 0,29, podendo-se considerar desprezível a correlação entre as duas variáveis (Mapa 22n).

Os índices *Vf* são notadamente menores nesta sub-bacia que nas duas a montante (Mapa 22o). Os valores variam entre 0,2 e 3,0, sendo a média 0,8. Do cotovelo à confluência com o rio 47, o Capivari apresenta índices *Vf* de 0,5 a 1,0. Deste ponto à confluência com o rio 51, o Capivari apresenta seus menores índices, entre 0,2 e 0,5. Do rio 51 para jusante, os índices voltam a subir, permanecendo entre 0,6 e 3,0. De seus tributários, os rios 44 e 77 se destacam pelos menores valores, seguidos pelos rios 80 e 51. Os demais tributários possuem vales com morfologias mais amplas, contribuindo para maiores índices *Vf*.

Quanto aos perfis transversais, apenas ao longo do médio curso do Capivari estes foram elaborados, visto que os demais rios são demasiadamente modestos (Apêndice 3). Os perfis contrastam com os das sub-bacias anteriores, com formas muito mais estreitas e profundas que estes. Os transectos 34 a 37 exibem maior entalhamento e se associam a *knickpoints* em rios de segunda ordem discerníveis diretamente na observação das curvas de nível de 5 m, com consequências inclusive na forma das vertentes, com rupturas de declividade nos níveis médios. A jusante da confluência com o Getúlio, os vales abrem-se até perder a característica geral de vales em “V”.

Observam-se 17 inflexões (Mapa 22p), as quais agrupam-se em três setores principais: o primeiro corresponde ao ziguezague descrito pelo Rio Capivari a jusante do cotovelo de captura; o segundo situa-se nas proximidades da confluência com o Ribeirão do Getúlio, e o terceiro na proximidade da confluência com o Ribeirão Claro. Das inflexões, 16 são realizadas pelo próprio Rio Capivari e uma pelo rio 51, afluente de sua margem direita. Do conjunto de inflexões, uma associa-se a colo, 13 associam-se a lineamentos topográficos, sete associam-se a trechos de forte incisão fluvial e apenas a do rio 51 associa-se a uma knickzona.

Figura 33 – Possível migração de colo no divisor entre as sub-bacias do médio Capivari e do Claro.

Fonte: A – Small (1972). B – DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*.

Há 11 colos distribuídos no interior da sub-bacia e em seus divisores (Mapa 22p), das quais três se situam no divisor com a sub-bacia do Getúlio, três no divisor com a sub-bacia do baixo Capivari e quatro no divisor com a sub-bacia do Claro. Um dos casos mais interessantes situa-se logo a jusante da confluência do Getúlio com o Capivari. Neste local, há um colo situado entre o rio 157 e um afluente de segunda ordem do médio Capivari. Os dois segmentos são retilíneos e dispõem-se longitudinalmente, sugerindo controle estrutural e mesmo a possibilidade de uma futura captura que explore a fraqueza estrutural provavelmente presente, tendo-se em vista a forte incisão realizada pelo rio 157. Outro colo de interesse localiza-se entre o alto curso do rio 79 e um tributário de segunda ordem do rio 100, este último na sub-bacia do Claro (Figura 33). O colo aparentemente migrou para N em função da

expansão remontante do rio 79, o qual possivelmente se encaixa em uma fratura N-S que poder-lhe-ia ter conferido vantagem erosiva, produzindo a invasão em terras antes pertencentes à sub-bacia do Ribeirão Claro em um processo de decapitação. Esta situação assemelha-se à descrita por Small (1972) em sua discussão sobre migração de divisores.

5.1.4. Sub-bacia do Ribeirão do Getúlio

A sub-bacia do Ribeirão do Getúlio localiza-se no setor meridional da bacia do Rio Capivari e limita-se com: a Serra do Mar a S, a sub-bacia do médio Capivari a N, a sub-bacia do baixo Capivari a L e a sub-bacia do Alto Capivari a W (Mapa 13). O Rio Capivari forma um verdadeiro arco que envolve a sub-bacia do Getúlio, com exceção apenas de sua face meridional, embora o Rio Branco, do qual o Capivari é tributário, esteja aí presente. Sua área é de 12,4 km² e corresponde a 8,5% do total da bacia do Rio Capivari.

Figura 34 – Visão geral da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Nesta sub-bacia, predominam formas de relevo denudacionais, constituindo-se de morros baixos com topos convexos e aguçados (Figura 34). Os cumes dos morros do setor meridional da sub-bacia apresentam altitudes típicas de 790 a 820 m, ao passo que no setor

setentrional elas variam de 770 a 790 m (Mapa 25a). As declividades das vertentes são maiores nos setores SW, NW e NE, sendo frequentes as médias vertentes com declividades superiores a 30%, ao passo que no setor SE há uma série de colinas de menor declividade, entre 12 a 20% (Mapa 25b). As profundidades típicas dos vales são de 40 a 50 m, com maiores valores nas cabeceiras do alto Getúlio e dos rios 68, 70 e 74 (Mapa 25c). As larguras típicas dos fundos dos vales atingem os valores mínimos, de 15 a 35 m, numa faixa E-W que atravessa a sub-bacia em seu setor central e tornam-se maiores nas cabeceiras do rio 65 e na desembocadura do Ribeirão Getúlio, com valores acima dos 90 m (Mapa 25d).

As litologias predominantes são os gnaisses e os migmatitos, sem qualquer registro quanto aos mergulhos e *strikes* de suas foliações (Mapa 4). Os sedimentos quaternários são muito restritos espacialmente, encontrados apenas ao longo do baixo curso do rio principal e em planícies estreitas nos demais rios. Há uma falha inferida que atravessa o setor N da bacia no sentido ENE, na proximidade com o divisor de águas entre esta sub-bacia e a do médio Capivari. No baixo curso do Ribeirão do Getúlio, a largura máxima atingida por planícies fluviais é de apenas 145 m. Para montante, o alúvio penetra nos afluentes 66, 68 e 69, além do próprio Ribeirão do Getúlio até 250 m acima da confluência com o rio 66. No alto curso, as ocorrências mapeadas de sedimentos quaternários são muito modestas e fragmentadas, não ultrapassando os 50 m de largura. Não se identificam terraços fluviais nesta sub-bacia

Os rios principais da sub-bacia organizam-se em rotas complicadas, com mudanças frequentes e abruptas em suas direções (Mapa 26). O Ribeirão do Getúlio flui inicialmente para NNE, desde suas cabeceiras no reverso da Serra do Mar até a confluência com o rio 65. Em seu médio e baixo cursos, descreve importantes inflexões. Após o encontro com o rio 65, o Ribeirão inflete para WNW e depois de 320 m para ENE. Depois de cerca de 1.200 m, o rio muda seu rumo para SE; em seguida para NE e finalmente para NW, para seguir em traçado sinuoso até desembocar no Rio Capivari. Alguns de seus tributários também seguem percursos complicados. O rio 65 descreve uma curva aberta para W após um longo trecho para N e encontra o Ribeirão do Getúlio 300 m após essa inflexão. O rio 72, tributário do 69, possui trajetória sinuosa, inicialmente para SE, desviando-se, posteriormente, para SSE, ENE e finalmente para NNE, para então ingressar no rio 69. O rio 74, por sua vez, inicia-se com fluxo no sentido SSE e inflete para NE ao encontrar o rio 75, seguindo diretamente para o Getúlio. As trajetórias dos rios principais evidenciam o padrão retangular da drenagem, mais dendritificado e denso no setor meridional da sub-bacia, com uma distribuição de padrões similar ao observado na bacia do alto Capivari.

Mapa 25 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio (parte I).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 25 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio (parte II).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 25 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio (parte III)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Os ângulos de junção (α) predominantes apresentam-se na faixa dos 70 a 79°. Os maiores ângulos são registrados no setor oriental da sub-bacia, onde o padrão da drenagem mostra-se mais caracteristicamente retangular (Mapa 25e). A média dos ângulos de junção por ordem é maior para os afluentes de terceira ordem e menor para os de quarta ordem. Não há, nesta sub-bacia, tendência de ângulos menores para os tributários de menor ordem. A faixa de ângulos de 80° a 100° corresponde a 17,5% do total e a faixa de 85° a 95° perfaz 11,65% do total, sendo relativamente baixa a frequência de junções em ângulos próximos aos retos.

Mapa 26 – Rede de drenagem da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Os lineamentos topográficos, presentes em todos os setores da sub-bacia (Mapa 25f), apresentam diversas orientações, sendo mais frequentes os intervalos de 121° a 130° , com 11,3% do comprimento total; seguidos dos intervalos de 171° a 180° , com 9,9%; 141° a 150° , com 9,8%; 51° a 60° , com 9,0% e 31° a 40° , com 8,3% do total. Algumas dessas orientações aproximam-se das apresentadas pelas famílias de juntas descritas por Ribeiro (2003), embora

haja uma diversidade de direções não correlacionáveis e estas estruturas. A exemplo do alto Capivari, há uma importante fração de lineamentos no sentido N, possivelmente relacionados a fraturas mesma direção, paralela aos rios Caulim, Cubatão de Cima e alto Capivari.

As densidades de drenagem são altas em relação ao restante da bacia do Capivari (Mapa 62). Os valores médios de Dd estão próximos de 9,5 km/km² nas cabeceiras do tronco principal do Ribeirão Getúlio, adjacente à Serra do Mar e de 8 km/km² próximo à confluência deste rio com o Capivari e caem para 7 km/km² no extremo ocidental da sub-bacia. Nas sub-bacias de terceira ordem (Mapa 25g), os valores de Dd variam de 7,3 a 14,7 km/km², sendo os menores valores registrados pelas sub-bacias dos rios 69, 70 e 71, no setor ocidental, e os maiores registrados nas sub-bacias dos rios 56, 59, 61, situadas no reverso da Serra do Mar. Há uma tendência clara de diminuição dos valores de Dd para os tributários de jusante em relação aos tributários de montante. O coeficiente de correlação entre as variáveis Dd e áreas das sub-bacias é de -0,57, de tal modo que a correlação é inversa e moderada (Mapa 25h).

Os perfis longitudinais dos principais rios da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio apresentam formato geral predominantemente côncavo (Mapa 27). Observam-se 22 *knickpoints* nos perfis, distribuídos entre o Ribeirão do Getúlio e os rios 58, 59, 60, 62, 64, 65, 66, 68, 69, 71, 73, 74, 75 e 76. Os rios 58, 60, 61, 67, 71 e 76 possuem *knickpoints* em seus baixos cursos, enquanto os rios Getúlio, 58, 59, 60, 62, 64, 65, 68, 69, 73, 74, 75 e 76 os possuem em seus médios e altos cursos. Os *knickpoints* identificados não se associam a descontinuidades litológicas ou com estruturas geológicas.

Os IC dos tributários do Getúlio variam de 0,13 a 0,63 (Mapa 25i). O Ribeirão do Getúlio, dividido em três setores, apresenta IC igual a 0,38 a montante da confluência com o rio 66, 0,32 entre as confluências com os rios 66 e 69 e 0,05 deste ponto até a confluência com o Rio Capivari. Não há valores negativos na sub-bacia e o mais baixo IC é registrado no segmento jusante do Ribeirão Getúlio. Outros valores baixos são exibidos pelos rios 63 e 58, situados no setor meridional da bacia, o primeiro com perfil longitudinal quase retilíneo, o segundo com perfil irregular.

Os índices $RDEs/RDEt$ são relativamente baixos em toda a sub-bacia (Mapa 25j), refletindo maior ajustamento destes à forma idealizada por Hack (1973) em comparação com outras sub-bacias e as menores declividades dos cursos d'água encontradas (Mapa 25k). Os valores mais elevados ocorrem nos cursos médios e altos do Ribeirão do Getúlio e dos rios 69 e 74, além dos baixos cursos dos rios 65, 71 e 74, indicando pequenas deformações em seus

perfis longitudinais. Identificaram-se seis anomalias de segunda ordem, no alto Getúlio e nos rios 65, 69, 71 e 74 e nenhuma anomalia de primeira ordem.

Mapa 27 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Ribeirão do Getúlio

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Os índices de sinuosidade foram mensurados ao longo do curso do Ribeirão do Getúlio, os quais se revelaram maiores nos segmentos de jusante, especialmente após o ingresso na planície alveolar, em comparação com os de seu alto curso. Há poucos segmentos sinuosos, como entre as confluências com os rios 63 e 64, no qual o *IS* chega a 1,52. A declividade do

rio é de 3,08% neste segmento (Mapa 25l). No baixo curso, no trecho de planície alveolar, o *IS* chega a 1,95, segmento no qual revelam-se verdadeiros meandros, em segmento de 1,30% de declividade (Figura 35). No restante do rio, as sinuosidades são baixas e permanecem inferiores a 1,3. Não há nítida relação entre sinuosidade e declividade nos rios desta sub-bacia.

O perfil hipsométrico da sub-bacia do Ribeirão do Getúlio possui forma em “S” (Mapa 59). No contexto das sub-bacias do Capivari, é a que possui perfil mais côncavo. Suas altitudes máxima e mínima são, respectivamente, de 845 m e de 720 m e sua *IH* é igual a 0,33, correspondendo ao valor mais baixo dentre todas as sub-bacias. Isto, em conjunto com as observações dos perfis longitudinais, sugere que se trata da sub-bacia menos sujeita a reajustes recentes no nível de base. As sub-bacias de terceira ordem apresentam perfis hipsométricos predominantemente côncavos ou retilíneos (Mapa 60). Suas *IH* variam de 0,36 a 0,54, de tal modo que as sub-bacias com integrais mais elevadas concentram-se nas cabeceiras do ramo principal, as quais também possuem as menores áreas (Mapa 25m). A correlação entre área e *IH* é negativa no caso desta sub-bacia, com coeficiente de correlação entre ambas igual a -0,32, considerada fraca (Mapa 25n).

Figura 35 – Zona de desenvolvimento de meandros, no baixo curso do Ribeirão do Getúlio.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Os índices V_f são predominantemente baixos, com valores entre 0,3 e 2,5 e média igual a 0,8 (Mapa 25o). Os menores valores são encontrados no médio curso do Ribeirão do Getúlio, entre as confluências com os rios 65 e 66, de 0,3 a 0,7. Os rios 66, 76 e 69 também apresentam V_f reduzidos. Os valores mais elevados são encontrados no baixo curso do Getúlio, no segmento imediatamente superior à confluência com o Capivari, em que o Ribeirão adentra a planície alveolar. Outro segmento com valor alto corresponde ao vale do rio 65, com o menor entalhamento da sub-bacia. Os valores medidos no interior da sub-bacia corroboram com a ideia de que esta foi relativamente poupada de importantes reajustes em função de oscilações em seu nível de base.

Os transectos do vale do Getúlio revelam-se estreitos e pouco profundos (Apêndice 3). Formas mais abertas, em berço, são identificadas em seus alto e baixo cursos, sendo o transecto 51 o único que de fato assume forma em “V”. Este perfil associa-se a uma inflexão, um colo e um *knickpoint* identificado a partir do exame dos perfis longitudinais. Por outro lado, o perfil 47, associado a uma knickzona, não apresenta forte incisão. No médio curso, os perfis transversais apresentam-se mais irregulares, contrastando com perfis mais retilíneos a montante e a jusante.

Os rios da sub-bacia apresentam 24 inflexões, distribuídas por toda a sub-bacia (Mapa 25p). Destas, 11 são descritas pelo rio principal e 13 por seus tributários. Há cinco inflexões no rio 69, três no 72, duas no 74, uma no 61, uma no 71 e uma em um afluente de segunda ordem do rio 72. Uma inflexão associa-se com um colo, no afluente do 72, no divisor de águas com a sub-bacia do alto curso do Rio Capivari, sugerindo controle estrutural e/ou associação com interferências entre este rio e as cabeceiras do rio 70. Das 24 inflexões, 22 se associam a lineamentos topográficos, evidenciando o controle estrutural da drenagem. Apenas uma inflexão associa-se a uma knickzona, no alto curso do Ribeirão do Getúlio. Quatro inflexões se associam a trechos de maior incisão, nos rios Getúlio, 69 e 72 e os quatro alinham-se na direção NE, possivelmente relacionados a uma estrutura comum de mesma direção ao longo da qual os rios tiveram condições mais propícias para o entalhe.

São registrados 21 colos (Mapa 25p) nesta sub-bacia. As posições relativas entre colos, inflexões e lineamentos apontam para forte controle estrutural na sub-bacia, visto que muitos colos se encontram entre segmentos retilíneos de cursos d'água ou alinhados entre si na direção ENE, a mesma das estruturas mapeadas. A concentração de colos no divisor com o baixo Capivari, posicionados de maneira alinhada aos rios principais, sugere interferência de

drenagem entre cursos d'água com níveis de base desiguais, controlada estruturalmente e em favor dos tributários da referida sub-bacia.

5.1.5. Sub-bacia do Ribeirão Claro

A sub-bacia do Ribeirão Claro localiza-se no setor setentrional da bacia do Capivari (Mapa 13) e se limita, a N, com as cabeceiras dos tributários do Rio Jurubatuba, ocupada atualmente pela Represa Billings em seu tronco principal. A N, também se encontra a Cratera de Colônia. A E, esta sub-bacia limita-se com a sub-bacia do Ribeirão da Dúvida, a S com a sub-bacia do médio Capivari e a W com as sub-bacias do médio Capivari e do Ribeirão Embura. A área da sub-bacia é de 26,5 km² e corresponde a 18,2% do total da bacia do Rio Capivari.

Nesta unidade, predominam formas de relevo denudacionais, constituindo-se de colinas e morros com topos convexos (Figura 36 e Foto 9). Os níveis altimétricos dos cumes são decrescentes de N para S, de 800-820 m a 780-800 m (Mapa 28a). Quanto às declividades, observa-se no setor setentrional uma tendência das vertentes voltadas para N apresentarem maiores valores que as voltadas para S (Mapa 28b). Do mesmo modo, nota-se os deslocamentos dos fundos dos vales para S, conferindo ao relevo da sub-bacia um padrão dissimétrico, com vertentes mais íngremes direcionadas para N, ao contrário do observado na sub-bacia do Embura, na qual uma ampla rampa suavizada tem seu mergulho para NNE. As profundidades típicas dos vales é de 45 a 60 m no setor ocidental, elevando-se para 55 a 75 m no setor oriental (Mapa 28c). As larguras típicas dos vales variam de 150 a 250 m no setor setentrional e de 120 a 200 m no setor meridional (Mapa 28d).

As litologias predominantes são os gnaisses e os migmatitos, cujas foliações apresentam mergulhos sub-verticais com *strike* para ENE (Mapa 4). Perturbações associadas ao impacto formador da Cratera de Colônia devem estar presentes, embora não tenham sido mapeadas. Riccomini et al. (1991) descrevem gnaisses imbricados com sedimentos argilosos correlacionados à Formação São Paulo, ao S da cratera de Colônia, no setor N desta sub-bacia. Há ocorrências restritas de anfíbolitos e metabasitos, os quais formam pequenas unidades alongadas na direção ENE, sem correspondência clara com qualquer característica geomorfométrica específica. No setor setentrional da sub-bacia, ocorrem sedimentos terciários, formando uma faixa também alongada no sentido ENE, acompanhando a vertente

Figura 36 – Visão geral da sub-bacia do Ribeirão Claro.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Foto 9 – Vista do divisor Embura-Claro, a partir do bairro Ponte Alta.

Obtida pelo autor.

Mapa 28 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão Claro (parte I)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

Mapa 28 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão Claro (parte II)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

Mapa 28 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão Claro (parte III).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

direita do vale do alto curso do Ribeirão dos Pombos, orientado na mesma direção. Nos vales principais, há ocorrências descontínuas de sedimentos aluviais quaternários, interrompidos nos segmentos mais íngremes dos rios. As planícies fluviais, desenvolvidas ao longo dos rios principais, atingem 90 m de largura no alto curso do Ribeirão dos Pombos, tornando-se descontínua a montante da confluência com o rio 87, reaparecendo próximo à confluência com o rio 90, atingindo largura máxima na confluência com o rio 93, de 240 m, onde se forma uma pequena planície alveolar, ainda menor que a da confluência entre os rios Capivari e Getúlio. No vale do Córrego do Bragança, as larguras das planícies são muito modestas, não ultrapassando o valor de 70 m. Por fim, no curso do Ribeirão Claro, as planícies são mais

largas, atingindo 145 m de largura. Na proximidade da confluência com o Capivari, as planícies são mais estreitas, indicando uma aggradação incipiente.

A organização da rede de drenagem remete ao quadro observado por Ab'Sáber (1957) no setor meridional do Planalto Paulistano externamente aos limites do ciclo deposicional que levou à instalação da Bacia Sedimentar de São Paulo, com cursos d'água majoritariamente orientados a ENE e relacionados com os lineamentos estruturais dos maciços antigos. O tronco principal da rede de drenagem, orientado a SSE, coleta as águas de sucessivos cursos d'água orientados na direção ENE (Mapa 29). O Ribeirão Claro é formado na confluência do Ribeirão dos Pombos com o Córrego Bragança. O primeiro nasce orientado para SSE, inflete para NNE e, após longo trecho praticamente retilíneo, deflete novamente para SSE. A partir de então, o Ribeirão dos Pombos encontra-se com seus principais tributários a intervalos regulares até a confluência com o Bragança. O segundo (Foto 10) apresenta rota ainda mais complicada: com suas nascentes próximas ao núcleo urbano de Engenheiro Marsilac, o córrego inicialmente flui para SW. Ao encontrar seu segundo afluente de segunda ordem, o córrego inflete para S e ao encontrar o rio 96 volta-se para E. Na confluência com o 97, inflete para S e, ao encontrar com o rio 98, rumo novamente para E até encontrar o Pombos após trecho sinuoso. O Ribeirão Claro, com forma plana praticamente retilínea da confluência Pombos-Bragança à confluência com o rio 103, passa a ter um curso com sucessivas inflexões a partir deste ponto, com curvas fechadas e abertas, até a confluência com o Rio Capivari. Tendo-se em vista que os rios principais apresentam-se orientados em direções específicas e que os menores ramos possuem orientações mais aleatórias, pode-se descrever o padrão da drenagem como retangular-dendrítico.

Os ângulos de junção (α) predominantes estão na faixa dos 70° a 79°. Os maiores ângulos se concentram no setor central a oriental da sub-bacia, onde é nítido o padrão retangular da drenagem (Mapa 28e). Nas cabeceiras do Pombos e no setor oriental da sub-bacia, onde a dendritificação da drenagem é maior, os ângulos tendem a ser menores. Quanto às médias dos ângulos de junção por ordem, observa-se que os menores ângulos correspondem aos afluentes de quarta ordem, seguidos pelos afluentes de segunda e de terceira ordens, sem que haja uma clara tendência de aumento ou redução dos ângulos em função da ordem. A faixa de ângulos de 80° a 100° corresponde a 27,0% do total e a faixa de 85° a 95° representa 12,1% do total.

Os lineamentos topográficos são frequentes em todos os setores da sub-bacia (Mapa 28f) se agrupam em torno de quatro direções predominantes: de 31 a 40°, correspondendo a

8,7% do total e de 151 a 160°, com 7,9% do total, além de suas respectivas correspondentes perpendiculares. Este conjunto de lineamentos corresponde a 39,8% do total e tem correspondência com as foliações mapeadas e com as famílias de juntas descritas por Ribeiro (2003), além dos sucessivos lineamentos ENE com extensões que transcendem os limites da sub-bacia.

Mapa 29 – Rede de drenagem da sub-bacia do Ribeirão Claro.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Foto 10 – Córrego do Bragança, a jusante da Cachoeira São Miguel, próximo à confluência com o rio 102.

Obtida por Manuella Barboza Chagas.

As densidades de drenagem desta sub-bacia são mais baixas que a média da bacia do Capivari (Mapa 62). Seus valores máximos ocorrem em três pontos distintos: nas proximidades das confluências do Pombos com os rios 83 a 85 e nas extremidades da sub-bacia a SW e a SE. Nestes três locais, os valores médios de Dd chegam a 6,3, 7,3 e 7,2 km/km^2 , respectivamente. Os menores valores, por sua vez, concentram-se nas regiões central e ocidental da sub-bacia, por volta de 5,5 km/km^2 . Com relação às sub-bacias de terceira ordem, os valores de Dd variam de 4,7 a 8,8 km/km^2 , com os menores valores registrados nas sub-bacias do rio 91, no setor oriental, e dos rios 87 e 95 (alto Bragança), no setor ocidental; já os maiores valores são registrados nas sub-bacias dos rios 84 e 104, localizados, respectivamente, nas cabeceiras dos Pombos e no setor SE da sub-bacia (Mapa 28g). O coeficiente de correlação entre os valores de Dd e as áreas das sub-bacias é de -0,19, sendo desprezível a correlação entre as duas variáveis (Mapa 28h).

Os perfis longitudinais dos principais rios da sub-bacia apresentam formas predominantemente côncavas (Mapa 30). Observam-se 31 *knickpoints*, distribuídos nos rios: Pombos, Bragança, Pombos, 82, 83, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 94, 97, 98, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106 e 107. A mais notável é a que separa o curso superior do curso inferior do

Ribeirão dos Pombos, adjacente à confluência com o Córrego Bragança, dividindo dois setores côncavos deste rio. Algumas convexidades ocorrem na desembocadura dos cursos d'água, como nos rios 87, 94, 97, 98, 100 e 104, afluentes diretos do Pombos e do Bragança. Outras convexidades importantes, pelos fortes desníveis implicados, são observadas nos médios cursos dos rios 103, 104 e 106, além do próprio Bragança. Como as altitudes destes *knickpoints* são próximas, entre 715 e 725 m, e as distâncias das confluências são grosso modo proporcionais às áreas de suas sub-bacias, sugere-se propagação de *knickpoints* a partir de um ponto inicial a jusante para explicá-los. Os *knickpoints* identificados não se associam a descontinuidades litológicas ou com estruturas geológicas, de acordo com o mapeamento disponível. Apesar de não se manifestar no perfil topográfico do Córrego do Bragança por apresentar pequeno desnível (cerca de 2 m), a Cachoeira de São Miguel (Fotos 11 e 12), mais propriamente uma corredeira localizada em seu médio curso, possui relevância ao se apresentar como mais um provável caso de *knickpoint* desenvolvido em soleira rochosa, local em que também são observados afloramentos de gnaisses.

Os *IC* dos tributários do Pombos-Claro variam de 0,12 a 0,71 (Mapa 28i). O Ribeirão dos Pombos, dividido em três setores, apresenta *IC* igual a 0,53 a montante da confluência com o rio 87, igual a 0,08 entre as confluências com os rios 87 e 90 e igual a 0,24 deste ponto até a confluência com o Ribeirão Claro. Este último apresenta *IC* igual a 0,55. A menor concavidade corresponde ao segmento do Pombos entre os rios 87 e 90. Nota-se a presença de duas faixas E-W nas quais os rios presentes possuem altos valores de *IC*, compreendendo as cabeceiras do Ribeirão dos Pombos e a sub-bacia do Córrego do Bragança, separados por uma faixa de mesma direção com baixos valores, esta última coincidente com a anomalia do Pombos em sua travessia por esta faixa no sentido N-S.

Os índices RDE_s/RDE_t são menores no setor NW da sub-bacia e maiores ao longo de seu eixo principal e ao longo do vale do rio 106, a S (Mapa 28j). A principal anomalia é encontrada no segmento de menor *IC* do Ribeirão dos Pombos e corresponde ao importante degrau observado em seu perfil longitudinal. A partir dos valores de RDE_s/RDE_t obtidos, identificaram-se 12 anomalias de segunda ordem nesta sub-bacia, uma no Ribeirão dos Pombos, quatro no Córrego do Bragança e o restante nos rios 87, 90, 94, 98, 100, 104, 106. Também foram seis identificadas anomalias de primeira ordem, das quais duas estão no Ribeirão dos Pombos e o restante se encontra nos rios 87, 94, 100 e 106.

As sinuosidades dos rios Pombos, Bragança, Claro, 87, 98 e 100, providos de alúvio, foram mensuradas e comparadas com as declividades (Mapas 28k e 28l). No rio dos Pombos,

dois segmentos separados tiveram suas sinuosidades mensuradas: a montante da confluência com o rio 87, onde registram-se *IS* baixas (1,01 – 1,07) intercaladas com altas (1,51 – 1,75); e a jusante da confluência com o rio 90, onde os *IS* crescem para jusante, passando de 1,13 para 1,64. No segmento superior, os maiores *IS* correspondem às maiores declividades dos rios, as quais chegam a 1,15% e a 5,37% nos segmentos mais sinuosos, mantendo-se por volta de

Mapa 30 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Ribeirão Claro.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

Foto 11 – Cachoeira de São Miguel, com exposição de gnaisses.

Obtida pelo autor.

Foto 12 – Cachoeira de São Miguel, vista de jusante.

Obtida por Manuella Barboza Chagas.

0,58% a 1,51% nos segmentos menos sinuosos. No segmento inferior do Ribeirão dos Pombos, nota-se que não há liberdade para o meandramento dos cursos d'água e que a sinuosidade mensurada possivelmente se relaciona a um contexto anterior de planície que evoluiu para meandro inciso. No baixo curso do rio 87, observa-se o desenvolvimento de meandramento, nos quais o *IS* varia de 1,51 a 1,78. Ao contrário do Pombos, a maior sinuosidade é registrada no segmento de declividade 0,57%, ou seja, em seu setor menos declivoso. Já no Córrego do Bragança e em seus afluentes 98 e 100, as planícies são muito estreitas e os meandros não se desenvolvem, havendo sinuosidades de 1,15 a 1,57. Nos segmentos do Bragança e do rio 98, a montante das respectivas confluências, desenvolvem-se segmentos sinuosos, com *IS* entre 1,52 e 1,57, em trechos relativamente íngremes, com declividades de 1,06% a 1,09%. A jusante, no Bragança, a sinuosidade é baixa, aumentando apenas nas proximidades da Cachoeira de São Miguel, chegando a 1,56 neste trecho. No Ribeirão Claro, as sinuosidades são baixas, predominando *IS* entre 1,1 e 1,9 e os únicos trechos com *IS* mais elevados, de 1,67 a 1,95, também remetem a meandros incisos, em processo de adaptação às estruturas. As declividades do Ribeirão Claro são baixas, com valores entre 0,32% e 0,60%.

O perfil hipsométrico da sub-bacia do Ribeirão Claro é sinuoso, com ruptura côncava em seu segmento superior e ruptura convexa em seu segmento inferior (Mapa 59). Suas altitudes máxima e mínima são, respectivamente, de 865 e de 700 m, e a *IH* resultante é igual a 0,39, o quarto valor mais baixo dentre as nove sub-bacias. As sub-bacias de terceira ordem apresentam perfis hipsométricos predominantemente côncavos, destacando-se a sub-bacia 94 como portadora do único perfil convexo (Mapa 60). Suas *IH* variam de 0,37 a 0,57, sendo a média igual a 0,46, de tal modo que os maiores valores e os perfis mais convexizados encontram-se no setor central da sub-bacia do Claro, em uma faixa caracterizada também por altos *IC* e *RDE*, sugestivos de reajustes no sistema fluvial em decorrência de queda no nível de base (Mapa 28m). O coeficiente de correlação entre áreas e *IH* é igual a 0,06, indicando correlação desprezível entre as duas variáveis, juntamente com o diagrama de dispersão que compara as mesmas (Mapa 28n).

Os índices *Vf* variam de 0,3 a 3,5 (Mapa 28o). Os menores índices são encontrados ao longo do vale principal, da confluência do Pombos com o rio 87 a jusante. Outros rios com índices relativamente baixos são o 100, 104 e 107. As anomalias de *IC* e *RDE* do médio Pombos se correlacionam com as anomalias de *Vf*, de tal modo que os rios 288, 289 e 290 com *Vf* igual a 0,3, apresentam os índices mais anômalos de toda a sub-bacia. Valores

elevados são encontrados no alto curso do Ribeirão dos Pombos e ao longo do rio 103, afluente do Claro. Os valores medidos no interior da sub-bacia corroboram com a ideia de que houve rebaixamentos recentes nos níveis de base, produzindo incisão localizada no tronco principal e em alguns ramos mais próximos do exutório.

Elaboraram-se perfis transversais aos principais rios da sub-bacia (Apêndice 3). No vale do Ribeirão dos Pombos, os perfis têm forma em berço, com exceção do transecto 67, próximo a knickzona, com forma em “V”. Do transecto 65 ao 67, nota-se que o vale tem forma dissimétrica, com maiores declividades na margem esquerda, a E, que a direita, a W. Ao longo do Córrego Bragança, os transectos 73, 74 e 76 revelam forma do vale em “V”, enquanto os demais mostram vale em berço, estreito na maioria das mensurações. Por fim, ao longo do Ribeirão Claro, há trechos em que seu vale apresenta forma em “V”, como nos transectos 77 e 87, este último localizado entre as confluências com o Ribeirão da Dúvida e com o Rio Capivari, em segmentos sinuosos e próximos a knickzonas, além da proximidade da falha mapeada no caso do último transecto.

Os rios da sub-bacia apresentam 21 inflexões, sendo muito frequentes aquelas em ângulos próximos aos retos. As inflexões encontram-se bem distribuídas pela sub-bacia, embora sejam discerníveis dois agrupamentos, alongados na direção N-S, um coincidente com as cabeceiras do Pombos e Bragança e o outro coincidente com o eixo principal dos cursos do Pombos e do Claro (Mapa 28p). Das inflexões, seis são identificadas no Ribeirão dos Pombos, quatro pelo Córrego Bragança, quatro pelo Ribeirão Claro. As demais oito inflexões são descritas pelos rios 87, 92, 93, 94, 100 e 104 e por dois afluentes de segunda ordem do Ribeirão dos Pombos. Há 16 inflexões associadas a lineamentos e cinco a segmentos incisos, especialmente no eixo N-S, coincidindo com os vales do Pombos e do Claro, sugerindo controle estrutural na incisão de ambos. Neste eixo, há três *knickpoints* de segunda ordem associados a inflexões, refletindo as ondas de incisão que parecem estar migrado para montante nos rios da sub-bacia do Claro, a partir do Capivari.

Há uma baixa concentração de colos na sub-bacia, sendo registrados apenas sete casos (Mapa 28p). Dois deles ocorrem no divisor entre as sub-bacias dos rios 87 e Bragança, nas quais a organização da rede de drenagem é assimétrica, com canais mais alongados a N que a S. Esses colos podem ter migrado para N em virtude da expansão remontante dos tributários do Bragança, em nível mais rebaixado. Desses dois, o colo mais a W encontra-se em um nível mais baixo que a nascente principal do Córrego do Bragança, a ele adjacente, e é possível que suas águas já tenham fluído por ele, tendo sido revertidas posteriormente para seu curso atual.

5.1.6. Sub-bacia do Ribeirão da Dúvida

A sub-bacia do Ribeirão da Dúvida localiza-se no setor setentrional da bacia do Rio Capivari, sendo limitada pela sub-bacia do Claro a W, pela bacia do Jurubatuba e N, pela sub-bacia do Monos a E e pela sub-bacia do baixo curso do Capivari a S (Mapa 13). Sua área é de 6,4 km², o que corresponde a 4,4% do total da bacia do Rio Capivari. Nesta unidade, predominam formas de relevo denudacionais, constituindo-se de morros com topos convexos (Figura 37 e Foto 13). Os níveis dos cumes decrescem para S, com altitudes em torno de 800 m no setor setentrional e de 780 a 790 m no setor meridional (Mapa 31a). As declividades das vertentes são nitidamente menores a N que a S (Mapa 31b). O limite entre os dois setores está na confluência entre o Ribeirão da Dúvida e o Córrego dos Meninos, sendo comuns as declividades superiores a 30% a S desta confluência, enquanto a N predominam valores de 12 a 20%. O entalhamento típico dos vales é de 30 a 50 m no setor setentrional e de 50 a 80 m no setor meridional da sub-bacia (Mapa 31c). Já as larguras predominantes dos fundos dos vales são de 150 a 250 m no setor setentrional e de 120 a 200 m no setor meridional (Mapa 31d).

As litologias predominantes são os gnaisses e os migmatitos, cujas foliações apresentam mergulho subvertical ou de 45° a 80° para SSE e *strike* para ENE, conforme ocorrências próximas, nas sub-bacias vizinhas (Mapa 4). No alto curso do Ribeirão da Dúvida, encontram-se sedimentos aluviais quaternários, quase contínuos em relação àqueles presentes na sub-bacia do Monos, e E, interrompidos por uma pequena faixa de terra mais elevada. No alto curso, a planície fluvial é mais larga, chegando a 80 m de largura. No seu baixo curso, a planície apresenta largura típica de 60 m, a qual praticamente desaparece na proximidade da confluência com o Ribeirão Claro.

A rede de drenagem possui um tronco principal orientado no sentido N-S e seus principais tributários formam ramos sucessivos a E e a W (Mapa 32). As orientações dos rios 110, 112, 114 e 116, além de alguns tributários de segunda ordem do Ribeirão da Dúvida, formam um padrão radial centrípeto com traços de um padrão *barbed* aparentemente modificado. Este atributo morfológico da sub-bacia sugere que houve uma reversão de drenagem por parte do rio principal. No entanto, a multiplicidade de segmentos retilíneos na sub-bacia sugere que essa configuração dos rios também poderia ser condicionada estruturalmente.

Figura 37 – Visão geral da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Foto 13 – Morros esculpidos em gnaisses e migmatitos na sub-bacia do Ribeirão da Dúvida.

Obtida pelo autor.

Mapa 31 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida (parte I)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor

Mapa 31 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida (parte II)

Mapa 31 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida (parte III)

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Os ângulos de junção (α) predominantes são agudos, na faixa dos 50 a 59°, embora maiores valores sejam comuns ao longo do tronco principal da drenagem (Mapa 31e). É possível que tenha havido significativa modificação em relação a um padrão *barbed* original, uma vez que este padrão normalmente se associa com ângulos de junção maiores. Por outro lado, é possível que ao aparente padrão *barbed* se trate apenas de um artefato criado pelas estruturas que atravessam a sub-bacia. Nesta bacia, os rios de menor ordem tendem a possuir ângulos de junção menores. A faixa de ângulos de 80 a 100° corresponde a 9,6% do total e a faixa de 85° a 95° corresponde a apenas 5,8% do total, sendo muito baixa a frequência de junções em ângulos próximos aos retos.

Mapa 32 – Rede de drenagem da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Os lineamentos topográficos (Mapa 31f) apresentam quatro orientações principais bem marcadas: de 31 a 50°, correspondendo a 22,1% do total; de 81 a 100°, com 19,1% do total; de 121 a 140°, com 21,5% do total e 161 a 170°, com 11,5% do total. O primeiro e o terceiro grupo de lineamentos têm orientações coincidentes com as famílias de juntas, enquanto o segundo grupo coincide com as foliações dos gnaisses. O último grupo relaciona-se a um

alinhamento prolongado de direção N, paralelo aos exibidos nas sub-bacias do alto Capivari e no divisor entre as sub-bacias do Getúlio e do Claro.

As densidades de drenagem crescem de N para S (Mapa 62). Os valores estão próximos de 5,5 km/km² na extremidade setentrional e crescem para cerca de 7,5 km/km² no setor meridional. Com relação às sub-bacias de terceira ordem, os valores de Dd variam de 6,5 a 12,0 km/km², sendo o menor valor registrado pela sub-bacia do rio 109 (Alto Dúvida), correspondente ao setor mais largo do vale deste rio, e o maior valor registrado pela sub-bacia do rio 113, a qual também possui a menor área (Mapa 31g). As densidades de drenagem são, portanto, crescentes de montante para jusante do rio principal. O coeficiente de correlação entre as variáveis Dd e áreas das sub-bacias é de -0,72, havendo uma correlação forte entre as variáveis, que são inversamente proporcionais (Mapa 31h).

Os perfis longitudinais dos principais rios da sub-bacia apresentam formato geral predominantemente côncavo (Mapa 33). Registram-se nove *knickpoints* a partir da observação dos perfis, sendo três no Ribeirão da Dúvida, dois no rio 114 e os demais nos rios 111, 112, 113 e 115, com um caso cada. O perfil do Ribeirão da Dúvida apresenta importantes irregularidades: há segmentos de baixa declividade divididos por *knickzonas*, uma na confluência entre o Córrego dos Meninos e o Alto Dúvida e a outra, maior, próxima da desembocadura do Dúvida no Claro. As demais convexidades são observadas nos médios e altos cursos dos seus tributários e suas posições irregulares não sugerem associação com ondas de incisão. Embora contatos litológicos inexistam no interior da sub-bacia, conforme o mapeamento existente, a falha principal que corta a bacia do Capivari na direção ENE não está distante, sendo sua atividade recente uma explicação alternativa para o desenvolvimento do *knickpoint* no segmento inferior do Ribeirão da Dúvida.

Os Índices de Concavidade (IC) dos tributários do Dúvida variam de 0,35 a 0,58, com baixa variabilidade e relativamente elevados no contexto da bacia do Rio Capivari (Mapa 31i). O Ribeirão da Dúvida, dividido em dois setores, apresenta IC igual a 0,27 a montante da confluência com o rio 112 e igual a -0,23 deste ponto até a confluência com o Ribeirão Claro, sendo este último o único setor com concavidade negativa na sub-bacia, possivelmente refletindo o desenvolvimento de uma onda de incisão neste segmento do rio.

Os índices RDE_s/RDE_t são baixos na maior parte da sub-bacia, com os maiores valores concentrados ao longo de seu eixo principal, especialmente nas proximidades da desembocadura do Ribeirão da Dúvida, onde ocorrem declividades maiores (Mapas 31j e 31k). A partir dos índices obtidos, identificaram-se três anomalias de segunda ordem,

distribuídos no Ribeirão da Dúvida, no Córrego dos Meninos e no Córrego do Garcia. As duas knickzonas observados ao longo do perfil longitudinal do Ribeirão da Dúvida correspondem a anomalias de primeira ordem, com RDE_s/RDE_t superior a 10.

As sinuosidades do Ribeirão da Dúvida são relativamente baixas: enquanto na confluência com o rio 116 há um pequeno segmento sinuoso, com SI igual a 1,59, o restante do rio apresenta valores entre 1,02 e 1,34. Esta sinuosidade corresponde a um pequeno segmento coincidente com uma knickzona na proximidade da confluência com o Claro, com declividade de 3,1% neste segmento, enquanto declividades inferiores a 0,77% predominam nos setores menos sinuosos (Mapas 31k e 31l)

Mapa 33 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Ribeirão da Dúvida.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

O perfil hipsométrico da sub-bacia é sinuoso, com setor superior côncavo e inferior convexo (Mapa 59). Suas altitudes máxima e mínima são de 820 e de 700 m, respectivamente, e sua *IH* é 0,49, o terceiro mais alto dentre as sub-bacias, refletindo a incisão em seu setor inferior. As sub-bacias de terceira ordem possuem perfis hipsométricos retilíneos (Mapa 60), com *IH* entre 0,38 e 0,53 (Mapa 31m). Duas sub-bacias no setor N destacam-se pelos altos *IH*, a 108 (Meninos) e a 111, enquanto a do alto Dúvida possui baixa *IH*. As duas diferem pois no Alto Dúvida há um vale relativamente amplo, com aparente continuidade pretérita na bacia do Monos, a NW, enquanto os demais compreendem morros mais elevados e com penetração ainda incipiente de incisão mais significativa. No setor meridional, próximo à confluência com o Capivari, não há sub-bacias de terceira ordem que permitam avaliar o efeito de um possível reajuste transmitido a partir do Capivari, cujo efeito é melhor discernido ao se considerar a sub-bacia do Dúvida em sua totalidade. O coeficiente de correlação entre áreas e *IH* igual a 0,04, revelando haver uma correlação desprezível entre as duas variáveis.

Os índices *Vf* variam de 0,2 a 2,5 (Mapa 31n), com menores valores no Córrego dos Meninos, no rio 112 e no médio curso do Ribeirão da Dúvida. Já os maiores valores são encontrados nos trechos aluviais do Ribeirão da Dúvida, tanto em seu segmento de montante quanto a jusante da confluência com o 116, os valores diminuem até a confluência com o Rio Capivari, uma possível consequência da incisão realizada por parte destes.

Elaboraram-se perfis transversais do Rio da Dúvida, partindo da cabeceira 108 (Apêndice 3), mais relevante por sua proximidade com um colo no divisor com a sub-bacia do Monos. Nota-se que o transecto 81, próximo a este divisor, é o mais largo. Os transectos 82 a 84, no médio curso, são os mais estreitos e profundos, indicando uma incisão localizada neste segmento do rio. Cabe ressaltar que é nesta região do vale que os *knickpoints* e as *knickzonas* são registradas. A jusante, os perfis 85 e 86 revelam um vale mais aberto, tal como demonstrado pela aplicação do índice *Vf*.

Os rios desta sub-bacia apresentam três inflexões (Mapa 31p), das quais duas alinham-se com um conjunto de inflexões que atravessa o centro da sub-bacia do Ribeirão Claro na direção ENE e alcança o cotovelo do Alto Capivari. A terceira inflexão associa-se ao colo que separa o alto curso do Ribeirão da Dúvida de um dos tributários do Monos (Foto 14 e Figura 38), possivelmente correspondendo a uma antiga confluência do paleo-Dúvida, anterior à reversão do fluxo principal. Registram-se três colos: além do já mencionado colo no divisor Dúvida-Monos, outros dois estabelecem-se no divisor Dúvida-baixo Capivari e associam-se a

segmentos retilíneos dos cursos d'água, fato que sugere controle estrutural em seu desenvolvimento.

Foto 14 – Colo situado no divisor entras as sub-bacias do Ribeirão da Dúvida e do Rio dos Monos.

Obtida pelo autor.

Figura 38 – Visão aérea do colo situado no divisor entras as sub-bacias do Ribeirão da Dúvida e do Rio dos Monos.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

5.1.7. Sub-bacia do Rio dos Monos

A sub-bacia do Rio dos Monos localiza-se no setor NE da bacia do Rio Capivari. Delimita-se, a NE, com a bacia do Rio Jurubatuba; a E, com a bacia do Rio Cubatão de Cima, que, a exemplo do Capivari, integra a drenagem litorânea; a S, com a sub-bacia do Rio dos Campos; a SW com a sub-bacia do baixo curso do Rio Capivari e a W com a sub-bacia do Ribeirão da Dúvida (Mapa 13). Sua área é de 23,4 km² e corresponde a 16,0% do total da bacia do Rio Capivari. Nesta unidade, predominam formas de relevo denudacionais, constituindo-se de dois domínios principais: a N, encontram-se colinas amplas com topos convexos; a S, há morros com topos convexos e aguçados (Figura 39 e Foto 15). Os cumes desta sub-bacia decrescem no sentido N-S, passando de 780 a 820 m no setor setentrional para 760 a 800 m no setor meridional (Mapa 34a). As declividades das vertentes são relativamente baixas no extremo N da sub-bacia, com raras ocorrências de vertentes íngremes, ao passo que a S são mais comuns as declividades superiores a 30% (Mapa 34b). Há uma faixa de baixas declividades de direção ENE no setor central da sub-bacia, coindicente com uma linha de falha inferida no mapeamento geológico. Ao S, no contato com a sub-bacia do Rio dos Campos, há outra região de declividades baixas, também associada a uma falha mapeada. Ambos os setores podem estar relacionados a antigas áreas de sedimentação não mapeadas associadas a barramentos tectônicos, por suas associações com possíveis falhas ao longo das quais ocorrem inúmeras knickzonas, colos e inflexões, sugerindo alguma movimentação recente. As profundidades típicas dos vales variam de 45 a 55 m no setor setentrional e de 60 a 70 m no setor meridional (Mapa 34c). Já as larguras predominantes dos fundos dos vales são de 180 a 450 m no setor setentrional e de 110 a 180 m no setor meridional (Mapa 34d). Ressalta-se o desajuste entre as larguras do Rio dos Monos e os vales por ele ocupados. Em suas cabeceiras o rio, bastante estreito, flui por um vale bastante amplo, ao passo que próximo à sua desembocadura, o rio, muito mais largo, flui por um vale mais estreito.

As litologias predominantes são os gnaisses e os migmatitos (Mapa 4). Esta sub-bacia tem um mapeamento mais satisfatório das foliações das rochas metamórficas em comparação com as demais, devido às descrições realizadas nos cortes situados ao longo da ferrovia Santos-Mairinque, revelando que as mesmas apresentam mergulhos bastante variáveis, o que deve também ocorrer nas vastas áreas não mapeadas do restante da bacia. De N a S, ao longo da ferrovia, há foliações com mergulho sub-vertical, seguidos por foliações de mergulho de 45° e 80° e, em seguida, por foliações de mergulho inferior a 45°, todas com *strike* para ENE

Figura 39 – Vista geral da sub-bacia do Rio dos Monos.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Foto 15 – Morros sustentados por gnaisses e migmatitos na sub-bacia do Rio dos Monos.

Obtida pelo autor.

Mapa 34 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Rio dos Monos (parte I).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 34 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Rio dos Monos (parte II).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 34 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Rio dos Monos (parte III).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

e mergulhos para SSE. A S do encontro entre as duas ferrovias, há mergulhos com ângulos e orientações mais diversificadas. Mais próximo à bifurcação, as foliações são subverticais com *strike* para NNE; mais para S, seus *strikes* tornam-se orientados para NE e com mergulho inferior a 45°, para logo em seguida reassumirem a condição subvertical com *strike* para ENE. Ocorrências restritas de anfíbolitos e de metabasitos são descritas na área, ao longo do eixo da ferrovia, tendo sido interpretadas como manchas de formato alongado para ENE. Sedimentos aluviais quaternários são encontrados ao longo dos vales, desde o divisor Monos-Jurubatuba até a inflexão do Monos que divide seu curso superior, de sentido SW, e seu curso médio, inicialmente de sentido S. No segmento S-N do Rio dos Monos, há outra ocorrência

importante de sedimentos aluviais quaternários ao longo do vale principal. Já nos segmentos sinuosos e incisos de jusante, nas proximidades da confluência com o Capivari, as ocorrências de sedimentos aluviais desaparecem. As planícies fluviais desta bacia crescem de jusante para montante, tal como na sub-bacia do Rio Embura, com indícios de reversão de drenagem. A planície do alto Monos possui 70 m de largura na confluência com o rio 129, aumentando para 160 m na confluência com o rio 128 e chegando aos 435 m no divisor de águas com a bacia do Jurubatuba. A disposição das planícies fluviais do Monos e do Dúvida assemelha-se com a de uma antiga bacia com exutório a N, na qual o paleo-Dúvida teria sido um tributário do paleo-Monos, ambos fluindo para o paleo-Jurubatuba. No setor meridional da sub-bacia, as planícies fluviais dos tributários do Monos, quanto presentes, são estreitas, com notável exceção do rio 140, que parece ter acumulado grande quantidade de sedimentos sob influência da falha que a atravessa longitudinalmente.

A sub-bacia é dividida em dois setores bem distintos quanto à organização de seus cursos d'água (Mapa 35). No setor setentrional, é nítida a herança da paleodrenagem com exutório a N, principalmente ao se considerar a morfologia da sub-bacia do Ribeirão da Dúvida, a W. Neste setor, os principais afluentes do Monos dirigem-se para o rio principal configuração bastante distinta, com orientações mais ajustadas às estruturas regionais. Sugere-se uma reorganização da drenagem do alto curso do Monos como consequência da expansão remontante dos tributários do baixo Monos, a qual teria sido condicionada pelas estruturas geológicas inferidas.

Os ângulos de junção (α) predominantes estão na faixa dos 80 a 89°. Os maiores valores são encontrados próximos ao eixo central (Mapa 34e). Os setores de cabeceiras, especialmente a E, apresentam ângulos de junção menores. No setor N, em que se acredita haver um padrão de drenagem do tipo *barbed*, os ângulos de junção não são significativamente elevados, criando-se uma situação semelhante à observada na sub-bacia do Ribeirão da Dúvida. Observa-se ainda que os rios de menor ordem tendem a perfazer ângulos de junção menores, com a nítida exceção das confluências únicas envolvendo canais de sexta e quinta ordens. A faixa de ângulos de 80 a 100° corresponde a 37,3% do total e a faixa de 85° a 95° corresponde a 17,9% do total, sendo relativamente alta a frequência de junções em ângulos próximos aos retos.

Os lineamentos topográficos são mais frequentes a S que a N (Mapa 34f). As orientações predominantes encontram-se nos azimutes: 50 a 60°, compreendendo 10,0% do

Mapa 35 – Rede de drenagem da sub-bacia do Rio dos Monos.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

total e de 171 a 180°, com 9,0% do total, sendo os mesmos mais frequentes a S e relativamente mais escassos no setor setentrional da bacia, visto que neste último caso o relevo é constituído por colinas mais espaçadas e com menor indício de controle estrutural. As orientações têm direções compatíveis com as das foliações dos gnaisses. Outra parte importante alinha-se com os sistemas de juntas identificadas por Ribeiro (2003) e à falha inferida no mapeamento geológico.

As densidades de drenagem desta sub-bacia apresentam tendência geral de aumento de N para S (Mapa 62). Os valores médios de *Dd* estão próximos de 4,5 km/km² no extremo setentrional e crescem para cerca de 8,5 km/km² no extremo meridional. Nos setores centrais da sub-bacia, as *Dd* decrescem de W para E, passando de 7,5 a 6,5 km/km². Com relação às sub-bacias de terceira ordem, as *Dd* variam de 4,7 a 12,8 km/km², sendo o menor valor registrado pela sub-bacia 126, que corresponde ao setor mais largo do vale do Monos, no divisor com a bacia do Jurubatuba, a N, e o maior valor registrado sub-bacia 145, no setor central da sub-bacia dos Monos (Mapa 34g). Suas *Dd* tendem a crescer de montante para jusante do rio principal. O coeficiente de correlação entre as variáveis *Dd* e áreas das sub-bacias é de -0,47, havendo fraca correlação entre as mesmas (Mapa 34h).

Os perfis longitudinais dos principais rios apresentam morfologia geral predominantemente côncava, em seu setor setentrional, e irregulares ou mesmo convexos em seu setor meridional (Mapa 36). Registram-se 42 *knickpoints*, distribuídos nos perfis longitudinais dos rios: Monos, 127, 128, 129, 130, 131, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 144, 145, 147, 148, 151, 152, 153, 154, 155 e 156. Alguns destes têm perfil bastante irregular, apresentando três (144, 148, 151, 152 e 153) ou dois *knickpoints* (128, 131, 135, 139, 140 e 142) cada. O Rio dos Monos apresenta importante knickzona separando seus cursos superior e médio, fato de grande relevância ao se considerar que seu curso superior apresenta padrão *barbed*, a exemplo do Ribeirão da Dúvida, sugerindo reversão de drenagem também por parte desta bacia. Nota-se ainda que os *knickpoints* e as knickzonas das sub-bacias Monos e do Dúvida dispõem-se em uma zona alongada a ENE, a qual apresenta a mesma direção que os principais lineamentos topográficos da região. Observa-se que a E da sub-bacia do Monos encontra-se a bacia do Rio Cubatão de Cima, afluente do Rio Cubatão que também parece ter sido revertido para o litoral. Essa associação entre fatos é sugestiva de que reversões de drenagem têm sido comuns nesta faixa paralela à escarpa da Serra do Mar. As desembocaduras dos rios 135, 138, 139, 140 e 144 apresentam *knickpoints*, associados à

Mapa 36 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Rio dos Monos.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

knickzona principal do Rio dos Monos e possivelmente correlatos a um único evento de incisão dadas as distâncias relativas ao possível ponto de origem da onda de incisão. Já os *knickpoints* dos rios 151, 152, 153, 154, 155 e 156 estariam em também agrupadas por suas posições relativas no interior de cada perfil longitudinal e suas altitudes, e torno dos 720 m. Não há contatos litológicos mapeados na sub-bacia que explique esses *knickpoints*. No

entanto, uma falha inferida atravessa a bacia dividindo seus setores setentrional e meridional e a N dela localiza-se o primeiro grupo de *knickpoints* descrito. É possível que atividades recentes ao longo desta falha tenham propiciado o desenvolvimento daquele grupo de *knickpoints*, embora a falta de dados a respeito da atividade neotectônica na área constitua uma importante limitação a esta interpretação.

Os Índices de Concavidade (*IC*) distribuem-se pelos tributários do Monos com valores de -0,03 a 0,60 (Mapa 34i). O Rio dos Monos, dividido em três setores, apresenta *IC* igual a 0,57 a montante da confluência com o rio 132, a 0,10 entre as confluências com os rios 132 e 140 e a 0,09 deste ponto até a confluência com o Rio Capivari. O segmento inferior do Monos e os rios 151 e 152 são dotados dos menores *IC*. Apenas o rio 151, entalhado ao longo de um lineamento bem desenvolvido na direção ENE, possui *IC* negativo. Os rios com maior *IC* são, em sua maioria, tributários indiretos do Monos, ou seja, são tributários de seus afluentes. Dos tributários diretos, os que possuem menores *IC* tendem a se localizar no setor meridional da sub-bacia, condizendo com as formas convexizadas aí observadas.

Os índices RDE_s/RDE_t apresentam anomalias em dois setores principais: um deles a N da falha inferida de direção ENE e o outro ao longo do baixo curso do Monos, refletindo as variações nas declividades dos rios estudados (Mapas 34j e 34k). A partir dos índices obtidos, identificaram-se 10 anomalias de segunda ordem, das quais duas localizam-se no Rio dos Monos, duas no rio 148 e os demais nos rios 129, 132, 135, 140, 142 e 152, com 1 anomalia de segunda ordem cada. Quanto às anomalias de primeira ordem foram identificadas duas no Rio dos Monos, duas no rio 131 e as demais nos rios 129, 132, 135, 140 e 152, revelando-se alta concentração de knickzonas em comparação com as sub-bacias analisadas anteriormente.

As sinuosidades dos rios foram mensuradas nos trechos aluviais do Monos e do 140 (Mapa 34l). No Monos, apenas o alto curso apresenta mensurações contínuas, devido à presença de planícies aluviais. Os valores de *SI* são inicialmente baixos, em torno de 1,05 a 1,16, crescendo para valores de 1,31 a 1,57 entre as confluências com os rios 131 e 132, para 1,46 a 1,76 entre as confluências com os rios 138 e 139 e para 1,89 na confluência com o rio 140. A primeira dessas três zonas sinuosas associa-se a uma knickzona observado no perfil longitudinal do Monos. A segunda e a terceira guardam relação com *knickpoints* nos afluentes do Monos. Também possuem vínculo com segmentos mais declivosos do Monos, onde os valores de declividade chegam a 1,22%, sendo mais comuns as declividades entre 0,51% a 0,79% ao longo do alto Monos (Mapa 34k). No rio 140, por sua vez, as maiores sinuosidades são mensuradas nas proximidades da confluência com o Monos, onde há uma knickzona.

O perfil hipsométrico da sub-bacia do Monos é sinuoso, com setor superior côncavo e setor inferior convexo (Mapa 59). Suas altitudes máxima e mínima são, respectivamente, 825 e 695 m e a integral hipsométrica resultante é igual a 0,48. As sub-bacias de terceira ordem apresentam perfis hipsométricos aproximadamente retilíneos, em sua maioria, destacando-se as bacias dos rios 153 e 126 como portadoras dos perfis mais convexo e mais côncavo, respectivamente (Mapa 60). Seus *IH* variam de 0,31 a 0,60, com maiores valores no setor meridional da sub-bacia, nos tributários de jusante do rio principal, embora um número considerável de sub-bacias seja divergente em relação a esta tendência (Mapa 34m). O coeficiente de correlação entre áreas e *HI* é -0,35, havendo correlação fraca entre as duas variáveis, como também mostra o diagrama de dispersão entre ambas (Mapa 34n).

Os índices *Vf* apresentam valores entre 0,2 e 2,5 (Mapa 34o). Do mesmo modo que em outros indicadores, os valores obtidos são divergentes nos setores setentrional e meridional da sub-bacia, maiores no primeiro em relação ao segundo. No baixo curso do Monos e em seus afluentes 148, 151 e 155, predominam índices menores que 0,5. No alto curso, com vales mais amplos, mensuram-se os dois maiores valores, 6,1 e 6,2, nas proximidades do divisor com o Jurubatuba, nos pontos 374 e 392, o que é coerente com uma maior incisão ocorrida nos setores de jusante.

Apresentam-se perfis transversais elaborados ao longo do vale principal do Monos e no vale do rio 140, de quinta ordem (Apêndice 3). A montante da confluência com o rio 140, os transectos do alto Monos, na proximidade do divisor com o Jurubatuba, revelam vales muito mais largos que no restante da bacia do Capivari, em forma de berço, comparáveis apenas aos referentes ao Embura. À medida que o Monos se aproxima do rio 140, vales mais entalhados se apresentam, com exceção do transecto 98, que atravessa um alargamento muito localizado da planície aluvial. A jusante da confluência com o 140, os perfis transversais do Rio dos Monos mudam significativamente, tornando-se mais profundos e em forma de “V”, ao mesmo tempo em que as planícies aluviais tornam-se estreitas e descontínuas.

Os rios desta sub-bacia apresentam 20 inflexões, concentradas no eixo principal da mesma, alinhados na direção N-S (Mapa 34p). Das 20 inflexões, 12 são descritas pelo Rio dos Monos, duas pelo rio 148 e as demais seis inflexões ocorrem nos rios 142, 144, 152 e por afluentes de segunda ordem dos rios 132, 148 e alto Monos. Há três inflexões associadas a colos: a do alto Monos localiza-se adjacente ao colo que divide as drenagens do Monos e do Jurubatuba, exterior à bacia do Rio Capivari; as outras duas localizam-se no setor meridional da bacia, uma no curso do rio 152, em um segmento em que este rumo inicialmente para a

cabeceira do rio 154 e desvia-se para ir de encontro ao Monos, a outra no afluente do 148, que rumo inicialmente para a bacia do Cubatão de Cima, a SE, e desvia-se bruscamente para N, indo de encontro em 148, possivelmente correspondente a uma pequena captura implicando em ganho de área para esta sub-bacia em detrimento da bacia vizinha. Oito inflexões se associam a lineamentos topográficos, nos rios Monos, 142, 144, 148 e no afluente de segunda ordem do alto Monos, sugerindo algum controle estrutural nesses segmentos, localizados em sua maioria no setor meridional da sub-bacia. A inflexão do rio 152 possui associação com uma knickzona deste, sugerindo possível captura de seu alto curso. As inflexões do setor meridional comumente ocorrem em vales encaixados, indicando forte incisão deste setor da bacia, que vem se adaptando às estruturas subjacentes.

Figura 40 – Visão aérea do vale do Rio dos Monos: A – em seu alto curso e B – em seu baixo curso.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Registram-se 14 colos na sub-bacia, concentrados em seu setor meridional (Mapa 34p). Ao S, os colos são mais provavelmente devidos a controle estrutural da drenagem, embora alguns também favoreçam a interpretação de rearranjo os colos que circunscrevem a sub-bacia do rio 152, mais plana e em nível relativamente mais elevado que as demais, possivelmente sob ataque da erosão regressiva das drenagens do entorno. Um de seus afluentes da margem esquerda, no curso superior, encontra-se na iminência de ser incorporada à drenagem do Rio dos Campos. Os colos mais relevantes a esta pesquisa estão no setor setentrional, relacionados ao dismantelamento da antiga drenagem com saída para N, nos divisores com Jurubatuba e com Dúvida (Figura 40). O desajuste do Rio dos Monos em relação aos vales, juntamente com o padrão *barbed* dos setores de montante e a presença de um colo no divisor Monos-Jurubatura constituem evidências de um processo de reversão da drenagem deste rio, com fluxo pretérito para N e atual para S.

5.1.8. Sub-bacia do Rio dos Campos

A sub-bacia do Rio dos Campos localiza-se no setor SE da bacia do Rio Capivari. Adjacente à Serra do Mar, que se encontra ao SE, delimita-se: a N, com a sub-bacia do Rio dos Monos; a E, com a bacia do Rio Cubatão de Cima; a SE, com a bacia do Rio Branco da Conceição e a SW com a sub-bacia do baixo curso do Rio Capivari (Mapa 13). Sua área, de 10,3 km², corresponde a 7,1% do total da bacia do Rio Capivari. Nesta unidade, predominam formas de relevo denudacionais, constituindo-se de morros com topos convexos e aguçados (Figura 41). No setor meridional, os cumes apresentam níveis altimétricos típicos na casa dos 800 a 830 m, enquanto no setor setentrional eles se concentram em torno de 800 a 810 m (Mapa 37a). Já as declividades das vertentes são ainda maiores que nas demais sub-bacias, sendo muito comuns aquelas acima dos 30% (Mapa 37b). O entalhamento típico dos vales da sub-bacia é de 35 a 50 m, crescente de S para N (Mapa 37c). Já as larguras predominantes dos fundos dos vales são de 120 a 250 m, com a mesma tendência de aumento para N (Mapa 37d), bastante modestas em relação às demais sub-bacias.

As litologias predominantes são os gnaisses e os migmatitos, apresentando foliações subverticais com *strike* na direção E-W (Mapa 4), sendo impossível extrapolar este dado para toda a sub-bacia, visto a complexidade geológica da região. O desenvolvimento de planícies com sedimentos aluviais é bastante restrita e concentrada no setor setentrional da sub-bacia. O rio 175 exhibe a principal ocorrência de alúvio, com 60 m de largura e apresentando ligação com o rio 152, na sub-bacia do Monos, através de um colo, o que sugere uma conexão

pretérita entre os dois segmentos. O Rio dos Campos, por sua vez, possui planície desenvolvida apenas em seu segmento a montante da confluência com o rio 170, não ultrapassando os 50 m de largura. Os rios 180 e 186 também exibem ocorrências localizadas de sedimentos aluviais em seus médios cursos. Nos baixos cursos destes rios, são ausentes as planícies e os rios principais correm diretamente no substrato rochoso.

Figura 41 – Visão geral da sub-bacia do Rio dos Campos.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

A sub-bacia do Rio dos Campos, alonga-se paralelamente à escarpa da Serra do Mar e seu rio principal flui para WSW. Seus principais tributários do alto curso encontram-se em sua margem direita, enquanto no seu baixo curso os tributários da margem esquerda são mais alongados (Mapa 38). Esta configuração parece ter sido herdada de complexas interações com as sub-bacias vizinhas, marcada por possíveis migrações de divisores acompanhada por processos de decapitação. O Rio dos Campos e seus principais tributários apresentam traçados irregulares: o Campos segue um padrão regular, ora orientado para SW, ora para NW; o rio 172 nasce direcionado para S e desvia-se sucessivamente para E e para NNE, nas

Mapa 37 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Rio dos Campos (parte I).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 37 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Rio dos Campos (parte II).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 37 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do Rio dos Campos (parte III).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

proximidades da escarpa da Serra do Mar, ingressando no Rio dos Campos no sentido NNW após confluir com o 173. O rio 181, inicialmente orientado para SSW, desvia-se abruptamente para WNW, formando um ângulo reto em seu médio curso. Os rios 183 e 192 também apresentam traçados bastante irregulares, com inflexões e segmentos retilíneos. Com as características descritas, o padrão de drenagem é retangular em toda a sub-bacia.

Os ângulos de junção (α) predominantes estão na faixa dos 80 a 89°, com maiores valores na zona central da sub-bacia, principalmente na proximidade da foz do rio principal (Mapa 37e). Esta configuração teria relação com o maior encaixe do rio às rochas fraturadas. Não há tendência de aumento ou redução dos ângulos de confluência em função das ordens dos tributários dos rios, reflexo do padrão retangular característico desta sub-bacia. A faixa de ângulos de 80 a 100° corresponde a 26,7% do total e a faixa de 85 a 95° perfaz 20,47% do total, sendo relativamente alta a frequência de junções em ângulos próximos aos retos.

Os lineamentos topográficos, distribuídos por toda a sub-bacia (Mapa 37f), apresentam orientações variáveis. Os azimutes de 41° a 50° apresentam apenas uma ligeira predominância em relação aos demais, correspondendo a 9,7% do comprimento total, seguido pelos azimutes 151° e 160°, com 8,7% do total cada. As estruturas mapeadas refletem-se em parte dos lineamentos, como os de direções NE e NW. Tanto o Rio dos Campos quanto muitos de seus

tributários apresentam-se retilinizados e acompanham os principais lineamentos da sub-bacia, podendo-se inferir um importante condicionamento estrutural da drenagem.

Mapa 38 – Rede de drenagem da sub-bacia do Rio dos Campos.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

As densidades de drenagem são elevadas na maior parte da sub-bacia (Mapa 62). Os valores médios de Dd estão próximos de 8,5 e 9,5 km/km² em toda sua extensão. Com relação às sub-bacias de terceira ordem, os valores de Dd variam de 7,0 a 15,3 km/km², sendo o menor valor registrado pela sub-bacia 164, que corresponde às cabeceiras do rio principal, e o maior valor é registrado sub-bacia 176, uma das que possui menor área (Mapa 37g). O coeficiente de correlação entre as variáveis Dd e áreas das sub-bacias é de -0,45, de tal modo

que as densidades de drenagem mensuradas tendem a aumentar com a redução da área, com fraca correlação entre as variáveis (Mapa 37h).

Os perfis longitudinais dos principais rios da sub-bacia apresentam formas irregulares, dotados de rupturas de declividade em diversos setores, alguns tendendo ao formato côncavo outros ao convexo, estes últimos correspondendo aos tributários do baixo curso do Rio dos Campos (Mapa 39). A partir da observação dos perfis longitudinais, registram-se 45 *knickpoints*, distribuídos nos rios: Campos e 195, com cinco ocorrências cada; 183 e 194, com quatro; 181 e 189, com três; 169, 175, 180, 182, 184, 186, 187 e 188, com dois e 172, 177, 190, 191 e 193, com um *knickpoint* cada, de tal modo que os tributários do baixo curso do Campos são providos de uma maior quantidade dessas rupturas. O perfil longitudinal do Rio dos Campos possui *knickpoints* coincidentes com inflexões e em geral distantes das confluências com rios importantes, uma possível evidência do controle estrutural ao desenvolvimento desses fenômenos associado à incisão profunda realizada pelos rios focalizada nas linhas de fraqueza estrutural. Nos demais perfis, notam-se muitos *knickpoints* nas proximidades das confluências entre os rios principais, como nas confluências entre os rios 181 e 182; 183 e 184; e 192 e 193, além das confluências do Campos com seus todos os tributários a jusante do rio 185. A dissecação profunda desta bacia, que possui níveis hipsométricos mais baixos que as anteriores, possivelmente atingiu estratos rochosos inferiores, levando a um maior número de *knickpoints*. No entanto, o mapeamento geológico disponível não apresenta detalhamento suficiente nesta sub-bacia.

Os *IC* mensurados encontram-se entre -0,14 e 0,58 (Mapa 37i), menores que nas sub-bacias anteriores. O Rio dos Campos, dividido neste estudo em dois setores, apresenta *IC* igual a 0,34 a montante da confluência com o rio 175 e igual a 0,11 deste ponto até a confluência com o Capivari, sendo seu segmento inferior mais convexizado que o superior. Os rios com *IC* negativos concentram-se no setor ocidental da sub-bacia, nas proximidades da confluência com o Capivari, refletindo o maior entalhamento dos tributários do baixo curso do Campos e a expansão remontante da incisão proveniente do baixo Capivari.

Os índices RDE_s/RDE_t desta sub-bacia são predominantemente maiores que nas anteriores, refletindo as altas declividades dos cursos d'água (Mapas 37j e 37k). Os valores mais elevados são identificados ao longo do eixo principal, especialmente no baixo curso do Campos e seus tributários de jusante, refletindo as deformações nos perfis longitudinais identificadas neste setor. A partir dos índices obtidos, identificaram-se oito anomalias de segunda ordem, distribuídas nos rios: dos Campos, 180, 183, 188 e 192. Já as anomalias de

primeira ordem são encontradas nos rios: dos Campos, 175, 180, 183, 188 e 192, totalizando 11 ocorrências, concentradas principalmente nos segmentos de jusante dos rios da sub-bacia. Revela-se a abundância de knickzonas nesta sub-bacia, especialmente nos segmentos de jusante, em resposta aos sucessivos rebaixamentos dos níveis de base implicados por possíveis rearranjos de drenagem.

Mapa 39 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do Rio dos Campos.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Não há mensuração de sinuosidades dos rios desta sub-bacia e do baixo curso do Capivari, pois as planícies são muito restritas espacialmente nestas sub-bacias e não permitem o desenvolvimento de meandros.

O perfil hipsométrico da sub-bacia do Campos, mais convexo que os anteriores, mostra relevante participação dos níveis mais elevados na composição total de sua hipsometria e baixa participação dos baixos níveis, reflexo da forte incisão efetuada por seus rios principais a jusante (Mapa 59). Suas altitudes máxima e mínima são de 805 e de 665 m, respectivamente, e sua *IH* é igual a 0,53, o segundo valor mais alto das sub-bacias do Capivari. As sub-bacias de terceira ordem apresentam perfis hipsométricos bastante irregulares, com diversas rupturas nos setores superiores e inferiores, possivelmente relacionado a sucessivas retomadas na incisão ou à controle litoestrutural (Mapa 60). Suas amplitudes hipsométricas variam de 45 a 115 m e suas *IH* variam de 0,37 a 0,59. A distribuição espacial das *IH* aponta para sub-bacias com altos e baixos valores em todos os setores da sub-bacia do Campos, não havendo uma tendência clara de integrais maiores ou menores se concentrarem no baixo ou no alto curso (Mapa 37m). Praticamente inexistente qualquer correlação entre as *IH* e as áreas das sub-bacias, como evidencia o coeficiente de correlação entre as duas variáveis igual a 0,03, considerado desprezível (Mapa 37n).

Os índices *Vf* são predominantemente baixos nos rios desta sub-bacia, na qual registram-se valores entre 0,2 e 2,4 (Mapa 37l). Os menores índices são encontrados ao longo do tronco principal e ao longo de seus tributários de jusante, predominando neste setor valores inferiores a 0,5. Por outro lado, os maiores *Vf* são encontrados nos setores de cabeceiras, como no próprio rio principal e nos seus tributários 184 e 188, cujas cabeceiras apresentam os maiores índices de sub-bacia, entre 2,0 e 2,4. A distribuição espacial dos valores medidos no interior da sub-bacia corrobora a hipótese de que houve sucessivas quedas no nível de base, produzindo sucessivas ondas de incisão.

Elaboraram-se perfis transversais ao longo dos vales do Rio dos Campos e do rio 175, seu tributário de quinta ordem (Apêndice 3). No segmento do rio principal a montante da confluência com o rio 175, observam-se perfis largos e em forma de berço. A jusante, apresentam-se vales mais incisos, em forma de “V”, associados a knickzonas e ausência de sedimentos aluviais, indicativos de forte incisão fluvial. O rio 175, em seu transecto 119, exibe degraus laterais possivelmente relacionados a terraços. Sua associação com colos e knickzonas sugere que o trecho a montante deveria fazer parte da drenagem da bacia vizinha do Monos, tendo sofrido deflexão para a sub-bacia do Campos. No transecto 120, nota-se

influência da incisão atual na produção de vertentes nitidamente convexizadas, embora com baixos desníveis em relação a outras.

Os rios desta sub-bacia apresentam um total de 35 inflexões, as quais tornam-se mais frequentes no setor ocidental da sub-bacia, ao longo do baixo curso do rio principal e seus tributários (Mapa 37o). O Rio dos Campos apresenta 12 inflexões; os rios 172, 187 e 192 apresentam três inflexões cada; os rios 186, 188 e 191 apresentam duas inflexões cada; por sua vez, os rios 173, 180, 181, 182, 183, 184, 193 e um afluente de segunda ordem do Rio dos Campos apresentam uma inflexão cada. Deste modo, as inflexões são distribuídas por diversos rios da sub-bacia. Inflexões localizadas nos rios 180, 184 e 186 associam-se a colos e aparentam estar mais possivelmente associadas às estruturas geológicas que a rearranjos de drenagem, visto a ausência de associação com outros fenômenos também típicos destes eventos. Do total de inflexões, 60% associam-se a lineamentos topográficos, evidência de que o controle estrutural é significativo ao determinar a localização destas.

Há 24 colos distribuídos pela sub-bacia, também mais frequentes em seu setor ocidental (Mapa 37o). No setor meridional da sub-bacia, há um interessante alinhamento entre colos e segmentos retilíneos de tributários dos rios 183 e 184, sugerindo influência de fraturas em seu desenvolvimento. Sua posição altimétricas, semelhante à dos rios adjacentes, sugere uma maior facilidade de que rearranjos venham a ocorrer ou tenham ocorrido neste setor, propiciados pelo fator estrutural.

5.1.9. Sub-bacia do baixo curso do Rio Capivari

A sub-bacia do baixo curso do Rio Capivari localiza-se no setor SE da área de estudo e abrange parcialmente a Serra do Mar, em seu setor meridional, delimitando-se a E com a sub-bacia do Rio dos Campos, a SE com a bacia do Rio Branco da Conceição, a W com a sub-bacia do Getúlio, a NW com as sub-bacias do médio curso do Rio Capivari, do Ribeirão Claro e do Ribeirão da Dúvida e a NE com a sub-bacia do Rio dos Monos (Mapa 13). Sua área é de 26,6 km², o que corresponde a 18,2% do total da bacia do Rio Capivari. Nesta unidade, predominam formas de relevo denudacionais, constituindo-se de morros baixos com topos convexos e aguçados a N e de um grande anfiteatro desenvolvido na escarpa da Serra do Mar a S (Figura 42). Os cumes decrescem de N para S, passando de cerca de 800 a 820 m para cerca de 750 m nas proximidades da escarpa. Os níveis mais baixos da bacia do Capivari e também do município de São Paulo são encontrados na confluência do Rio Capivari com o

Rio Branco da Conceição, onde se forma o Rio Branco, em uma altitude de cerca de 60 m (Mapa 40a). As declividades das vertentes são elevadas nos setores de morros e na escarpa, com valores superiores a 30% (Mapa 40b). Nas proximidades do topo da escarpa, os morros adquirem declividades menores. As profundidades dos vales são máximas na região da escarpa, chegando a 550 m e no eixo principal do vale do baixo Capivari, em seu trecho de planalto, assume valores predominantes de 70 a 80 m (Mapa 40c). No setor SW, nos altos cursos dos rios pertencentes às sub-bacias de quarta ordem da margem direita do Capivari, encontram-se as menores profundidades de vales, entre 30 e 40 m. Já as larguras predominantes dos vales são de 30 a 50 m, com distribuição irregular pela sub-bacia (Mapa 40d).

Figura 42 – Visão Geral da sub-bacia do baixo Capivari.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Mapa 40 – Dados geomorfológicos da sub-bacia do baixo Capivari (parte I).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 40 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do baixo Capivari (parte II).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 40 – Dados geomorfométricos da sub-bacia do baixo Capivari (parte III).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

As litologias predominantes são os gnaisses e os migmatitos. No único afloramento descrito na sub-bacia (Mapa 4), as foliações dos gnaisses apresentam mergulho de 10 a 45° para SSE, com *strike* para ENE, o que não é possível extrapolar para toda sua área, visto a complexidade da estrutura geológica da região. Há uma faixa milonitizada coincidente com a escarpa da Serra do Mar segundo o mapeamento de menor escala disponibilizado pela CPRM. Os fundos dos vales dos principais rios são desprovidos, de modo geral, de sedimentos aluviais. Apenas nas sub-bacias dos rios 157 e 164 há planícies fluviais visíveis, com até 70 m de largura. No curso do Capivari, as planícies são desenvolvidas apenas a montante da confluência com o Rio dos Monos. A jusante deste ponto, não se registra acúmulo de sedimentos, devido à erosão vigorosa promovida pelo rio. Os últimos afluentes do Capivari, na Serra do Mar, correm em vales encaixados e íngremes, não havendo qualquer possibilidade de desenvolver planícies de inundação.

O rio principal da sub-bacia possui traçado N-S, enquanto a maioria dos tributários têm traçado grosso modo E-W (Mapa 41). Os rios de sua margem direita são, em geral, mais

Mapa 41 – Rede de drenagem da sub-bacia do baixo Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

extensos e drenam maiores áreas que os da margem esquerda, sendo o Ribeirão Lajeado uma importante exceção. O padrão da drenagem é retangular com alta dendritificação dos menores cursos no setor de planalto e paralelo na escarpa da Serra do Mar para os menores canais, embora os maiores rios acompanhem as direções das falhas mapeadas.

Os ângulos de junção (α) predominantes ocorrem na faixa dos 60 a 69° (Mapa 40e). Enquanto os maiores ângulos são encontrados no setor de planalto, os menores são observados na escarpa, refletindo localmente o papel das altas declividades à estruturação da rede de drenagem. Assim como na sub-bacia do Rio dos Campos, os maiores ângulos de junção são realizados pelos tributários de terceira ordem, não havendo tendência de acréscimo ou decréscimo dos ângulos em função das ordens dos tributários. A faixa de ângulos de 80 a 100° corresponde a 29,5% do total e a faixa de 85 a 95° perfaz 16,9% do total, sendo baixa a frequência de junções em ângulos próximos aos retos.

Quanto aos lineamentos topográficos, nota-se maior dispersão de orientações no setor de planalto, enquanto no setor de escarpa as orientações são mais concentradas na direção ENE, acompanhando as estruturas regionais e a forma geral do *front* da Serra do Mar (Mapa 40f). As orientações predominantes dos lineamentos topográficos encontram-se nos azimutes de 41 a 90°, correspondendo a 48,7% do comprimento total. Visto que se trata da sub-bacia com os maiores níveis de incisão fluvial, nota-se a forte predominância dos lineamentos com direções compatíveis com os *strikes* das principais estruturas geológicas mapeadas, como juntas, falhas e foliações. O Ribeirão Lajeado e o rio 203, por exemplo, estendem-se quase que totalmente sobre uma falha mapeada, apresentando morfologias retilíneas sem paralelo no restante da sub-bacia (Figura 43).

As densidades de drenagem se distribuem de modo a formar três agrupamentos distintos: a S, na margem esquerda do Capivari os valores de Dd são de 7,3 a 8,0 km/km²; na região central, entre este segmento do Capivari e o limite superior da Serra do Mar, variam de 7,5 a 8,7 km/km² e, no setor corresponde à Serra do Mar, de 5,4 a 12,5 km/km² (Mapa 62). Nas sub-bacias de terceira ordem, as Dd variam entre 5,42 e 12,47 km/km², sendo o menor valor registrado pela sub-bacia 200 e o maior pela sub-bacia 163 (Mapa 40g). As sub-bacias com menores Dd concentram-se na escarpa da Serra do Mar, enquanto aquelas com maiores valores ocorrem no setor de planalto, nas proximidades do curso principal. O coeficiente de correlação entre as variáveis Dd e áreas das sub-bacias é de -0,53, sendo considerada moderada (Mapa 40h).

Figura 43 – Vales do Ribeirão Lajeado e do rio 203, condicionados por falhamentos paralelos à escarpa da Serra do Mar.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 2x.

Os perfis longitudinais dos principais rios da sub-bacia apresentam formatos predominantemente côncavos no setor setentrional e predominantemente convexo no setor meridional (Mapa 42). Há 65 *knickpoints*, distribuídos nos perfis longitudinais de todos os rios estudados, com exceção dos rios 118, 122 e 162. Os rios que nascem no planalto e atravessam a Serra do Mar possuem *knickpoints* associados às knickzonas com os maiores desníveis da bacia do Capivari, como nos rios 195, 197 e 203, na margem direita do Capivari. Já o Ribeirão Lajeado, encaixado desde a nascente ao longo de uma falha na margem esquerda do Capivari, não possui rupturas de declividade tão abruptas quanto aquelas, mas uma sequência de *knickpoints* escalonados. Stokes et al. (2008) destacam que perfis longitudinais com uma morfologia em degraus é uma feição comum em rios de leito rochoso, decorrente de sucessivos ganhos e dissipações de energia relacionados a variações litológicas. Deste modo, considerando-se a totalidade dos rios estudados, a grande quantidade de *knickpoints* presentes na sub-bacia pode ser correlacionada com a exposição de estratos

rochosos sotopostos aos que predominam no restante da bacia, conforme evidenciado pela carta geológica elaborado pela CPRM e com a ocorrência de ondas de incisão correspondentes a sucessivos rearranjos de drenagem, mais antigos nesta área que no restante da bacia, ambas associadas ao enorme gradiente (superior a 700 m) oferecido pela escarpa da Serra do Mar. Dois importantes *knickpoints* descritos pelo Rio Capivari são representados pela Cachoeira do Jamil (Foto 16), na proximidade da confluência do Capivari com o Monos, e pela Cachoeira da Usina (Figura 44), já na travessia da Serra do Mar.

Os *IC* dos perfis longitudinais estudados variam de -0,51 a 0,60, com a maior proporção de valores negativos em toda a bacia do Rio Capivari (Mapa 40i). Há uma grande divergência entre os *IC* dos rios que se limitam ao planalto em relação aos que atravessam a escarpa, os quais são menores nestes em comparação com aqueles. O próprio Rio Capivari apresenta valores negativos: seu *IC*, da confluência com o Ribeirão Claro à confluência com o Rio dos Monos, é -0,08; deste ponto para jusante, é -0,09. Considerado como um todo, o Rio Capivari tem *IC* igual a -0,61, em função das fortes declividades representadas por seu trecho final, conferindo-lhe uma forma bastante convexa. Ressalta-se o papel da forte incisão promovida pelo Rio Capivari e pelos seus tributários nos respectivos segmentos de jusante, contribuindo para a abertura de um grande anfiteatro, seccionado pelos rios com *IC* negativo em seus baixos cursos.

Os índices RDE_s/RDE_t são maiores no setor meridional da sub-bacia e diminuem para N, acompanhando as variações nas declividades e as distâncias das nascentes (Mapas 40j e 40k). Os baixos índices registrados nos tributários do setor setentrional da sub-bacia indicam que a onda de incisão não se propagou de maneira generalizada para todos os rios, mas foi focalizada em alguns segmentos, possivelmente devido à intervenção dos rearranjos de drenagem em pontos localizados, visto que rios mais distantes se apresentam fortemente incisos, enquanto alguns dos tributários do baixo Capivari não apresentam esta característica. A partir dos índices obtidos, identificaram-se 19 anomalias de segunda ordem, distribuídas nos rios Capivari, Lajeado, 119, 123, 157, 164, 195, 197, 203 e 204, além de 25 anomalias de primeira ordem, distribuídas nos mesmos rios, além do 165 e do 202. A alta quantidade de knickzonas nesta sub-bacia, especialmente nos setores correspondentes a travessias da Serra do Mar, condiz com um forte potencial de erosão dos rios descritos.

O perfil hipsométrico da sub-bacia do baixo Capivari é excepcionalmente convexo, se comparado com as demais (Mapa 59). Suas altitudes máxima e mínima são, respectivamente, 825 e 60 m e sua *IH* é igual a 0,76, sendo esta a sub-bacia com maior índice. Nota-se que as

sub-bacias de terceira ordem apresentam perfis hipsométricos bastante variados: no setor de planalto os perfis são predominantemente côncavos ou retilíneos, ao passo que na Serra do Mar, os perfis formados são convexos, devido aos segmentos de montante que drenam áreas comparativamente mais planas (Mapa 60). Suas *IH* variam de 0,37 a 0,80, com maiores valores concentrados na escarpa (Mapa 40m). Como nas demais sub-bacias, não há uma correlação relevante entre áreas e *IH*, sendo o coeficiente de correlação entre as duas variáveis igual a 0,15, considerado desprezível (Mapa 40n).

Mapa 42 – Perfis longitudinais dos rios de 3ª ordem ou superiores na sub-bacia do baixo Capivari.

Foto 16 – Cachoeira do Jamil, no baixo curso do Rio Capivari.

Obtida por Déborah de Oliveira.

Os índices V_f são baixos em relação às demais sub-bacias e variam entre 0,1 e 3,1 (Mapa 40/). Os menores índices são encontrados ao longo do tronco principal, reduzindo-se progressivamente para jusante, onde se encontram os menores valores de toda a bacia do Capivari, em decorrência de forte incisão. Seus tributários com cursos mais retelinizados,

possivelmente acompanhando falhas, possuem os menores valores de V_f , tipicamente abaixo de 0,5. Já os maiores valores são encontrados nos altos cursos dos dois últimos afluentes de quarta ordem da margem direita do Capivari, o 197 e o 203, os quais se formam em um trecho de baixa dissecação do planalto e em seguida descem através da Serra do Mar até encontrar o Capivari já nos setores médios da escarpa.

Figura 44 – Visão aérea da Cachoeira da Usina (primeira queda), no início da travessia da Serra do Mar pelo Rio Capivari.

Fonte: DigitalGlobe (2017). Obtida com uso do *software Google Earth*. Exagero vertical: 1x.

Os perfis transversais do rio Capivari revelam vales em “V”, profundos e com vertentes íngremes, manifestando o fato de que ele desce a escarpa de maneira bastante encaixada em seu vale (Apêndice 3). A jusante da confluência com o Rio dos Campos, abrem-se vales muito mais profundos e amplos que os demais, com profundidades da ordem dos 600 m, resultantes da energia concentrada da água na saída da bacia do Capivari. Há recorrentes irregularidades nas paredes dos vales, que podem se relacionar a retomadas erosivas, a irregularidades lito-estruturais locais e/ou à ação de pequenos canais intermitentes ao longo das estruturas.

Os rios desta sub-bacia apresentam 52 inflexões e 49 colos, os números mais elevados dentre todas as sub-bacias (Mapa 40p). As inflexões encontram-se bem distribuídas em seu interior, sendo mais frequentes em sua região central, envolvendo o Capivari e seus tributários no trecho imediatamente a montante do início da transposição da Serra do Mar. Os colos são ainda mais concentrados no setor setentrional, ressaltando-se uma faixa com maior densidade de ocorrências alongada na direção ENE entre as sub-bacias dos rios 164 e 125. Das 52 inflexões, 12 ocorrem no Rio Capivari; os rios 161, 166 e 203 apresentam três inflexões cada; enquanto os rios 157, 158, 164, 165 e 204 apresentam duas cada e os rios 120, 123, 195, 198, 199, 202 e os afluentes de segunda ordem dos rios 157, 165, 202, 204 e Capivari apresentam uma inflexão cada, totalizando 11 inflexões nos rios de segunda ordem. Há oito casos de associações entre inflexões e colos. Entre estes, menciona-se o rio 120, que inicia seu trajeto no sentido ENE e desvia-se para S após se aproximar de um colo no divisor entre este e o rio 144 na sub-bacia do Monos. Há a possibilidade desta inflexão decorrer de uma captura do alto curso do 120 por um tributário mais agressivo do rio 119, embora somente o ajuste às estruturas geológicas não possa ser descartado. Ainda mais intrigantes são as inflexões realizadas pelos rios de segunda ordem localizados na região da confluência do Capivari com o 157, associadas a colos e detentoras de vales alargados, sugestivas da passagem de um antigo rio de maior parte, possivelmente o próprio Rio Capivari quanto em posição anterior deslocada para W; é possível que este rio tenha migrado para E ao longo de sua evolução. No rio 164, uma inflexão associada a um colo e a uma knickzona pode indicar a ocorrência de uma reorganização neste rio, que possivelmente dirigia-se para o rio 166 e passou a rumar para o 165, encontrando uma via mais rápida rumo ao exutório da bacia do Capivari. Das 52 inflexões, 18 coincidem com lineamentos, sugerindo que o controle estrutural não é o principal fator para sua ocorrência. Há nove inflexões associadas a knickzonas, além daquelas associadas à knickzona formada pelo Rio Capivari na descida da Serra do Mar. Com exceção do rio 164, considera-se improvável que as outras inflexões associadas a knickzonas sejam remanescentes de rearranjos. Por exemplo, no rio 165, observando-se apenas a forma plana dos rios, seria possível supor que a inflexão e o *knickpoint* sejam resultantes de uma captura realizada por um tributário agressivo do rio 164. No entanto, a atual trajetória é mais longa que a possível trajetória pré-captura passando pelo vale de segunda ordem imediatamente a frente da inflexão, o que não constituiria qualquer vantagem para o 164 na “disputa” pelas cabeceiras do 165. Seria mais provável, portanto, um cenário de captura iminente do 165 pelo tributário de segunda ordem do Capivari a ele adjacente, com gradiente muito mais elevado.

5.1.10. Síntese das observações morfológicas e morfométricas referentes à bacia do Rio Capivari

Elabora-se um quadro-síntese a respeito das características morfológicas das sub-bacias que integram a bacia do Rio Capivari, com vistas ao levantamento de possíveis evidências da ocorrência de rearranjos de drenagem na bacia (Apêndice 4), com aplicação de índices geomorfométricos. Observa-se, na área, que a aplicação de índices geomorfométricos, num contexto de rearranjos de drenagem, favorece abordagens regionais na identificação de respostas da paisagem a controles intrínsecos, o que permite levantar áreas potenciais para ocorrência de rearranjos de drenagem (ANTÓN et al., 2014)

Quanto às hipsometrias (Mapa 43), os níveis mais elevados correspondem aos setores de montante das sub-bacias do alto Capivari, do Embura e do Claro. Nestes, encontram-se níveis de 820 a 830 m nos cumes e de 750 a 760 m nos fundos dos vales. Já a SW, ocorre um rebaixamento geral dos cumes e dos fundos dos vales, passando, respectivamente, a 760-780 m e a 670-680 m, devido ao ajuste das vertentes aos processos combinados de denudação, incisão fluvial e condicionamento litoestrutural mencionados por Römer (2012) em outro setor do Planalto Atlântico com condições análogas às desta bacia. Observa-se, ainda, um aparente degrau a E do divisor entre as sub-bacias do alto Capivari e do Getúlio, com menores níveis para E, dividindo setores mais influenciados pela propagação de ondas de incisão daqueles ainda não influenciados.

Perfis topográficos (Figura 45) que seccionam a bacia do Rio Capivari nos sentidos W-E e N-S complementam a observação dos níveis hipsométricos. No perfil A-B, destaca-se a profunda incisão produzida pelo baixo curso do Capivari na travessia da Serra do Mar e a tendência de decréscimo dos níveis altimétricos nos cumes próximos a este grande vale. O divisor Campos-baixo Capivari, correspondente aos últimos 3.500 m do perfil A-B, apresenta cumes progressivamente mais elevados a E, ao passo que a W deste vale os níveis se elevam para W, atingindo seus máximos locais nos divisores entre as sub-bacias. No perfil C-D, é nítida a formação de uma rampa que mergulha para E nos primeiros 2.000 m, correspondendo às vertentes da margem esquerda do Alto Capivari, sendo também visível o deslocamento deste rio para o setor E desta sub-bacia, podendo indicar alguma migração lateral neste sentido. Forma-se um importante degrau voltado para E quando o perfil secciona o baixo curso do Claro, com posterior tendência de aumento dos níveis dos cumes, situação inversa à do trecho de seu ingresso na bacia do Rio dos Monos até o vale principal desta última, que se

Mapa 43 – Carta hipsométrica da bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

destaca a 12.000 m de distância do ponto inicial. No perfil E-F, nota-se o contraste entre os morros arredondados do setor N da sub-bacia do Embura e a verdadeira rampa formada pelas cumeadas das colinas a S, com aumento dos níveis para o mesmo sentido. No momento em que este perfil ingressa na sub-bacia do Alto Capivari, retorna-se ao aspecto arredondado dos morros, tornados progressivamente mais estreitos para S. O perfil G-H, que secciona a bacia

do Capivari no sentido N-S em seu setor central, mostra a tendência de rebaixamento dos topos e dos fundos dos vales para S na sub-bacia do Claro e o inverso na sub-bacia do Getúlio. É possível, também neste perfil, observar a tendência dos morros adquirirem formas mais estreitas a S que a N. Por fim, o perfil I-J, traçado entre o alto Dúvida e a desembocadura do Capivari, mostra claramente uma tendência de redução dos níveis dos cumes para S e a grande ruptura proporcionada pela Serra do Mar em seus últimos 4.000 m. A análise dos perfis topográficos permite comparar os níveis de incisão atingidos em cada sub-bacia, deixando evidente que os setores mais próximos ao baixo curso do Capivari têm sofrido forte incisão e que as vertentes têm sido consumidas pela denudação acoplada à incisão, levando ao rebaixamento dos cumes, como já observado por Römer et al. (2008) em região próxima.

Figura 45 – Perfis topográficos na bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborada pelo autor.

Quanto às formas do relevo, predominam morros de topos convexos, com algumas ocorrências de topos aguçados a SE. Identificam-se colinas amplas nas sub-bacias do Embura e do Monos. Os vales são mais profundos ao longo do baixo e do médio Capivari, além dos setores de jusante das sub-bacias do Claro, do Dúvida e do Campos, em que ultrapassam os 80 m de profundidade. Os menores entalhamentos são verificados nas sub-bacias do alto Capivari, na margem direita do Embura e no Getúlio, com valores entre 30 e 40 m. Os fundos dos vales são mais amplos na região do alto Monos, próximo ao divisor com o Jurubatuba, e no Embura, próximo ao divisor com o Embu-Guaçu, com larguras superiores a 150 m. Na sub-bacia do alto Capivari, as larguras típicas dos fundos de vale são da ordem de 40 a 140 m. Já os fundos de vales mais estreitos são encontrados no baixo Capivari, médio Capivari, Campos e baixo Monos, sendo comuns aqueles com menos de 40 m de largura.

As declividades das vertentes são maiores nos setores central e SE da bacia, sendo frequentes os valores superiores a 30%, nas sub-bacias do médio e do baixo Capivari e do Campos, além dos setores de jusante das sub-bacias do Claro, Dúvida, Monos e Getúlio e das cabeceiras deste último (Mapa 44). Já as menores declividades são identificadas nas planícies fluviais, de 0 a 3% e nas vertentes localizadas nas sub-bacias do alto Capivari e do Embura, sendo comuns declividades de 20 a 30%. Também há baixas declividades em setores de planalto próximos à Serra do Mar e nas cabeceiras do Pombos, do Monos e do Dúvida com declividades típicas na faixa dos 12 a 20% e de 20 a 30% (Figura 46). Na sub-bacia do Monos, há pequenos setores isolados nas adjacências de lineamentos com baixas declividades, possivelmente relacionados a pequenas bacias de sedimentação não mapeadas. A discrepância entre as baixas declividades dos altos setores da bacia, a montante do cotovelo do alto Capivari, e as altas declividades nos setores a jusante deste ponto é de grande relevância a este estudo (Figura 47). Ela sugere uma maior atuação dos processos de incisão e denudação em setores que já respondem ao nível de base litorâneo em comparação com os setores de montante, que ainda não receberam o sinal de sua atuação.

As litologias predominantes do embasamento cristalino são os gnaisses e os migmatitos na maior parte da bacia, com pequenas ocorrências de anfibolitos e dioritos mapeadas nas sub-bacias do Claro e do Monos, conforme o mapeamento geológico de maior escala apresentado (Mapa 4). Os gnaisses e migmatitos têm suas foliações mapeadas em poucos sítios espalhados pela bacia, as quais exibem mergulhos variados, embora predominem os subverticais. Os *strikes* predominantes dos mergulhos são para ENE, refletindo, em grande

Mapa 44 – Carta clinográfica da bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

parte, as direções dos grandes lineamentos regionais. No entanto, nota-se maior variabilidade local onde há maior disponibilidade de afloramentos descritos, sugerindo que a distribuição de direções e mergulhos é mais heterogênea do que os dados atualmente disponíveis permitem

Figura 46 – Modelo tridimensional das declividades nos setores de jusante da bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Figura 47 – Modelo tridimensional das declividades contrastantes entre as sub-bacias do alto Capivari (direita) e do médio Capivari (esquerda).

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

supor. Nas sub-bacias do Embura e do Claro, há sedimentos terciários da Formação Resende sobrejacentes aos gnaisses e migmatitos. Sedimentos aluviais quaternários preenchem os principais vales. No alto Capivari, o acúmulo de sedimentos no fundo do vale produziu uma planície que cresce em largura para N e que é interrompida na região do cotovelo e defletida para NW, alargando-se novamente ao longo do vale do Embura, para montante deste rio, atingindo largura de 380 m no colo Embura-Vermelho e de 500 m no interior da bacia do Embu-Guaçu, a NW. Na sub-bacia do Monos, os sedimentos quaternários concentram-se em seu alto curso, de tal modo que as larguras dos vales tendem a crescer no sentido montante, atingindo os 435 m no colo Monos-Jurubatuba. Os sedimentos quaternários localizados na sub-bacia do Monos mostram aparente continuidade com aqueles presentes no Dúvida, interrompidos apenas na região do colo Dúvida-Monos. A distribuição de sedimentos nestas sub-bacias citadas é sugestiva de rearranjos de drenagem, por meio de reversões, e atrelam-se aos padrões de drenagem anômalos observados nas mesmas.

A organização das linhas de drenagem (Mapa 45) distingue primeiramente os cursos d'água de sentido S-N, desenvolvidos de maneira consequente aos estratos sedimentares terciários da Bacia Sedimentar de São Paulo, daqueles cursos subsequentes que seguem direções para ENE, seguindo os lineamentos estruturais desenvolvidos na orogenia brasileira, estes mais visíveis nos tributários das sub-bacias do Claro, do médio Capivari, do Campos. Os rios Embura, da Dúvida e dos Monos, com sentido invertido em relação aos consequentes regionais, podem ser considerados obsequentes. Há traços de padrão anômalo do tipo *barbed* nas sub-bacias do Embura, do Dúvida e do Monos. Nestas três sub-bacias, seus padrões de drenagem seriam remanescentes de uma organização pretérita da drenagem, com paleo-exutórios orientados, respectivamente, para NW, NE e N, hoje revertidos, respectivamente, para SE, SW e S. No caso do Embura, o padrão *barbed* é realmente discernível apenas nos rios mais próximos ao colo, como no caso dos tributários do rio 35, uma vez que os afluentes mais distantes ingressam no Embura em ângulos próximos aos retos, sem demonstrar uma concentração preferencial de direções que de fato impliquem em um fluxo revertido. Conforme Bishop (1995) e Holbrook e Schumm (1999), a reversão da drenagem é normalmente associada a um adernamento transversalmente ao rio, com mergulho para o sentido oposto ao da drenagem inicial, o qual precisa ser muito sutil para evitar o desmembramento total da drenagem. Considerando-se a necessidade de haver divisores

Mapa 45 – Rede de drenagem da bacia do Rio Capivari, com destaque para os rios principais, de 3ª ordem ou superiores.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

rebaixados através dos quais os fluxos possam ser revertidos, observa-se que a abundância de colos na bacia satisfaz esta condição, propiciando os rearranjos de drenagem na área. No caso do Embura, o recuo do colo e a consequente reversão da drenagem podem não ter qualquer relação com movimentos tectônicos, sendo a erosão remontante da cabeceira de um novo rio, crescendo a partir do cotovelo de captura e aproveitando-se da baixa resistência dos

sedimentos aluviais quaternários uma explicação bastante plausível para a reversão. Já no caso do Dúvida e do Monos, a inexistência de evidências mais seguras de uma importante captura em cada sub-bacia que tenha estimulado uma erosão regressiva acelerada, vinculada a observações quanto aos níveis decrescentes dos cumes para S e o aumento das sinuosidades locais destes dois rios, favorecem uma explicação tectônica basculante para as duas reversões.

No restante da bacia, o padrão de drenagem predominante é do tipo retangular, com maior grau de dendritificação nos setores cujas densidades de drenagem são maiores, como nas cabeceiras do Capivari e do Getúlio, ou em setores com maior entalhamento, nas sub-bacias do baixo Capivari e do Campos. No setor SE da bacia, o padrão da drenagem é nitidamente retangular, de modo que mesmo os menores canais apresentam trechos retilíneos e inflexões em ângulos próximos aos retos. Ao se considerar que a disposição dos cursos d'água normalmente reflete o espaçamento e o arranjo das fraturas nas rochas (TWIDALE, 2004), a geometria plana desses sistemas fluviais de padrão retangular deve ser um reflexo do padrão de fraturamento do embasamento pré-cambriano. No setor correspondente à Serra do Mar, em que os cursos d'água são obrigados a descer por suas longas e íngremes vertentes, prevalece o padrão de drenagem paralelo, com menor interferência estrutural. No entanto, mesmo nesse setor, os maiores cursos d'água, o Ribeirão Lajeado e o rio 203, contrariam a direção geral da drenagem paralela e seguem a direção dos falhamentos mapeados.

A descrição dos ângulos de confluência entre os cursos d'água pode trazer dados interessantes ao entendimento do desenvolvimento da rede de drenagem na bacia do Rio Capivari. Realizaram-se mensurações dos ângulos α , β e γ de 983 confluências, considerando-se os rios de 2ª ordem ou superiores. Nos produtos cartográficos que visam especializar esses dados (Mapas 46 e 47), registram-se agrupamentos de confluências com altos e baixos valores de ângulos de junção. O mais notável agrupamento de ângulos de junção superiores a 90° ocorre no entorno do cotovelo do alto Capivari, presente nas sub-bacias do Embura e do alto Capivari. Outros agrupamentos de altos valores de ângulos de junção ocorrem nas adjacências do médio curso do Capivari; ao longo do curso do Ribeirão Bragança, afluente do Claro; ao longo da maior extensão do Rio dos Campos e em núcleos isolados no baixo Monos. Os mais altos valores médios dos ângulos de junção são registrados nas sub-bacias do Campos e do Monos, especialmente em seus baixos cursos, um reflexo da maior incisão e consequente maior ajuste às estruturas, levando ao seu padrão retangular.

Por outro lado, valores baixos são encontrados no setor setentrional da sub-bacia do Embura, no setor meridional da sub-bacia do Ribeirão Getúlio e ao longo do Rio Capivari em

sua travessia pela Serra do Mar. Além destes, nas regiões do alto Monos e do alto Dúvida também apresentam baixos valores de ângulos de junção. Ângulos menores são mensurados nas sub-bacias que apresentam traços de um padrão *barbed*, o qual, a princípio, requereria ângulos de junção maiores. Isto possivelmente decorre da maneira como são mensurados os ângulos de junção, considerando-se valores próximos aos da desembocadura, além dos já mencionados processos hipotéticos de migração dos baixos cursos para constituírem junções com menores ângulos.

Tabela 5 – Ângulos de confluência por ordem do canal tributário – bacia do Rio Capivari

	α	β	γ
6ª ordem	86,67	158,67	114
5ª ordem	92,86	132,29	133,43
4ª ordem	82,46	153,61	123,66
3ª ordem	79,5	156,23	124,22
2ª ordem	74,17	161,15	124,67
Média	75,52	159,85	124,59

Elaborado pelo autor.

Na bacia do Rio Capivari, há uma tendência para o aumento dos ângulos de junção (α) proporcional ao aumento da ordem do rio (Gráfico 3), característica que reflete os padrões retangulares com dendritificação dos menores cursos. No entanto, algumas sub-bacias têm comportamentos divergentes: nas sub-bacias do Campos e do Baixo Capivari, não se observa tendência de aumento do ângulo proporcionalmente ao aumento da ordem, mas uma concentração dos maiores ângulos nos rios de terceira ordem e diminuição nas ordens superiores e inferiores. Na sub-bacia do Getúlio, por outro lado, os rios de terceira ordem são os que possuem os menores ângulos. Essa ausência de proporcionalidade entre ordem e ângulo indica que se trata de um padrão retangular, distinto do retangular dendritificado, em que rios de diversas ordens descrevem ângulos próximos aos retos.

Avalia-se a correlação entre os ângulos de confluência e as declividades dos cursos d'água dos tributários, uma vez que maiores declividades induziriam a ângulos de confluência mais agudos (HORTON, 1945). Esta correlação somente não ocorreria em bacias com forte controle estrutural da drenagem. Procurou-se examinar esta relação entre as duas variáveis com a elaboração de um diagrama de dispersão (Tabela 5 e Gráfico 4) e com o cálculo do

coeficiente de correlação de Pearson entre as mesmas. A observação do gráfico e o coeficiente de correlação obtido, igual a 0,06, indicam que a correlação entre as declividades e os ângulos de confluência é desprezível. Nota-se, então, que os ângulos próximos aos retos das confluências são determinados pela estrutura e não pelas declividades dos cursos d'água.

Mapa 46 – Ângulos de junção (α) entre os rios de 2ª ordem ou mais na bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 47 – Ângulos de junção (α) entre os rios de 2ª ordem ou mais na bacia do Rio Capivari – valores interpolados.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Gráfico 3 – Frequência de ângulos de junção em função da ordem do tributário.

Ocorrências

As cores das barras se referem às ordens dos afluentes. Elaborado pelo autor.

Gráfico 4 – Frequência de ângulos de junção em função da declividade.

Declividade (%)

Elaborado pelo autor.

Mapa 48 – Carta de orientação de vertentes da bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Segue-se para a síntese das observações a respeito dos elementos lineares da topografia e de drenagem. A partir da carta de orientações de vertentes (Mapa 48), produziu-se uma carta de lineamentos topográficos (Mapa 49) e, a partir deste, elaboraram-se diagramas de roseta com as frequências dos azimutes dos lineamentos topográficos, com base em seus comprimentos. Registram-se inúmeros canais, divisores e setores de vertentes retilíneos na

bacia, muitos destes alinhados com setores mais distantes, formando grandes lineamentos que atravessam a bacia. Dos lineamentos de maior destaque, menciona-se o que se dispõe na direção SE, da sub-bacia do Embura ao baixo Campos; dois lineamentos N-S que atravessam a bacia em seu setor central e oriental; diversos lineamentos paralelos na direção ENE com suas ramificações, alguns com relevante correspondência em relação a estruturas geológicas mapeadas.

Os azimutes dos lineamentos topográficos se agrupam em duas direções predominantes: um grupo majoritário com direções ENE e NE e um grupo secundário com direções SE e SSE. Na comparação entre as sub-bacias, nota-se a predominância dos lineamentos orientados para ENE e NE em todas elas, com exceção do Embura e do Getúlio, nas quais predominam as orientações de SE e SSE. Uma vez que os falhamentos e as foliações mapeadas têm *strikes* predominantes para ENE e NE, constata-se uma correlação relevante entre os azimutes dos lineamentos e das estruturas geológicas mapeadas, constituindo uma importante evidência do controle estrutural do relevo, apesar da baixa densidade de afloramentos descritos e de sua maior variabilidade local onde descrições mais frequentes existem. As formas complicadas da drenagem, especialmente no setor meridional da bacia, com segmentos retilíneos e inúmeras inflexões, podem refletir um controle e estrutural da drenagem, dada a existência de razoável correspondência entre as direções dos canais e das estruturas.

As direções predominantes obtidas na análise de azimutes dos lineamentos topográficos também se expressam nas direções dos principais rios que cortam a bacia. Optou-se por não elaborar um diagrama de roseta referente às estruturas geológicas, devido à escassez de ocorrências descritas e para se evitar o consequente risco de se levantar falsas interpretações a respeito das mesmas. No entanto, explicita-se, na observação das orientações das principais linhas de drenagem, a maior influência das estruturas com *strikes* para ENE, como foliações e falhas, direção também importante regionalmente. Essas orientações das linhas de drenagem são entendidas por Ab' Sáber (1957) como antecedentes ao ciclo deposicional que deu origem à Bacia Sedimentar de São Paulo, ou seja, remontam ao início do Cenozóico. Deve-se ressaltar que é muito improvável que os rios atuais tenham mantido seus cursos desde então, devido aos movimentos tectônicos registrados para esse intervalo de tempo e ao conjunto de rearranjos proposto, sendo mais prudente afirmar que a tendência geral se manteve, à medida que a incisão prosseguia.

Mapa 49 – Lineamentos topográficos da bacia do Rio Capivari e diagramas de roseta, referentes aos lineamentos topográficos, por sub-bacia.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 50 – Inflexões na rede de drenagem da bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 51 – Inflexões na rede de drenagem da bacia do Rio Capivari e suas associações com outras anomalias de drenagem.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Com base nos dados sobre as direções predominantes dos segmentos retilíneos dos rios, muitos deles participantes das inflexões da drenagem, acredita-se que muitas destas são decorrentes de controle estrutural, sem que tenha ocorrido processos de rearranjos em sua gênese. No entanto, cabe discernir quais casos poderiam ser sugestivos de rearranjos. Em toda a bacia, são identificadas 192 inflexões nos cursos d'água (Mapa 50). As associações entre

inflexões e outros elementos sugestivos de rearranjos de drenagem são apresentados no Mapa 51, considerando-se maior a probabilidade de uma inflexão ser decorrente de rearranjo de drenagem quando associada a outros aspectos típicos desses eventos, decritos no Capítulo 2.

A mais relevante das inflexões, dada a maior preservação das evidências da sua ocorrência, é a do alto Capivari, na junção com o Embura. No entanto, este rio descreve outras inflexões também relevantes. Na proximidade da confluência com o Getúlio, o Capivari apresenta dois cotovelos de destaque, um a montante e o outro a jusante da Cachoeira do Marsilac. No primeiro, o rio passa a fluir para N, após correr cerca de 1.300 m no sentido E, ao passo que no segundo ele volta ao sentido para E. Estas inflexões coincidem com uma intersecção entre duas zonas de alinhamentos, de direções ENE e NNW, sendo elas possivelmente condicionadas estruturalmente. No baixo curso do Rio Capivari, outras inflexões estão presentes. Entre as confluências deste rio com o Claro e com o Monos, ele descreve sucessivas inflexões, à esquerda e à direita, possivelmente encaixado em uma rede de fraturas ortogonais entre si. Já no trecho em que o Capivari atravessa a Serra do Mar, as inflexões tornam-se mais raras, tendo-se em vista a menor quantidade de rios e o papel preponderante do gradiente hipsométrico face às estruturas geológicas no condicionamento da morfologia deste curso d'água. Outros rios, tributários, apresentam inflexões coincidentes com zonas de alinhamentos, como no alto e no médio curso do Rio Capivari, na confluência do Ribeirão Claro com o Ribeirão da Dúvida e na transição entre o alto e o médio curso do Rio dos Monos.

Quanto à distribuição das inflexões dos tributários do Capivari, observa-se a existência de uma faixa de direção ENE que concentra grande parte dos casos, mais próxima da escarpa da Serra do Mar, abrangendo parcelas das sub-bacias do Getúlio, do baixo Capivari, do Monos e do Campos. Trata-se também da região com maior proporção de setores retilíneos da drenagem, então é de se esperar que grande parte dessas inflexões seja estruturalmente condicionada. Algumas, porém, podem ser decorrentes de rearranjos de drenagem e devem ser examinadas. O rio 148, por exemplo, possivelmente passou por uma pequena captura, uma vez que há um colo ao lado de uma inflexão em seu curso, estando o colo posicionado em um nível mais baixo que o do rio, o qual prosseguia para o 142 anteriormente à captura e encontrou uma nova rota mais rápida para alcançar seu nível de base, no baixo Monos. No baixo Capivari, algumas das inflexões também podem ter sido produzidas por rearranjos: 1) uma possível captura do alto curso do 120 por um tributário mais agressivo do rio 119 pode ter produzido as inflexões e os colos aí encontrados; 2) sucessivos rearranjos no baixo curso

do Capivari podem ter produzido um conjunto de colos, inflexões e vales alargados atualmente localizadas próximas da confluência do 157 com o Capivari. Embora haja evidências morfológicas desta migração do baixo Capivari a E por sucessivos rearranjos, a ausência de evidências sedimentológicas nesta área limita a interpretação, sendo necessário que pesquisas futuras elucidem estes possíveis casos.

Na documentação de possíveis casos de reorganização da drenagem, deve-se levar em consideração a morfologia vertical dos sistemas fluviais, descrita em seus perfis longitudinais e transversais, além das características hipsométricas de suas bacias. Entende-se que, após a ocorrência do rearranjo envolvendo as linhas de drenagem, o rio defletido é sujeito a uma queda brusca em seu nível de base (BISHOP, 1995). Deste modo, seus segmentos superiores e inferiores passam a dispor de maior energia para executar trabalho, os primeiros providos de maior gradiente e os últimos providos de maior vazão. Este aumento no potencial fluvial deverá produzir um “rejuvenescimento” dos segmentos a montante e a jusante do local de captura ou desvio. A diferença de declividades entre os segmentos superior e inferior ao local da captura é expressa por um *knickpoint*.

Foram elaborados perfis longitudinais de 204 canais de 3ª a 7ª ordem localizados na bacia do Rio Capivari, os quais são apresentados de maneira normalizada para toda a bacia (Apêndice 2), conforme recomendado por Antón et al. (2014), e em escala para cada sub-bacia integrante. Os perfis longitudinais dos principais afluentes do Capivari são apresentados no Mapa 52 e no Gráfico 5. Nesses perfis longitudinais, aplicaram-se índices geomorfométricos que visam descrever suas concavidades e anomalias de declividades. A concavidade do perfil é descrita conforme o Índice de Concavidade (*IC*), aplicado a todos os rios de terceira ordem ou superiores (Apêndice 5). Já as anomalias na declividade são descritas pelo índice *RDE*, conforme a proposta de Seeber e Gornitz (1983), para a comparação das relações entre declividade e extensão de rios de diferentes dimensões. O Índice foi aplicado aos canais selecionados em seções de 5 m de intervalo vertical, conforme a resolução do mapeamento utilizado na produção do MDE.

Quanto aos perfis longitudinais, predominam os de morfologia côncava, especialmente nos tributários a montante do Rio Capivari e seus respectivos afluentes. Estes podem ser considerados perfis “reliquiais” (ANTÓN et al., 2014), ajustados às condições pré-captura de desenvolvimento da drenagem. Já nas sub-bacias dos tributários a jusante, como nas do Campos, do Monos e mesmo nas dos tributários do baixo Capivari, apresentam-se perfis também retilíneos e convexos, frequentemente interrompidos com diversas irregularidades

nas declividades. A partir do exame dos 204 perfis longitudinais, foram identificados 280 *knickpoints*, dos quais 65 ocorrem na sub-bacia do baixo Capivari, 45 na bacia do Campos e

Mapa 52 – Perfis longitudinais dos principais rios da bacia do Rio Capivari, com escalas proporcionais.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Gráfico 5 – Perfis longitudinais dos principais rios da bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

42 na bacia do Monos, de tal modo que as três sub-bacias são responsáveis por 54,2% de todos os *knickpoints* registrados segundo este critério. Nota-se uma maior concentração de *knickpoints* nos setores de jusante da bacia do Capivari.

Mapa 53 – Índices de Concavidade dos rios de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 54 – Índices RDE_s/RDE_t dos rios de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari, excluindo-se os segmentos superiores rios e os menores dos cursos d'água.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 55 – Declividades dos rios de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

A grande quantidade de *knickpoints* nos setores de jusante das sub-bacias relaciona-se com a forte incisão promovida pelos rios. As altitudes concordantes e retração em relação ao ponto original proporcional às áreas das sub-bacias envolvidas sugerem a atuação das ondas de incisão. Acredita-se que os tributários de jusante tenham sido incorporados há mais tempo à bacia, visto o caráter progressivo da expansão remontante para o planalto. Deste modo, a incisão fluvial teria maior eficácia nesses setores, produzindo vales mais profundos e sobre

litologias mais diversificadas, com a exposição de litologias sotopostas às predominantes no restante da bacia, levando a consideráveis irregulares nos perfis cada vez que nova litologia é atingida. Esta poderia ser a explicação para o perfil longitudinal com forma escalonada do Ribeirão Lajeado. Outros *knickpoints*, localizados a montante, podem ter se instalado no contato entre regiões que estão se ajustando às novas condições daquelas a montante que retêm as características de um estado anterior (WHIPPLE et al., 2011; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Este seria o caso dos *knickpoints* dos setores de jusante das sub-bacias do alto Capivari e do Embura, por exemplo.

Aos perfis longitudinais, aplicou-se o Índice de Concavidade, que visa fornecer uma descrição quantitativa das formas destes (Mapa 53). Observa-se, na bacia do Rio Capivari, a predominância de *IC* na faixa de 0,30 a 0,50. No entanto, há quantidade significativa de rios com *IC* negativos, dos quais 11 se encontram na sub-bacia do baixo Capivari, quatro na sub-bacia do Campos e uma no Monos, concentrados nos setores de jusante da bacia. Também há rios com *IC* negativos a montante, como no caso do próprio Capivari em seus cursos médio e alto, do Embura nas adjacências do cotovelo do alto Capivari, no baixo curso do Dúvida e no rio 51, este último provavelmente sob influência de movimentações ao longo de uma falha de direção ENE. Nota-se que os principais afluentes do Capivari, tributários de quinta ou sexta ordens, apresentam *IC* baixos, possivelmente em resposta ao rebaixamento do nível de base em cada novo rearranjo no avanço regressivo de suas cabeceiras para o interior, com reorganização de todo o sistema de drenagem.

O Índice *RDE*, por sua vez, também é aplicado aos rios de terceira à sétima ordens. Aplicou-se a versão do índice proposta por Seeber e Gornitz (1983), o RDE_s/RDE_t , para a comparação do índice entre rios de diferentes tamanhos (Mapa 54). Neste caso, alguns cursos d'água são desconsiderados por serem muito diminutos, visto que o critério de Seeber e Gornitz (1983) exige a retirada dos primeiros 800 m dos cursos d'água da análise. Por outro lado, todos os perfis longitudinais de rios de 3ª ordem ou mais foram aproveitados para a elaboração de carta que visa descrever as declividades dos cursos d'água (Mapa 55).

Observa-se uma distribuição desigual dos índices RDE_s/RDE_t predominantes entre as sub-bacias: nas sub-bacias dos tributários de montante do Rio Capivari os índices são baixos, raramente ultrapassando o valor 2,0, ao passo que nos tributários de jusante os valores superiores a 10,0 são frequentemente alcançados, levando à formação de *knickzonas*, por vezes extensas, discriminadas em anomalias de primeira ordem e de segunda ordem. Nos baixos setores, as declividades elevadas e as maiores distâncias das nascentes produzem

significativa elevação dos índices RDE_s/RDE_t . Esses dados sugerem que os segmentos fluviais de jusante possuem forte potencial erosivo, o que explica os vales extremamente incisos e o grande anfiteatro observados nestes setores.

Mapa 56 – *Knickpoints*, identificados conforme aplicação do índice RDE_s .

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Mapa 57 – Valores interpolados das altitudes dos *knickpoints* da bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Para o estudo geo-espacial dos *knickpoints*, convencionou-se que um *knickpoint* corresponderia a um início de segmento com valor de RDE_s superior a 30, uma vez que as principais rupturas observadas nos perfis longitudinais coincidiam com segmentos em que esse valor era ultrapassado. Ao se fixar o valor 30, foi possível elaborar um mapa com a distribuição espacial de *knickpoints*, com base em um índice geomorfométrico reconhecido (Mapa 56), permitindo avaliar as relações entre eles e suas origens. Esses *knickpoints* tiveram suas altitudes registradas e os valores foram interpolados, para se produzir o Mapa 57.

Os *knickpoints* posicionados nos segmentos de jusante dos principais rios da bacia não necessariamente coincidem com estruturas geológicas, sendo que muitos deles provavelmente

são correlacionados a ondas de incisão, as quais têm se propagado para montante a partir dos rios principais a jusante. Como ressaltam Brocard et al. (2007), essas ondas de incisão que aparentemente se propagam a partir de um ponto inicial podem ser indicadoras de rearranjos de drenagem, desde que estejam ausentes os indicadores de movimentos tectônicos ou alguma diversidade litológica que as justifiquem.

Ao se considerar o papel dos rearranjos de drenagem nesta bacia, destaca-se a diferença observada entre os baixos RDE_s do alto Capivari e os maiores valores observados nos segmentos de jusante, remetendo à noção de que estes ainda se encontrariam num estágio ajustado às condições pré-captura, por não terem sido ainda atingidas por ondas de incisão provenientes deste sítio. Conforme Mikesell et al. (2010), o perfil do rio capturado mantém-se íngreme até que um novo perfil acomode o novo suprimento de sedimentos e a nova descarga se desenvolva. Enquanto isto não acontece, persiste o *knickpoint*.

Nota-se que os segmentos deformados dos cursos d'água formam um padrão espacial no qual suas altitudes são semelhantes em zonas grosseiramente concêntricas ao anfiteatro escavado pelo Rio Capivari na Serra do Mar. Acredita-se que os *knickpoints* e as *knickzonas* desta bacia estejam associadas a essas ondas de incisão, as quais têm como ponto de partida o segmento do Rio Capivari que atravessa a escarpa. Este provavelmente seria herdado de um antigo pequeno curso d'água que nascia no topo da escarpa e se dirigia para o litoral, tendo encontrado vantagem erosiva em relação aos demais rios da escarpa, incorporando novas linhas e áreas de drenagem por rearranjos e tornando-se dominante pelo *feedback* positivo entre a incorporação de novas áreas e segmentos e o aumento do potencial erosivo.

A disposição dos *knickpoints* e das *knickzonas* em zonas concêntricas segundo o nível hipsométrico refletiria, portanto, o conjunto de reorganizações da drenagem decorrentes da expansão da drenagem litorânea em sentido ao planalto. O próprio cotovelo do alto Capivari, o mais evidente da bacia, associa-se a um desses *knickpoints*, correlacionado altimetricamente a outros localizados num cinturão que atravessa o alto Dúvida e o alto Monos, possivelmente relacionados a rearranjos de idades semelhantes. As *knickzonas* do médio curso do Rio Capivari, a jusante da confluência com o Getúlio, por sua vez, correlacionam-se com aquelas localizados no Alto Campos. As *knickzonas* do baixo Capivari, por sua vez, correlacionam-se com os do baixo Campos, podendo ser os mais antigos vestígios de rearranjos de drenagem. Isto abre a possibilidade dessas *knickzonas* serem cronologicamente significativas, a ser testada em futuras pesquisas.

Mapa 58 – Índices de Sinuosidade dos principais rios aluviais da bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Considerando-se que os rios aluviais podem reagir a mudanças nos seus gradientes aumentando suas sinuosidades, aplicou-se o Índice de Sinuosidade (*IS*) nos rios aluviais da bacia do Rio Capivari (Mapa 58). Observa-se que, de forma geral, os *IS* são maiores em segmentos menos declivosos, enquanto as sinuosidades aumentam nos segmentos mais íngremes. Se, por um lado, isto contraria as expectativas (LEOPOLD et al., 1964; SCHUMM, 1993; ZÁMOLYI et al., 2010), por outro lado, nota-se que os segmentos mais sinuosos são

também os que as planícies aluviais se apresentam com maiores larguras. Deste modo, o fato de alguns segmentos serem mais sinuosos, como no caso do baixo Getúlio, podem refletir simplesmente uma maior liberdade oferecida por sua planície de inundação mais larga. Os únicos segmentos em que ocorre aumento de sinuosidade conjuntamente com aumento local de declividade encontram-se no Ribeirão da Dúvida e no Rio dos Monos. A coincidência na distribuição desses segmentos sinuosos em rios aluviais com um lineamento prolongado de direção ENE pode ser relevante tectonicamente.

A análise bidimensional dos sistemas fluviais, proporcionada pelo estudo dos perfis longitudinais, deve ser complementada pela análise tridimensional das hipsometrias de suas respectivas bacias, com elaboração de perfis e integrais hipsométricos (*IH*) das mesmas (Mapa 59). A análise hipsométrica foi aplicada às 204 sub-bacias de 3ª ordem presentes na bacia (Apêndice 6). Em um nível mais geral, também foram elaborados e comparados os perfis e as *IH* das nove principais sub-divisões da bacia do Capivari. Parte-se da ideia de que os perfis e as integrais hipsométricas são sensíveis a forçantes como a tectônica, a estrutura e o clima (CHEN et al., 2003).

Quanto aos perfis hipsométricos, ao se comparar as nove sub-bacias, nota-se o formato sinuoso de sua maioria, com exceção da sub-bacia do baixo Capivari, de forma convexa. As formas sinuosas dos perfis refletem a predominância dos níveis médios e uma relativa escassez dos níveis baixos e altos. Isto seria indicativo dos processos de incisão focalizados ao longo dos baixos cursos dos principais rios, o que seria interpretado no contexto da proposição inicial deste método (STRAHLER, 1952b) como um “rejuvenescimento” extensivo da drenagem. Mostra-se também que os rios destas bacias têm, em geral, forte potencial erosivo, uma vez que a escassez de níveis baixos reflete significativos desníveis em relação aos respectivos níveis de base. Na sub-bacia do baixo Capivari, por sua vez, predominam níveis relativamente mais elevados, sendo escassos os níveis médios e baixos, um reflexo da forte incisão que formou o anfiteatro no baixo curso do Capivari, que introduz níveis muito mais baixos que no restante da sub-bacia e deforma consideravelmente seu perfil hipsométrico. A bacia do Rio Capivari como um todo tem um perfil ainda mais convexo, visto que os médios e baixos níveis são muito restritos espacialmente.

No caso dos perfis hipsométricos das sub-bacias de terceira ordem (Mapa 60), observa-se a predominância dos perfis sinuosos e a baixa proporção de perfis côncavos. A maioria dos perfis côncavos se concentra na sub-bacia do alto Capivari, em que não há ainda significativa incisão pelos cursos d'água. Nota-se que, mesmo nesta sub-bacia, também existem perfis

sinuosos e retilíneos, que se concentram no entorno do cotovelo do alto Capivari, uma evidência da incisão pós-captura. Na sub-bacia do Embura, destaca-se a concavidade do perfil hipsométrico da sub-bacia 35, onde se encontra o colo do divisor Embura-Jurubatuba. Trata-se da sub-bacia com maior proporção de níveis baixos dentre as sub-bacias de terceira ordem do Embura, refletindo a influência da vasta planície que se encontra nela, antes ocupada pelo segmento decapitado do Capivari, a qual ainda não começou a ser entalhada significativamente por erosão regressiva por parte do Embura. Nas sub-bacias de terceira ordem situadas no médio Capivari, no Claro, no Monos, no Campos e no baixo Capivari, há perfis hipsométricos com nítidas deformações, especialmente nos setores de jusante, refletindo o ajuste à redução do nível de base e o avanço da erosão regressiva. Na sub-bacia do Rio dos Campos, ressalta-se a morfologia irregular dos perfis hipsométricos, possivelmente relacionado a sucessivas retomadas na incisão vinculadas a sucessivos rearranjos.

Mapa 59 – Análise hipsométrica da bacia do Rio Capivari.

Mapa 60 – Análise hipsométrica da bacia do Rio Capivari, conforme suas sub-bacias de 3ª ordem.

O cálculo da Integral Hipsométrica (*IH*) foi aplicado às nove sub-bacias e às 204 sub-bacias de terceira ordem estudadas (Mapas 59 e 60). Esse índice, que expressa o volume da bacia que ainda não foi erodido, ao ser aplicado nas nove sub-bacias, mostra que as do Ribeirão do Getúlio e do alto curso do Rio Capivari têm os menores valores, respectivamente 0,33 e 0,34. Na sequência, a sub-bacia do Embura atinge 0,37 e a do Claro 0,39. Tratam-se também das bacias com as maiores concavidades e menores índices *RDE*. Já as sub-bacias do baixo Capivari e do Campos possuem os maiores valores, respectivamente 0,76 e 0,53, refletindo seus perfis hipsométricos convexizados. A bacia do Rio Capivari como um todo tem *IH* igual a 0,85, refletindo a baixíssima participação dos setores médios e baixos e o grande volume de material rochoso a ser erodido, devido ao destacado potencial erosivo de seus cursos d'água. Quanto às sub-bacias de terceira ordem, ressaltam-se os baixos valores verificados nas sub-bacias do alto Capivari e do Embura, em contraste com os altos valores identificados na sub-bacia do médio Capivari, nos setores meridionais do baixo Capivari e na sub-bacia do Campos, mais um indicativo de que a incisão é mais intensa nos setores de jusante que de montante. Não há, em geral, correlação entre os valores de *IH* e as áreas das sub-bacias, conforme a aplicação dos diagramas de dispersão e do cálculo de coeficiente de correlação, indicando que as duas variáveis são independentes entre si.

Há uma importante diversificação nos valores de *IH* das sub-bacias de terceira ordem no interior das nove grandes sub-bacias. São significativos os altos valores obtidos no entorno do cotovelo do alto curso do Capivari. Como informa Brocard et al. (2007), um evento de captura pode gerar uma onda de incisão, que se propaga para montante e/ou jusante, resultando em um aumento das taxas erosivas no entorno de seu sítio. Deste modo, esses valores ressaltantes de *IH* no entorno do cotovelo indicariam, localmente, a importância da incisão que seguiu a captura. Altos valores de *IH* também são obtidos na sub-bacia do Claro, coincidentes espacialmente com *knickzonas* e *knickpoints*. Na sub-bacia do Monos, notam-se maiores *IH* nos setores de jusante, enquanto na sub-bacia dos Campos, os altos valores são distribuídos de maneira generalizada. No baixo Capivari, especialmente no trecho de serra, os *IH* são ainda mais elevados e associam-se perfis bastante convexizados. Mesmo nesta escala, mantém-se a tendência de maiores *IH* nas bacias mais próximas da desembocadura do Capivari que na região de cabeceiras. Nota-se que, mesmo próximos a sub-bacias com altas *IH*, encontram-se outras sub-bacias com baixos valores, um indicativo de que as ondas de incisão se propagam de forma seletiva entre os rios.

Mapa 61 – Índices V_f de diversos segmentos dos canais de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

A aplicação do índice V_f , que compara a largura dos fundos dos vales com sua profundidade média, constitui mais um indicador do grau de incisão da drenagem. Altos valores indicam vales mais largos e menos profundos, sugerindo-se a predominância dos processos de alargamento por erosão lateral em seu desenvolvimento (ANTÓN et al., 2014). Baixos valores do índice V_f são indicativos de vales em “V” e são geralmente interpretados

como indicadores de queda no nível de base e incisão ativa (BULL e McFADDEN, 1977; ANTÓN et al., 2014). As mensurações dos valores que compõem o índice foram realizadas a cada 200 m nos vales fluviais dos rios de 3ª a 7ª ordem, resultando em 621 pontos no conjunto da bacia (Apêndice 7). Na bacia do Capivari, de modo geral, os índices V_f apresentam maiores valores nos rios mais distantes da desembocadura do Capivari que nos mais próximos, indicando vales mais amplos a montante e mais incisos a jusante. Correlacionando-se com outros índices, nota-se que as sub-bacias com menores valores de V_f são aquelas que normalmente apresentam menores IC , maiores RDE_s e RDE_s/RDE_t , maiores IH e maiores convexidades em seus perfis hipsométricos, constituindo um indicador adicional da incisão fluvial de grandes proporções que ocorre nestas áreas.

Alguns agrupamentos de baixos valores do índice V_f são significativos. Nas sub-bacias do alto Capivari e do Embura, os índices são comparativamente altos, tornando-se mais baixos nas adjacências do cotovelo de captura. No médio curso do Rio Capivari e em alguns de seus tributários, a jusante da captura, também se identifica outro importante agrupamento de baixos valores, indicando forte incisão localizada. Na sub-bacia do Ribeirão Claro, entre as confluências com os rios 87 e 90, baixos valores também são descritos. Nos setores mais baixos das sub-bacias do Monos, do Campos e do baixo Capivari, os índices V_f encontram seus menores valores, indicando a existência dos vales mais incisos da bacia nesta região. Em geral, os segmentos que apresentam menores V_f também são os que também possuem menores IC e maiores valores de RDE_s , apontando-se uma convergência entre os índices aplicados nas áreas em que há maior incisão.

O índice de densidade de drenagem (Dd) é relevante na caracterização do grau de dissecação das bacias hidrográficas. Considerando-se uma superfície contínua com valores de Dd calculada para toda a bacia (Mapa 62), nota-se que os maiores valores de Dd ocorrem em dois setores próximos à escarpa da Serra do Mar: o primeiro deles correspondente à região de cabeceiras do alto Capivari e do Getúlio, com valores de Dd entre 8 e 9,5 km/km²; o segundo, mais extenso, estende-se da região da confluência Getúlio-Capivari até a sub-bacia do Rio dos Campos, com um prolongamento para N até o médio curso do Ribeirão da Dúvida, no qual os valores variam de 7,5 a 9,5 km/km². Esses dados, obtidos por interpolação de observações realizadas em quadrículas de 1 x 1 km com uso da krigagem ordinária, ignoram altos valores locais, como no caso de pequenas sub-bacias de terceira ordem, com áreas inferiores a 1 km² as quais retornaram valores de Dd de até 14,7 km/km², em um dos tributários do alto curso do Getúlio.

Mapa 62 – Densidade de drenagem da bacia do Rio Capivari – distribuição contínua.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Os menores valores de Dd são obtidos nos setores limítrofes da bacia do Capivari: na sub-bacia do Embura, as densidades de drenagem chegam a um mínimo de 3,5 km/km² no limite com a bacia do Embu-Guaçu, em seu setor NW; na sub-bacia do Monos chegam a 4,2 km/km², em seu setor N, no limite com a bacia do Jurubatuba; na sub-bacia do baixo Capivari, chegam a 3,6 km/km², na região do exutório da bacia. Nota-se que, enquanto duas

zonas de baixa *Dd* remetem a antigos exutórios, o terceiro remete a um exutório atual. Deste modo, as *Dd* também podem ser consideradas indicativas dos maiores casos de rearranjos de drenagem na bacia do Capivari, com baixos valores associados a exutórios e paleo-exutórios.

Há outros fatores que podem explicar algumas das diferenças nos índices de *Dd* identificados na bacia, como o litoestrutural e o climático. Considerando-se o fator litoestrutura, nota-se que nas sub-bacias do Embura e do Claro encontram-se coberturas de sedimentos terciários e ocorrências de xistos (CPRM, 2016). Os sedimentos terciários e os xistos, estes últimos intensamente fraturados, ocasionariam menor geração de *runoff*, levando à manutenção de uma menor extensão de cursos d'água. Neste caso, o fator litoestrutural explicaria em parte a menor *Dd* dos setores setentrionais da bacia. Por outro lado, nos setores meridionais extremos da bacia do Capivari, verificam-se os maiores valores de *Dd*, superiores inclusive a outras áreas de mesmas litologias. Neste setor, a variável divergente na comparação com os setores setentrionais da bacia é a pluviosidade. Os setores meridionais recebem uma carga de precipitação significativamente maior que os demais, ultrapassando os 3.000 mm anuais frente a valores entre 1.600 e 2.200 mm anuais a N. Neste caso, a grande disponibilidade de água, possibilitada pelo efeito orográfico da escarpa da Serra do Mar, também contribuiria para o aumento local da *Dd*.

O grau de dissecação das bacias hidrográficas também se reflete nas morfologias dos vales escavados pelos sistemas fluviais. Estas podem ser descritas graficamente a partir da elaboração de perfis transversais (Apêndice 3). A análise destes perfis atesta a predominância de vales em “V” nos setores de jusante da bacia do Rio Capivari. Nos segmentos transversos à Serra do Mar, vales extremamente profundos e com vertentes muito declivosas resultam do alto potencial erosivo dos rios localizados neste setor. Uma observação minuciosa dos perfis transversais e sua comparação com os demais índices apresentados mostra a concordância espacial entre perfis mais incisos e knickzonas. Em alguns transectos, como por exemplo os perfis 9, 10, 51 e 67, é destacada a associação entre vales mais estreitos e knickzonas, possivelmente como resposta a sucessivas ondas de incisão. Já os vales mais amplos são identificados nas sub-bacias do Embura e do Monos, mostrando-se largos, com fundo plano e pouco declivosos nos flancos. As larguras dos vales, comparadas com as dos canais fluviais neles existentes, constituem importante critério para identificação de rearranjos de drenagem. Afinal, espera-se que a largura de um vale seja proporcional à descarga do rio que nele flui, tendo-se em vista que os vales são escavados pelos rios neles existentes (TWIDALE, 2004).

Um critério para se distinguir o subdimensionamento dos cursos d'água por razões climáticas ou por rearranjos de drenagem consiste na observação da distribuição de casos deste fenômeno em uma dada região: se sua ocorrência for generalizada, é favorecida a hipótese de mudança climática, que atinge toda a região; se a ocorrência for essencialmente localizada, a hipótese de rearranjo é favorecida (DURY, 1964). A observação dos 134 perfis transversais elaborados para representar os principais vales da bacia do Capivari permite concluir que o subdimensionamento dos rios em relação aos vales, observado em campo e deduzido do mapeamento da rede de drenagem, não é fato generalizado no interior da bacia. Sendo este um fenômeno restrito às sub-bacias do Embura e do Monos, o mesmo favorece a hipótese de que ambas teriam sido submetidas a rearranjos de drenagem. Observa-se, ainda, que nas bacias do Embura e do Monos as larguras dos vales, progressivamente menores a jusante, não se ajustam às descargas de seus respectivos rios, cada vez maiores a jusante com a incorporação das vazões dos seus tributários. No caso do Embura, é possível contrastar esse comportamento com o observado no alto Capivari, sub-bacia na qual os vales se tornam mais largos para jusante, portanto ajustados em relação à descarga, e manutenção da tendência de ampliação da largura do vale no Embura no sentido montante.

Os colos presentes nos divisores de drenagem também são compreendidos como evidências de rearranjos de drenagem, desde que associados às demais evidências desses fenômenos. Essas feições podem representar antigos trechos de vales fluviais preservados nos divisores, podendo se encontrar mais elevados e drenados, no caso de remanescentes de vales mais antigos, ou então mais rebaixados e mal drenados, formando campos úmidos. Em toda a bacia do Rio Capivari, são registrados 142 colos, dos quais 49 localizam-se na sub-bacia do baixo Capivari, 24 na sub-bacia do Campos e 21 na sub-bacia do Getúlio. Com a observação da distribuição dos colos (Mapa 51), nota-se que os mesmos estão concentrados nos setores meridionais da bacia, assim como as knickzonas e as inflexões. A associação de muitos desses colos com segmentos retilíneos dos cursos d'água sugere que a presença deles deve responder à influência de estruturas geológicas, favorecendo o maior rebaixamento por intemperismo e incisão fluvial ao longo das linhas de descontinuidade nas rochas. Outros colos, associados a knickzonas e a cotovelos, são relevantes no contexto de rearranjos de drenagem. Três desses colos assumem grande importância no estudo dos rearranjos de drenagem, por sua associação a sub-bacias com padrões anômalos do tipo *barbed*, nas sub-bacias do Embura, do Dúvida e do Monos.

O posicionamento espacial relativo dos colos dentro da rede de drenagem, combinado com suas altitudes relativas, pode ser utilizado para se interpretar o posicionamento temporal dentro da rede de drenagem e ajuda na compreensão da evolução da bacia por meio de sucessivas capturas (MATHER, 2000a). No setor SE, alguns colos também parecem ter se originado por rearranjo, como os diversos colos observados na região da confluência do rio 157 com o Rio Capivari, que poderiam ter sido antigos sítios de passagem do baixo curso do Capivari, que teria migrado progressivamente para E. Não há, como no caso dos *knickpoints*, a formação de zonas concêntricas a partir do anfiteatro, de tal modo que as altitudes dos colos e de anomalias adjacentes são utilizadas no estudo das possíveis capturas.

O colo de maior destaque neste estudo, situado no divisor de águas entre o Ribeirão Embura e o Ribeirão Vermelho é estudado do ponto de vista sedimentológico. A coleta de sedimentos visa testar a hipótese de que este colo já tenha dado lugar a um sistema fluvial. Ele pertenceria ao prolongamento do alto curso do Capivari quando este fluía para a bacia do Embu-Guaçu. A altitude deste colo foi comparada com as de terraços próximos ao cotovelo de captura do alto Capivari e com a do perfil longitudinal do alto curso do Rio Capivari de maneira gráfica (Figura 48). Supõe-se que os terraços, remanescentes da planície aluvial pré-captura, teriam sido abandonados após o abrupto rebaixamento do nível de base local e incisão resultante.

Figura 48 – Diagrama esquemático das altitudes correlacionadas dos colos, terraços e perfis longitudinais dos rios envolvidos na captura do alto Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Na Figura 48, a concordância altimétrica entre o alto curso do Capivari, o terraço (~753 m) e o colo (~751 m) são visíveis e definem um paleo-perfil longitudinal consistente com um cenário pré-captura do rio Capivari. Rupturas no perfil longitudinal são encontradas a jusante e a montante da captura. Os *knickpoints* e as convexidades observados no perfil são explicáveis pelo aumento da incisão após o abrupto rebaixamento no nível de base proporcionado pela captura. O Embura teria se desenvolvido apenas após a captura fluvial, na medida em que o divisor de águas entre o Capivari e o Embu-Guaçu e o colo aí localizado se deslocaram para NE, à medida em que o Capivari expandia sua área de contribuição por processos de decapitação (BISHOP, 1995).

A distribuição de terraços fluviais na bacia do Rio Capivari também é significativa para o estudo dos rearranjos de drenagem, uma vez que estas feições podem fornecer informações importantes no estudo do desenvolvimento desses sistemas. Sua distribuição espacial ainda traz uma medida da abrangência dos processos de incisão fluvial. Após uma inspeção visual em fotografias aéreas, nota-se a limitação espacial dos terraços, presentes apenas nas adjacências do cotovelo do alto Capivari (Mapa 63). Estes terraços (Fotos 17 e 18), adjacentes ao baixo curso do Embura e na transição entre o alto e o médio Capivari, em ambas as margens, indicam abandono de antigas planícies de inundação em decorrência de incisão fluvial. Esses terraços possuem larguras entre 100 e 200 m e se desenvolvem em ambos os lados do rio Capivari, apresentando-se bem preservados e com níveis concordantes, ou seja, parelhados. A boa preservação dos terraços sugere a juventude dos mesmos. Já o parelhamento dos terraços sugere rapidez na sua formação suficientemente grande para impedir significativa migração lateral por parte do rio durante a incisão, além de indicar que os terraços devem ser frutos de um único evento de incisão.

Se a abrangência espacial restrita dos terraços corrobora com a hipótese de captura fluvial do alto Capivari, por outro lado ele se torna problemática ao se considerar o restante da bacia. Afinal, se houve outros rearranjos de drenagem na bacia do rio Capivari, produzindo inflexões, colos e knickzonas, por que não há terraços? É possível que a resposta esteja na antiguidade dos demais terraços que poderiam ter sido produzidos, de tal modo que a própria incisão posterior aos rearranjos teria eficácia suficiente para obliterá-los. Outro possível fator seria o fato de alguns rearranjos terem envolvido rios de leitos rochosos, de menor ordem e posição mais elevada. Uma interferência entre dois rios de leitos rochosos não deixaria

Mapa 63 – Abrangência espacial dos terraços fluviais na bacia do Rio Capivari.

Base de dados: SMUL/DEINFO – PMSP (2004). Elaborado pelo autor.

Foto 17 – Vista do terraço fluvial da margem direita do Embura, a partir de outro terraço fluvial localizado na margem oposta.

Obtida pelo autor.

Foto 18 – Vista do terraço fluvial da margem direita do Embura a partir da vertente adjacente.

Obtida pelo autor.

terraços como vestígios, uma vez que neles já não havia alúvio acumulado para a produção dos *treads* dos terraços. No caso dos sistemas fluviais aparentemente revertidos, como Dúvida e o Monos, também não se identificaram terraços, indicando não ter havido significativa incisão nos segmentos aluviais desses sistemas posteriormente à reversão.

Com os dados expostos, apresenta-se um conjunto de evidências morfológicas que favorecem a hipótese de rearranjo de drenagem do alto curso do Rio Capivari: um cotovelo bem marcado separando seu alto e médio cursos; um padrão *barbed* mais ou menos alterado na sub-bacia do Embura, indicando reversão de drenagem neste segmento que cresceu como rio obsequente a partir do cotovelo de captura; deformações nos perfis longitudinais do Capivari, do Embura e dos demais rios adjacentes ao sítio da captura, como mostram os perfis longitudinais e as aplicações dos índices de concavidade, RDE_s e RDE_s/RDE_t ; diferenças nos níveis de dissecação entre o alto Capivari e o restante da bacia, a presença de um colo separando as drenagens do Embura e do Vermelho, subdimensionamento do Embura em relação a seu vale, indicando que no passado haveria um sistema fluvial com maiores dimensões. Com base nas observações referentes ao grau de incisão da paisagem, revelando maior intensidade na incisão dos canais fluviais de jusantes, considera-se mais provável tratar-se de uma captura que de um desvio fluvial, implicando uma significativa importância dos processos de extensão remontante para sua ocorrência.

Outros setores da sub-bacia devem ter sofrido rearranjos recentes, como no caso do alto Monos e do alto Dúvida, por apresentarem padrão *barbed*, knickzonas, subdimensionamento dos rios em relação aos vales e colos bem destacados. A baixa incisão dos setores mais elevados desses sistemas fluviais e a posição altimétricas dos *knickpoints*, concordantes com a do *knickpoint* associado à captura do alto Capivari sugerem alguma contemporaneidade entre esses eventos. Rios menores da bacia do Rio Capivari, como os rios: 24, 120, 148, 152, 164, 183 e 184 também exibem indicadores morfológicos de rearranjos de drenagem, como associação entre inflexões, colos e *knickpoints*.

Compreende-se, todavia, que evidências morfológicas não são suficientes para se caracterizar os rearranjos de drenagem, sendo necessário dados sedimentológicos que permitam testar a hipótese da pesquisa. De todos os possíveis rearranjos apontados na bacia pela aplicação dos índices geomorfométricos, seleciona-se o caso da captura do alto curso do Rio Capivari, para o estudo sedimentológico e geocronológico, cujas evidências de rearranjos mostram-se mais preservadas na paisagem.

5.2. INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS DA CAPTURA DO ALTO CURSO DO RIO CAPIVARI

A correlação entre depósitos fluviais de segmentos de cursos d'água separados por rearranjo de drenagem pode subsidiar a identificação deste tipo de fenômeno, especialmente naqueles casos em que um depósito possui constituintes mineralógicos não mais condizentes com o atual arranjo dos rios. Nesta pesquisa, o estudo dos indicadores sedimentológicos de rearranjos de drenagem se concentra na região do alto curso do Rio Capivari. O baixo nível de detalhamento do mapeamento geológico disponível dificulta a aplicação da metodologia de Zaprowski et al. (2002), baseada na mineralogia de cascalhos. É necessário aplicar uma abordagem que considere outros aspectos dos sedimentos analisados, como a granulometria, o arredondamento e a textura superficial das frações areia e cascalho.

Selecionaram-se quatro áreas para análise dos sedimentos, *in loco* e em laboratório: um corte localizado na margem esquerda do Rio Capivari em seu alto curso; terraços fluviais adjacentes ao cotovelo de captura; um colo situado no divisor de águas entre o Ribeirão Embura e o Ribeirão Vermelho, este último situado na bacia do Rio Embu-Guaçu; e um talude arenoso localizado na margem direita do Rio Capivari em seu médio curso, poucos metros a jusante da Cachoeira do Marsilac. Procurou-se avaliar se os sedimentos do alto Capivari, dos terraços e do colo são semelhantes em suas características granulométricas, mineralógicas e morfoscópicas e se os sedimentos fluviais do talude ao lado da cachoeira registram alguma mudança no aporte de sedimentos relacionável a uma captura.

5.2.1. Perfis e tradagens

Quatro perfis são descritos em campo: o perfil PA, localizado na margem esquerda do alto curso do Rio Capivari, cerca de 4,4 km a montante do cotovelo de captura; os perfis PT1 e PT2, localizados em terraços fluviais adjacentes ao referido cotovelo; e o perfil PC, localizado na margem direita do médio curso do Rio Capivari, poucos metros a jusante da Cachoeira do Marsilac. Não se abriram perfis ou trincheiras na região do colo Embura-Vermelho, por se tratar de uma área rebaixada e úmida, impedindo a execução desse tipo de trabalho.

Foto 19 – Perfil PA – Alto Capivari

Obtida pelo autor.

Perfil: Alto Capivari – PA (Foto 19)

Localização: Estrada sem nome, cerca de 2,0 km da Estrada da Ponte Alta, São Paulo – SP.

Coordenadas: 23°56'37,25" S, 46°43'58,11"W.

Altitude: 765 m

Litologia: Sedimentos aluviais quaternários

Pedregosidade: sem pedregosidade

Relevo local: suave

Drenagem: bem drenado

Vegetação primária: Floresta Ombrófila Densa – Mata Atlântica

Uso atual: mata secundária

Horizonte 1 – 0-14 cm, bruno claro (5YR6/4, seco e 5YR3/4, úmido), arenoso, sem estrutura, solta, solta, não plástica, não pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 2 – 14-44 cm, bruno claro (5YR6/4, seco e 5YR4/4, úmido), arenoso, sem estrutura, solta, solta, não plástica, não pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 3 – 44-50 cm, bruno claro (5YR5/6, seco e 10YR2/2, úmido), arenoso, fraca, grande, blocos subangulares, macia, muito friável, não plástica, não pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 4 – 50-55 cm, bruno muito claro-acinzentado (10YR8/2, seco e 5YR5/6, úmido), arenoso, sem estrutura, solta, solta, não plástica, não pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 5 – 55-135 cm, bruno moderado (5YR4/4, seco e úmido), arenoso, fraca, grande, blocos sub-angulares, macia, solta, não plástica, não pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 6 – 135-205 cm +, bruno moderado (5YR4/4, seco e úmido), arenoso, fraca, grande, blocos sub-angulares, macia, muito friável, não plástica, não pegajosa.

Foto 20 – Perfil PT1 – Terraço I

Obtida pelo autor.

Perfil: Terraço I – PT1 (Foto 20)

Localização: Estrada da Ponte Seca, s/n., cerca de 2,1 km da Estrada do Marsilac, São Paulo – SP.

Coordenadas: 23°55'02,34"S, 46°43'43,63"W.

Altitude: 753 m

Litologia: Sedimentos aluviais quaternários

Pedregosidade: pouco pedregosa

Relevo local: suave

Drenagem: bem drenado

Vegetação primária: Floresta Ombrófila Densa – Mata Atlântica

Uso atual: mata secundária

Horizonte 1 – 0-24 cm, pardo amarelado pálido (10YR6/2, seco e 5Y7/2, úmido), arenoso, moderada, pequena e média, blocos subangulares, macia, friável, não plástica, ligeiramente pegajosa, transição difusa e plana.

Horizonte 2 – 24-60 cm, cinza amarelado (5Y 7/2, seco e úmido), arenoso, moderada, grande, blocos subangulares, macia, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa, transição difusa e plana.

Horizonte 3 – 60-94 cm, cinza amarelado (5Y 7/2, seco e úmido), arenoso, moderada, média, blocos subangulares, macia, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa, transição gradual e plana.

Horizonte 4 – 94-135 cm +, amarelo sombrio (5Y 6/4, seco e úmido), areno siltoso, maciça, cascalhos ausentes, macio, muito friável, não plástica, não pegajosa.

Observações: presença de cascalhos nos horizontes 2 e 3, com maiores clastos no horizonte 3 (até 6 cm no eixo maior)

Perfil: Terraço II – PT2 (Foto 21)

Localização: Estrada da Ponta Seca, s/n., cerca de 2,9 km da Estrada do Marsilac, São Paulo – SP.

Coordenadas: 23°55'21,53" S, 46°43'41,88"W.

Altitude: 753 m

Litologia: Sedimentos aluviais quaternários

Pedregosidade: sem pedregosidade

Foto 21 – Perfil PT2 – Terraço II

Obtida pelo autor.

Relevo local: suave

Drenagem: bem drenado

Vegetação primária: Floresta Ombrófila Densa – Mata Atlântica

Uso atual: mata secundária

Horizonte 1 – 0-7 cm, pardo acinzentado escuro (10YR4/2, seco e úmido), arenoso, moderada, pequena, blocos subangulares, macia, solta, não plástica, ligeiramente pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 2 – 7-67 cm, amarelo pardacento (10YR6/6, seco e 5Y7/6, úmido), arenoso, moderada, média, blocos subangulares, ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa, transição gradual plana.

Horizonte 3 – 67-110 cm, pardo amarelado (10YR5/4, seco e 10YR7/4, úmido), areno argiloso, moderada, grande, blocos angulares, macia, muito friável, plástica e pegajosa, transição difusa e plana.

Horizonte 4 – 110-180 cm +, cinza amarelado (5Y7/2, seco e molhado), arenoso, maciço, solta, muito friável, não pegajosa e não plástica.

Perfil: Cachoeira do Marsilac – PC (Foto 22)

Localização: Estrada do Marsilac, s/n., cerca de 2,9 km da Estrada do Marsilac, São Paulo – SP.

Coordenadas: 23°55'21,53" S, 46°43'41,88"W.

Altitude: 722 m

Litologia: Sedimentos aluviais quaternários

Pedregosidade: sem pedregosidade

Relevo local: suave

Drenagem: bem drenado

Vegetação primária: Floresta Ombrófila Densa – Mata Atlântica

Uso atual: mata secundária

Horizonte 1 – 0-160 cm, bruno claro (5YR6/4, seco e 5YR3/4, úmido), areno-argiloso, moderada, grande, blocos subangulares, macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa, transição difusa plana.

Horizonte 2 – 160-265 cm, bruno claro (5YR6/4, seco e 5YR3/4, úmido), arenoso, fraca, grande, blocos subangulares, macia, solta, não plástica, não pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 3 – 265-320 cm, bruno claro (5YR6/4, seco e 5YR3/4, úmido), areno-argiloso, moderada, média, blocos subangulares, macia, solta, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa, transição abrupta plana.

Horizonte 4 – 320 -350 cm, bruno moderado (5YR4/4, seco e úmido), arenoso, sem estrutura, solta, solta, não plástica, não pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 5 – 350-400 cm, bruno moderado (5YR4/4, seco e úmido), areno-argiloso, moderada, grande, blocos subangulares, macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa, transição clara plana.

Horizonte 6 – 400-450 cm +, bruno moderado (5YR4/4, seco e úmido), areno-argiloso, moderada, grande, blocos subangulares, macia, muito friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa.

Observações: alta proporção de minerais micáceos no horizonte 5.

Foto 22 – Perfil PC – Cachoeira do Marsilac – segmento superior

Obtida por: Hellen Cristina de Almeida Barreto.

O perfil PA – Alto Capivari apresenta coloração predominantemente clara, com ligeiro escurecimento nos horizontes inferiores. A textura é arenosa em todos os horizontes. Não se desenvolve agregação significativa entre as partículas, levando a baixas pegajosidade e plasticidade. As transições claras e planas entre os horizontes sugerem reflexo a estratificação do material de origem, bem preservado. Conforme os critérios sedimentológicos de Miall (1996), o pacote arenoso é descrito como correspondente à litofácies Sm, constituído de areia massiva, com estratificação original esmaecida pelo intemperismo.

No perfil PT1 – Perfil Terraço I, situado na margem direita do baixo Embura, distingue-se uma zona superior, amarelada, de uma zona inferior, branca. A textura é arenosa em todos os horizontes, com maior participação da fração silte nos horizontes inferiores. É baixo o grau de agregação entre as partículas, formando-se estruturas fracas em blocos sub-angulares nos horizontes superiores e estrutura maciça no horizonte inferior. As pegajosidades e plasticidades são baixas nos horizontes superiores e muito baixas nos inferiores. As transições planas constituem resquícios da estratificação do material de origem e sua característica difusa ou gradual aponta para uma modificação pedogenética, mesmo que incipiente. Trata-se de um solo desenvolvido em sedimentos predominantemente arenosos, em que os cascalhos são suportados pela matriz, coesa em função de seu conteúdo argiloso. Desprovido de imbricação, mas provido de estrutura maciça e de cascalhos angulosos, o depósito deve resultar de fluxos de detritos. Os sedimentos correspondem à litofácies Gmg, isto é, cascalhos suportados pela matriz, com gradação nas granulometrias dos cascalhos decrescente para cima. Abaixo e acima da zona cascalhosa, o pacote arenoso pode ser descrito como correspondente à litofácies Sm, constituído de areia massiva, cuja estratificação original foi esmaecida por intemperismo.

O perfil PT2 – Perfil Terraço II, situado na margem esquerda do baixo curso do Ribeirão Embura, possui características morfológicas distintas do perfil PT1. A coloração de seu horizonte superior é escurecida pelo enriquecimento relativo em matéria orgânica. A textura é arenosa, com participação levemente maior da argila nos horizontes intermediários. Desenvolve-se estrutura em blocos subangulares nos horizontes superiores, enquanto o inferior exhibe estrutura maciça. As transições são planas, como nos anteriores, mas estas divergem quanto ao tamanho, sendo clara entre os horizontes superiores e difusas nos inferiores. O pacote arenoso presente neste perfil também pode ser descrito como correspondente à litofácies Sm, com estratificação original esmaecida pelo intemperismo.

Por fim, o perfil PC – Perfil Cachoeira é, na realidade, uma composição de dois perfis, separados a 3 m de distância entre si: a primeira com 350 cm de profundidade e a segunda, sotoposta e à direita da primeira, com 100 cm de profundidade. Quanto à coloração distinguem-se duas zonas bem distintas, a mais clara sobreposta à mais escura, limitadas a 320 cm de profundidade por uma transição abrupta. A textura é predominantemente arenosa, embora a fração argilosa tenha maior importância nos horizontes inferiores, tornando o solo mais coeso. As transições planas, predominantemente claras, são resquícios da estratificação original. No entanto, dado o esmaecimento da estratificação original do pacote sedimentar pelo intemperismo, trata-se de mais um perfil correspondente à litofácies Sm.

As tradagens, executadas em uma relação de complementaridade às descrições de perfis, permitem a avaliação de texturas e de cores dos sedimentos e a coleta de amostras para as etapas laboratoriais subsequentes. No terraço situado à margem direita do baixo curso do Embura, doze perfurações foram realizadas nos eixos longitudinal e transversal a este Ribeirão (Figura 49). Os sedimentos coletados foram avaliados em campo e parte foi encaminhada para análises granulométrica, mineralógica e morfoscópica. Nota-se que a estratificação exibida pelo perfil PT1 apresenta continuidade ao longo do eixo longitudinal do terraço. Neste eixo, há uma camada contínua de cascalhos subangulares, a cerca de 2,5 a 3,5 m de profundidade, apresentando clastos de até 4 cm de diâmetro. Nas tradagens T3 e T5 a resistência oferecida pelo estrato cascalhoso impediu o prosseguimento da perfuração, dado o risco de se produzir danos ao trado holandês pela aplicação de uma força excessiva. Já na tradagem T4, a perfuração foi interrompida devido à grande resistência das areias, tornadas coesas pela presença da argila. Apenas nas extremidades laterais do terraço foi possível observar o estrato subjacente aos cascalhos, constituído de areia quartzosa lavada com importante fração siltosa. Acredita-se que esta lente areno-siltosa esteja presente em todo o terraço, subjacente à camada cascalhosa. No eixo transversal, por sua vez, nota-se a maior escassez de cascalhos em comparação com o eixo longitudinal. As areias predominam e as argilas tornam-se mais importantes que no eixo longitudinal. A disposição dos cascalhos ao longo do eixo longitudinal e a maior proporção de argilas e matéria orgânica no eixo transversal sugerem que o primeiro acompanha o antigo leito do rio precursor do Capivari, anterior à captura e que o segundo atinge as planícies aluviais edificadas em suas margens.

Figura 49 – Resultado das tradagens realizadas no terraço fluvial localizado na margem direita do Ribeirão Embura e suas respectivas localizações.

Coordenadas UTM do ponto central da imagem: 324067mE, 7353731mN, 23K.

Fonte: Digital Globe – 2017 (Google Earth). Organizado pelo autor.

No colo entre o Embura e o Vermelho, realizaram-se três tradagens: TCE1, TCE2 e TCE3 (Figura 50). Enquanto o primeiro ponto situa-se em área ligeiramente elevada em relação ao setor central do colo, os dois últimos estão em menores níveis, com condições mais úmidas, dificultando consideravelmente o trabalho. Nas três tradagens, perfuraram-se solos ricos em matéria orgânica, cuja proporção passa a diminuir a partir de 4,0 m, 3,5 m e 3,2 m, respectivamente. A partir destas profundidades, ressalta-se a característica quartzosa da areia coletada, de cor clara, a qual foi encaminhada para estudos de laboratório.

Figura 50 – Localização das tradagens realizadas no colo Embura-Vermelho.

Coordenadas UTM do ponto central da imagem: 321675mE, 7355903mN, 23K.

Fonte: Digital Globe – 2017 (Google Earth). Elaborado pelo autor.

5.2.2. Análise granulométrica

A análise granulométrica visa decrever quantitativamente a participação das frações areia, silte e argila na massa total das amostras, bem como a participação das diferentes classes granulométricas da fração areia, conforme a escala granulométrica de Wentworth adaptada. Os dados são apresentados nas Tabelas 6 e 7 e em gráficos (Figura 51 e Gráfico 6).

Tabela 6. Proporção de areia, silte e argila (% da massa) – por amostra.

Ponto	Amostra	Profundidade	Areia	Silte	Argila
PA	1	0 - 14 cm	91,0%	4,0%	5,1%
PA	2	14 - 44 cm	89,8%	4,4%	5,7%
PA	3	44 - 50 cm	93,2%	1,9%	4,9%
PA	4	50 - 55 cm	92,2%	3,5%	4,3%
PA	5	55 - 135 cm	85,8%	4,9%	9,3%
PA	6	135 - 205 cm	83,0%	9,9%	7,0%
PT1	1	0 - 24 cm	77,5%	7,8%	14,7%
PT1	2	24 - 60 cm	70,1%	12,0%	17,9%
PT1	3	60 - 94 cm	62,8%	17,6%	19,7%
PT1	4	94 - 135 cm	51,3%	29,6%	19,1%
TT2	1	110 - 130 cm	72,0%	13,8%	14,2%
TT2	2	280 - 300 cm	66,8%	15,8%	17,4%
TT2	3	310 - 330 cm	86,9%	5,8%	7,3%
TT2	4	370 - 390 cm	84,8%	4,8%	10,4%
TT2	5	400 - 420 cm	82,5%	6,2%	11,4%
TT2	6	430 - 450 cm	53,3%	34,7%	12,0%
TT3	1	300 - 320 cm	27,6%	32,8%	39,6%
TT3	2	360 - 380 cm	67,7%	13,4%	18,9%
TT3	3	390 - 410 cm	92,0%	1,6%	6,4%
TT3	4	440 - 460 cm	92,1%	2,4%	5,5%
TT5	1	270 - 290 cm	80,0%	6,2%	13,7%
TT5	2	290 - 310 cm	82,7%	5,4%	11,8%
TT9	1	250 - 270 cm	65,3%	13,2%	21,5%
TT9	2	310 - 330 cm	72,8%	9,0%	18,2%
PT2	1	0 - 7 cm	63,1%	14,1%	22,8%
PT2	2	7 - 67 cm	60,9%	10,0%	29,1%
PT2	3	67 - 110 cm	43,0%	18,6%	38,4%
PT2	4	110 - 180 cm	74,3%	9,8%	15,9%
TCE1	1	320 - 340 cm	59,4%	15,1%	25,5%
TCE1	2	420 - 440 cm	79,0%	7,8%	13,1%
TCE2	1	210 - 230 cm	72,8%	13,1%	14,1%
TCE2	2	330 - 350 cm	50,5%	21,9%	27,7%
TCE3	1	300 - 320 cm	72,8%	9,0%	18,2%
TCE3	2	340 - 360 cm	65,3%	13,2%	21,5%
PC	1	0 - 160 cm	79,4%	6,6%	14,0%
PC	2	160 - 265 cm	83,4%	5,5%	11,2%
PC	3	265 - 320 cm	75,0%	9,9%	15,1%
PC	4	320 - 350 cm	90,8%	3,4%	5,8%
PC	5	350 - 400 cm	72,0%	11,1%	17,0%
PC	6	400 - 450 cm	71,9%	14,8%	13,3%

Elaborada pelo autor.

Figura 51 – Classes texturais – por amostra.

Fonte: Lemos e Santos (1996). Elaborada pelo autor.

Tabela 7. Análise granulométrica da fração areia – total por amostra.

Ponto	Amostra	Profundidade (cm)	Total de areia	Areia muito grossa	Areia grossa	Areia média	Areia fina	Areia muito fina	Areia muito fina
PA	1	0-14 cm	45,48	0,05	3,89	22,24	15,49	3,73	0,08
PA	2	14-44 cm	44,92	0,27	4,86	13,64	21,64	4,22	0,29
PA	3	44-50 cm	46,6	0,14	4,37	23,07	15,75	3,11	0,16
PA	4	50-55 cm	46,09	0,04	2,63	18,84	21,9	2,51	0,17
PA	5	55-135 cm	42,92	0,01	0,55	10,31	23,37	8,21	0,47
PA	6	135-205 cm	41,52	0,01	0,18	3,29	26,9	10,66	0,48
PT1	1	0-24 cm	38,74	2,05	5,82	6,76	15,98	7,81	0,32
PT1	2	24-60 cm	35,04	3,41	4,89	7,61	11,84	7,01	0,28
PT1	3	60-94 cm	31,38	2,65	4,68	5	11,73	6,76	0,56
PT1	4	94-135 cm	25,64	0,47	2,87	5,92	8,57	6,99	0,82
TT2	2	280 - 305 cm	28,36	0,04	0,77	5,49	13,32	8,42	0,32
TT2	3	305 - 370 cm	38,66	0,60	8,90	11,01	12,68	5,31	0,16
TT2	4	370 - 390 cm	41,39	10,62	6,16	5,64	13,59	5,28	0,10
TT2	5	390 - 420 cm	41,71	5,70	5,51	9,53	15,34	5,29	0,34
TT2	6	420 - 450 cm	25,95	7,85	7,18	3,56	4,08	2,78	0,50
TT3	1	0 - 350 cm	11,89	0,03	0,14	0,79	5,27	5,30	0,36
TT3	2	350 - 380 cm	33,63	5,32	8,50	7,89	7,25	4,27	0,40
TT3	3	380 - 415 cm	46,07	6,99	10,86	18,30	8,17	1,59	0,16
TT3	4	415 - 450 cm	46,22	5,26	10,67	14,38	13,46	2,31	0,14
TT5	1	200 - 295 cm	38,60	6,42	8,81	7,67	10,94	4,56	0,20
TT5	2	295 - 320 cm	39,50	5,88	8,90	11,61	9,65	3,35	0,11
TT9	1	250 - 270 cm	31,26	0,06	0,76	9,66	14,93	5,14	0,71
TT9	2	310 - 330 cm	33,40	0,00	0,30	4,00	19,91	8,93	0,26
PT2	1	0-7 cm	31,56	0,16	0,91	3,79	12,2	13,45	1,05
PT2	2	7-67 cm	30,45	0,09	0,66	1,58	13,09	13,99	1,04
PT2	3	67-110 cm	21,5	0,07	0,45	1,28	6,69	12,51	0,5
PT2	4	110-180 cm	37,16	0,02	0,05	0,24	17,1	18,66	1,09
TCE1	1	320 - 340 cm	40,08	1,77	3,75	10,05	19,20	5,10	0,21
TCE1	2	420 - 440 cm	27,91	4,97	4,70	5,40	9,33	3,33	0,18
TCE2	1	210 - 230 cm	36,07	0,09	0,66	5,21	19,07	10,17	0,87
TCE2	2	330 - 350 cm	24,76	0,40	1,98	5,92	11,59	4,16	0,71
TCE3	1	300 - 320 cm	12,66	0,04	0,40	1,10	7,13	3,54	0,45
TCE3	2	340 - 360 cm	7,81	0,01	0,11	0,48	3,40	3,40	0,41
PC	1	0 - 160 cm	39,85	0,10	2,62	14,55	17,67	4,52	0,39
PC	2	160 - 265 cm	42,18	0,11	3,29	11,87	21,11	5,67	0,13
PC	3	265 - 320 cm	37,56	0,35	5,18	10,50	15,71	5,70	0,12
PC	4	320 - 350 cm	46,62	1,75	15,67	19,74	7,69	1,69	0,08
PC	5	350 - 400 cm	35,97	0,24	3,07	8,15	15,61	8,55	0,35
PC	6	400 - 450 cm	36,01	0,01	1,73	5,20	17,27	11,28	0,52

Elaborada pelo autor.

Gráfico 6 – Granulometria da fração areia – total acumulado por amostra (parte I).

Elaborado pelo autor.

Gráfico 6 – Granulometria da fração areia – total acumulado por amostra (parte II).

Elaborado pelo autor.

No perfil PA, predomina a classe textural areia franca. Na amostra de 0 e 14 cm de profundidade, a fração areia corresponde a 91,0% da massa total, seguida de 5,1% de argila e 4,4% de silte. Na amostra de 44 a 50 cm, há 93,2% de areia, 4,9% de argila e 1,9% de silte. De 50 a 55 cm, há 92,2% de areia, 4,3% de argila e 3,5% de silte. De 55 a 135 cm, há 85,8% de areia, 9,3% de argila e 4,9% de silte. Por fim, na amostra de profundidades 135 a 205 cm, há 83,0% de areia, 9,9% de silte e 7,0% de argila, sendo esta a única amostra em que a proporção de silte ultrapassa a de argila. Predominam, na fração areia, a areia fina e média, com tendência de granodecrescência descendente.

As amostras do perfil PT1 possuem textura franco-arenosa e a proporção da fração areia decresce com o aumento da profundidade, ao passo que a fração siltosa possui tendência inversa. Na amostra de 0 e 24 cm de profundidade, a fração areia corresponde a 77,5% da massa total, seguida de 14,7% de argila e de 7,8% de silte. Na amostra de 24 a 60 cm, há 70,1% de areia, 17,9% de argila e 12,0% de silte. De 60 a 94 cm, há 62,8% de areia, 19,7% de argila e 17,6% de silte. Por fim, de 94 a 135 cm, há 51,3% de areia, 29,6% de silte e 19,1% de argila, sendo esta última a que apresenta maior conteúdo siltoso. Na fração areia, há mudanças também progressivas: embora a areia fina seja predominante em todos os horizontes, sua

proporção decresce com o aumento da profundidade, enquanto aumenta a proporção de areia muito fina. Com essas considerações, nota-se a existência de um material com granulometria cada vez mais fina com o aumento de profundidade, revelando-se um outro caso de granodecrescência descendente, como no perfil anterior.

As granulometrias das amostras coletadas por tradagens no terraço apresentam considerável variabilidade, sendo descritas texturas arenosas, franco-arenosas, francas, franco-argilosas e argilosas, além de areias francas, com predominância das franco-arenosas. Na tradagem TT2, a fração areia é predominante: na amostra de 110 e 130 cm, esta corresponde a 72,0% da massa total, seguida de 14,2% de argila e 13,8% de silte; de 280 a 300 cm, há 66,8% de areia, 17,4% de argila e 15,8% de silte; de 310 a 330 cm, há 86,9% de areia, 7,3% de argila e 5,8% de silte; de 370 a 390 cm, há 84,8% de areia, 10,4% de argila e 4,8% de silte; de 400 a 420 cm, há 82,5% de areia, 11,4% de argila e 6,2% de silte; e de 430 a 450 cm, há 53,3% de areia, 34,7% de silte e 12,0% de argila. Como no perfil PT1, a amostra com maior proporção de silte é a mais profunda. Já a proporção de areia é máxima nos estratos intermediários e decresce nos superiores e inferiores. Na análise das sub-frações da areia não foi possível avaliar a amostra mais superficial, devido a seu alto teor de matéria orgânica. Em todas as amostras, com exceção da TT26, predomina a areia fina, com aumento na proporção de areia grossa no sentido descendente. Na amostra TT26, a areia grossa é predominante, embora em termos absolutos isto se deva mais a uma importante perda da areia fina que a um incremento significativo da areia grossa.

Na tradagem TT3, apenas foram analisadas as amostras mais profundas, na região de contato entre as mesmas camadas visíveis nas tradagens e perfil anteriores para comparação com os dados obtidos a partir da descrição perfil PT1. Observa-se a predominância da fração areia nas três amostras inferiores e de argila na superior. Na amostra de 300 e 320 cm, a fração argila corresponde a 39,6% da massa total, seguida de 32,8% de silte e 27,6% de areia. Na amostra de 360 a 380 cm, há 67,7% de areia, 18,9% de argila e 13,4% de silte. De 390 a 410 cm, há 92,0% de areia, 6,4% de argila e apenas 1,6% de silte. Por fim, na amostra de 440 a 460 cm, há 92,1% de areia, 5,5% de argila e 2,4% de silte. Nota-se a importante divergência da camada TT31 em relação a suas correspondentes altimétricas nos perfis anteriores, com importante perda na proporção de areia e aumento na proporção de argila. Na análise das sub-frações da areia, as distribuições das frações variam: na camada TT31, predomina a areia muito fina, ao passo que na camada TT32 a areia grossa é a predominante, sendo a areia média a mais significativa quanto à massa nas duas camadas inferiores.

Na tradagem TT5, selecionaram-se duas amostras: uma acima do horizonte cascalhoso, outra em seu interior. Na amostra coletada entre as profundidades de 270 e 290 cm, a fração arenosa corresponde a 80,0% da massa total, seguida de 13,7% de argila e 6,2% de silte. Já na amostra de 290 a 310 cm, há 82,7% de areia, 11,8% de argila e 5,4% de silte, havendo pouca variação entre as duas amostras. Quanto à granulometria da fração areia, a principal divergência é a predominância de areia fina na primeira e de areia média na segunda.

Na tradagem TT9, realizada no eixo transversal ao Ribeirão Embura, as amostras coletadas permitem comparar os sedimentos do paleo-talvegue com aqueles mais distante do eixo central. Na amostra de 250 e 270 cm de profundidade, a fração areia corresponde a 65,3% da massa total, seguida de 21,5% de argila e 13,2% de silte. Já na amostra de 310 a 330 cm, há 72,8% de areia, 18,2% de argila e 9,0% de silte. Nota-se que os teores de argila são maiores que nas demais tradagens, o que foi notado em campo por sua maior plasticidade e pegajosidade, além do aumento da resistência do solo à perfuração, situação consistente com a suposição de que este ponto correspondia a um ambiente de planície de inundação. Quanto à granulometria da fração areia, nota-se a predominância de areia fina em ambas as amostras.

Nas três tradagens realizadas no colo Embura-Vermelho, são identificadas amostras com texturas franco-arenosas, franco-argilo-arenosas, franco-argilosas e franco-argilo-siltosas. Na tradagem TCE1, na amostra coletada entre as profundidades de 320 e 340 cm, a fração areia corresponde a 59,4% da massa total, comparada com 25,5% de argila e 15,1% de silte e na amostra de 420 a 440 cm há 79,0% de areia, 13,1% de argila e 7,8% de silte. Na tradagem TCE2, a amostra coletada a 210-230 cm apresenta 72,8% de areia, 14,1% de argila e 13,1% de silte, enquanto a amostra de 330-350 cm apresenta 50,5% de areia, 27,2% de argila e 21,9% de silte. Por fim, na tradagem TCE3, a amostra coletada a 300-320 cm apresenta 72,8% de areia, 18,2% de argila e 9,0% de silte, enquanto a amostra de 330-350 cm apresenta 65,3% de areia, 21,5% de argila e 13,2% de silte. Nas três tradagens, a fração predominante da areia é a areia fina, correspondendo aproximadamente metade das massas arenosas descritas, com maior participação da areia fina nos estratos superiores em comparação com os inferiores.

Por fim, as amostras do perfil PC apresentam texturas arenosas e franco-arenosas. Na amostra coletada entre as profundidades de 0 e 160 cm, a fração areia corresponde a 79,4% da massa total, seguida de 14,0% de argila e de 6,6% de silte. Na amostra de 160 a 265 cm, há 83,4% de areia, 11,2% de argila e 5,5% de silte. De 265 a 320 cm, há 75,0% de areia, 15,1% de argila e 9,9% de silte. De 320 a 350 cm, há 90,8% de areia, 5,8% de argila e 3,4% de silte.

De 350 a 400 cm, há 72,0% de areia, 17,0% de argila e 11,1% de silte. Por fim, de 400 a 450 cm, há 71,9% de areia, 14,8% de silte e 13,3% de argila, sendo esta a única amostra em que a proporção de silte ultrapassa a de argila. A maior variação é apresentada pela fração silte, com maiores valores nos horizontes inferiores. A proporção de areia é mínima nos horizontes inferiores e máxima no horizonte 4. Na maioria dos horizontes predomina a areia fina, enquanto no horizonte 4 a areia média predomina e a areia grossa corresponde a relevante proporção das areias.

5.2.3. Análise mineralógica da fração areia

Segue-se à exposição dos resultados da análise mineralógica da fração areia, com base nas tabelas 8 e 9 e no Gráfico 7. No perfil PA, o quartzo é o mineral predominante, apresentando maiores proporções nos horizontes intermediários. A proporção máxima deste mineral ocorre na amostra PA3 (98%) e a mínima na amostra PA6 (87%), correspondendo a 91,75% do total no perfil. A proporção de muscovita, segundo mineral mais frequente, atinge um máximo de 13% na amostra PA6 e um mínimo de 1% na amostra PA3 (1%) correspondendo a 7,0% do total no perfil. A proporção de turmalina, de 0,67%, também é significativa e corresponde a 2% do total nas amostras PA2 e PA4, estando ausente nas demais. Há ainda ocorrências menores de limonita e de feldspato.

No perfil PT1, o quartzo representa proporções maiores do total nos horizontes superiores, PT11 a PT13, de 97 a 98%, reduzindo sua participação no horizonte PT14, no qual corresponde a 86% do total. Este mineral representa 94,75% do total do perfil. A muscovita, segundo mineral mais frequente, aumenta no sentido inverso: pouco presente nos horizontes superficiais (1 a 3%), sua proporção aumenta para 13% no horizonte PT14, correspondendo a 4,75% do perfil. Os demais minerais, como a turmalina e a biotita, constituem 0,25% do total do perfil, cada.

Na tradagem TT2, próxima ao perfil PT1, no mesmo terraço, o quartzo tem ampla predominância, chegando a 100% das partículas arenosas analisadas no horizonte TT24 e a um mínimo de 95% no horizonte TT22, mais superficial, correspondendo a 98,2% do total. A muscovita, segundo mineral mais frequente, corresponde a 5% das partículas no horizonte TT22 e desaparece na contagem realizada nas amostras TT23 e TT24, com 1,4% da proporção total. A turmalina é o terceiro mineral mais frequente, representando 0,4% do total,

com ocorrências descritas nos horizontes TT23 e TT25. Não foram registrados outros tipos de minerais neste perfil.

Tabela 8. Análise mineralógica da fração areia, por amostra.

Ponto	Amostra	Profundidade (cm)	Qtz	Ms	Tur	Lim	Fsp	Bt	Grt
PA	1	0-14 cm	92	7	0	0	1	0	0
PA	2	14-44 cm	95	3	2	0	0	0	0
PA	3	44-50 cm	98	1	0	1	0	0	0
PA	4	50-55 cm	90	8	2	0	0	0	0
PA	5	55-135 cm	89	10	0	1	0	0	0
PA	6	135-205 cm	87	13	0	0	0	0	0
PT1	1	0-24 cm	98	1	1	0	0	0	0
PT1	2	24-60 cm	97	3	0	0	0	0	0
PT1	3	60-94 cm	98	2	0	0	0	0	0
PT1	4	94-135 cm	86	13	0	0	0	1	0
TT2	2	280 – 305 cm	95	5	0	0	0	0	0
TT2	3	305 – 370 cm	99	0	1	0	0	0	0
TT2	4	370 – 390 cm	100	0	0	0	0	0	0
TT2	5	390 – 420 cm	98	1	1	0	0	0	0
TT2	6	420 – 450 cm	99	1	0	0	0	0	0
PT2	1	0-7 cm	93	1	4	0	0	0	2
PT2	2	7-67 cm	99	1	0	0	0	0	0
PT2	3	67-110 cm	100	0	0	0	0	0	0
PT2	4	110-180 cm	99	1	0	0	0	0	0
TCE1	1	320 – 340 cm	98	1	1	0	0	0	0
TCE1	2	420 – 440 cm	99	1	0	0	0	0	0
TCE2	1	210 – 230 cm	99	1	0	0	0	0	0
TCE2	2	330 – 350 cm	98	2	0	0	0	0	0
TCE3	1	300 – 320 cm	98	2	0	0	0	0	0
TCE3	2	340 – 360 cm	100	0	0	0	0	0	0
PC	1	0 – 160 cm	94	3	1	2	0	0	0
PC	2	160 – 265 cm	96	3	0	0	1	0	0
PC	3	265 – 320 cm	95	2	2	0	1	0	0
PC	4	320 – 350 cm	93	4	1	2	0	0	0
PC	5	350 – 400 cm	91	7	1	1	0	0	0
PC	6	400 – 450 cm	95	4	1	0	0	0	0

Significado das siglas: Qtz: Quartzo; Ms: Muscovita; Tur: Turmalina; Lim: Limonita; Fsp: Feldspato; Bt: Biotita; Grt: Granada. Elaborada pelo autor.

No perfil PT2, na margem oposta do Rio Embura, a cerca de 570 m de distância dos dois anteriores, o quartzo representa 97,75% do total, encontrando sua proporção máxima no horizonte PT23 (100%) e mínima no horizonte PT21 (93%). A turmalina, com 4 ocorrências concentradas no horizonte PT21, é a segunda fração predominante, com 1,0% do total. A muscovita é a terceira fração mais importante, correspondendo a 0,75% do total, apresentando-se de maneira dispersa pelo perfil, não tendo sido registrada apenas no perfil PT23. Há ainda uma fração menor de granada, que corresponde a 0,5% do total.

Gráfico 7 – Frequência das espécies minerais, por amostra.

Elaborado pelo autor.

Tabela 9. Análise mineralógica da fração areia - total por local de coleta.

Ponto	Quartzo	Muscovita	Turmalina	Limonita	Feldspato	Biotita	Granada
PA	91,83%	7,00%	0,67%	0,33%	0,17%	0,00%	0,00%
PT1	94,75%	4,75%	0,25%	0,00%	0,00%	0,25%	0,00%
TT2	98,20%	1,40%	0,40%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
PT2	97,75%	0,75%	1,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,50%
TCE1	98,50%	1,00%	0,50%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
TCE2	98,50%	1,50%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
TCE3	99,00%	1,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
PC	94,00%	3,83%	1,00%	0,83%	0,33%	0,00%	0,00%

Elaborada pelo autor.

Nas tradagens realizadas no colo Embura-Vermelho, o quartzo também foi a espécie mineral predominante, correspondendo a 98,5% do total nas tradagens TCE1 e TCE2 e a 99% na tradagem TCE3, revelando proporções muito semelhantes no centro e na borda do colo. A muscovita, a exemplo das tradagens anteriores, é a segunda espécie mais importante, representando 1,5% do total das partículas na tradagem TCE2 e 1,0% das tradagens TCE1 e TCE3. A turmalina apenas é identificada no perfil TCE1, representando 0,5% do total nesta tradagem. Nenhum outro tipo de mineral foi identificado no colo.

Por fim, o perfil PC, localizado no médio curso do Rio Capivari, também apresenta o quartzo como mineral predominante, cuja presença corresponde a 91% do total no horizonte PC5 e a 96% no horizonte PC6, com 94,0% do total, sem uma clara tendência de aumento ou diminuição conforme as profundidades. A muscovita é a segunda fração mais importante, com 3,83% do total e participação máxima no horizonte PC5, sendo 7% do total. A turmalina, bem distribuída pelo perfil, corresponde a 1,0% do total, enquanto a limonita, concentrada em três dos seis horizontes, representa 0,83% do total. Com 0,33% do total, o feldspato é o quinto mineral mais importante na contagem de partículas arenosas.

O quadro geral da análise mineralógica da fração areia aponta para a predominância do quartzo em todos os perfis e tradagens, enquanto a muscovita é, de modo geral, o segundo tipo mineral mais importante, perdendo a posição apenas no perfil PT2 para a turmalina. Este é o terceiro mineral mais importante na maioria das amostras. Nota-se que as proporções e as posições na ordem de predominância entre as espécies minerais são muito semelhantes nos diferentes sítios estudados, embora haja aqueles que se aproximem mais entre si: o colo tem proporções de quartzo e muscovita mais próximos dos identificados nos terraços, com

exceção do perfil PT1. Por outro lado, a distribuição das mineralogias neste ponto é muito semelhante aos perfis PA e PC, indicando que sítios distantes podem ser mais semelhantes entre si que sítios próximos. Sugere-se também que, a não ser que haja uma grande homogeneidade litológica em toda a bacia do Capivari, esses minerais devem ter alguma fonte comum.

5.2.4. Análise morfoscópica da fração areia

A análise morfoscópica da fração areia visa descrever o grau de arredondamento das partículas (Tabelas 10, 11 e 12 e Gráfico 8), e sua textura superficial (Tabelas 13 e 14 e Gráficos 9 e 10).

Tabela 10. Análise morfoscópica da fração areia – arredondamento – total por amostra.

Ponto	Amostra	Profundidade (cm)	Classe:	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	Total
PA	1	0-14 cm	Inteiro	-	-	-	2	2	-	-	-	-	4
			Fraturado	-	2	17	45	25	5	-	-	-	94
			Picotado	-	-	1	1	-	-	-	-	-	2
			Total	0	2	18	48	27	5	0	0	0	100
PA	2	14-44 cm	Inteiro	-	-	-	3	3	1	-	-	-	7
			Fraturado	-	2	19	41	22	3	-	-	-	87
			Picotado	-	-	1	5	-	-	-	-	-	6
			Total	0	2	20	49	25	4	0	0	0	100
PA	3	44-50 cm	Inteiro	-	-	1	3	5	-	-	-	-	9
			Fraturado	-	-	21	45	21	2	-	-	-	89
			Picotado	-	-	-	2	-	-	-	-	-	2
			Total	0	0	22	50	26	2	0	0	0	100
PA	4	50-55 cm	Inteiro	-	-	-	1	2	3	-	-	-	6
			Fraturado	-	-	7	45	37	1	-	-	-	90
			Picotado	-	-	-	4	-	-	-	-	-	4
			Total	0	0	7	50	39	4	0	0	0	100
PA	5	55-135 cm	Inteiro	-	-	1	1	-	-	-	1	-	3
			Fraturado	-	-	9	40	35	9	-	-	-	93
			Picotado	-	-	-	3	-	1	-	-	-	4
			Total	0	0	10	44	35	10	0	1	0	100
PA	6	135-205 cm	Inteiro	-	-	-	-	4	2	-	-	1	7
			Fraturado	-	-	5	36	39	4	1	-	-	85
			Picotado	-	-	1	4	3	-	-	-	-	8
			Total	0	0	6	40	46	6	1	0	1	100

PT	1	0-24 cm	Inteiro	-	-	1	1	2	1	-	-	-	5
			Fraturado	-	3	8	44	30	3	-	-	-	88
			Picotado	-	-	-	6	1	-	-	-	-	7
			Total	0	3	9	51	33	4	0	0	0	100
PT	2	24-60 cm	Inteiro	-	-	1	-	3	-	-	-	-	4
			Fraturado	-	1	3	42	43	2	-	-	-	91
			Picotado	-	-	-	4	1	-	-	-	-	5
			Total	0	1	4	46	47	2	0	0	0	100
PT	3	60-94 cm	Inteiro	-	-	3	1	1	1	-	-	-	6
			Fraturado	-	1	10	24	39	10	1	-	-	85
			Picotado	-	-	1	6	2	-	-	-	-	9
			Total	0	1	14	31	42	11	1	0	0	100
PT	4	94-135 cm	Inteiro	-	-	1	1	3	-	-	-	-	5
			Fraturado	-	1	11	37	38	6	-	-	-	93
			Picotado	-	-	-	1	1	-	-	-	-	2
			Total	0	1	12	39	42	6	0	0	0	100
TT2	2	280 – 305 cm	Inteiro	-	-	4	6	3	3	-	-	-	16
			Fraturado	-	1	19	40	18	5	-	-	-	83
			Picotado	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
			Total	0	1	23	47	21	8	0	0	0	100
TT2	3	305 – 370 cm	Inteiro	-	-	1	2	7	2	1	-	-	13
			Fraturado	-	-	11	37	35	2	1	-	-	86
			Picotado	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
			Total	0	0	12	40	42	4	2	0	0	100
TT2	4	370 – 390 cm	Inteiro	-	-	1	3	9	2	1	-	-	16
			Fraturado	-	-	4	31	35	10	3	-	-	83
			Picotado	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
			Total	0	0	5	35	44	12	4	0	0	100
TT2	5	390 – 420 cm	Inteiro	-	-	4	2	2	2	-	-	-	10
			Fraturado	-	1	18	36	32	2	-	-	-	89
			Picotado	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
			Total	0	1	22	39	34	4	0	0	0	100
TT2	6	420 – 450 cm	Inteiro	-	4	7	4	1	-	-	-	-	16
			Fraturado	4	29	27	17	4	3	-	-	-	84
			Picotado	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
			Total	4	33	34	21	5	3	0	0	0	100
PT2	1	0-7 cm	Inteiro	-	-	-	-	2	-	-	1	2	5
			Fraturado	-	2	15	43	20	5	-	-	-	85
			Picotado	-	-	2	6	2	-	-	-	-	10
			Total	0	2	17	49	24	5	0	1	2	100
PT2	2	7-67 cm	Inteiro	-	-	1	1	2	2	1	-	-	7
			Fraturado	-	1	18	33	33	5	-	-	-	90
			Picotado	-	-	-	1	2	-	-	-	-	3
			Total	0	1	19	35	37	7	1	0	0	100

PT2	3	67-110 cm	Inteiro	-	-	1	-	1	2	1	-	-	5
			Fraturado	-	-	19	38	29	6	-	-	-	92
			Picotado	-	-	1	2	-	-	-	-	-	3
			Total	0	0	21	40	30	8	1	0	0	100
PT2	4	110-180 cm	Inteiro	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
			Fraturado	-	2	8	42	32	4	2	-	-	90
			Picotado	-	-	3	6	-	-	-	-	-	9
			Total	0	2	11	49	32	4	2	0	0	100
TCE1	1	320 – 340 cm	Inteiro	-	-	1	3	2	1	-	-	-	7
			Fraturado	-	3	19	36	25	1	-	-	-	84
			Picotado	-	-	3	5	1	-	-	-	-	9
			Total	0	3	23	44	28	2	0	0	0	100
TCE1	2	420 – 440 cm	Inteiro	-	-	-	3	7	1	1	-	-	12
			Fraturado	-	3	26	37	15	3	-	-	-	84
			Picotado	-	-	1	3	-	-	-	-	-	4
			Total	0	3	27	43	22	4	1	0	0	100
TCE2	1	210 – 230 cm	Inteiro	-	-	-	2	2	1	-	-	-	5
			Fraturado	1	1	25	36	21	4	-	-	-	88
			Picotado	-	-	2	4	1	-	-	-	-	7
			Total	1	1	27	42	24	5	0	0	0	100
TCE2	2	330 – 350 cm	Inteiro	-	-	-	2	3	2	-	-	-	7
			Fraturado	-	1	18	42	27	2	-	-	-	90
			Picotado	-	-	2	1	-	-	-	-	-	3
			Total	0	1	20	45	30	4	0	0	0	100
TCE3	1	300 – 320 cm	Inteiro	-	-	-	6	4	-	-	-	-	10
			Fraturado	-	3	26	42	12	3	-	-	-	86
			Picotado	-	-	3	1	-	-	-	-	-	4
			Total	0	3	29	49	16	3	0	0	0	100
TCE3	2	340 – 360 cm	Inteiro	-	-	-	3	2	1	-	-	-	6
			Fraturado	-	1	19	45	24	1	-	-	-	90
			Picotado	-	-	2	2	-	-	-	-	-	4
			Total	0	1	21	50	26	2	0	0	0	100
PC	1	0 – 160 cm	Inteiro	-	-	1	2	6	2	1	-	-	12
			Fraturado	-	-	7	32	39	8	1	-	-	87
			Picotado	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1
			Total	0	0	8	35	45	10	2	0	0	100
PC	2	160 – 265 cm	Inteiro	-	-	-	3	8	3	-	-	-	14
			Fraturado	-	1	3	27	41	14	-	-	-	86
			Picotado	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
			Total	0	1	3	30	49	17	0	0	0	100
PC	3	265 – 320 cm	Inteiro	-	-	2	5	5	1	1	-	-	14
			Fraturado	-	-	10	31	38	5	-	-	-	84
			Picotado	-	-	-	1	1	-	-	-	-	2
			Total	0	0	12	37	44	6	1	0	0	100

PC	4	320 – 350 cm	Inteiro	-	-	1	1	2	2	-	-	-	6
			Fraturado	-	8	20	35	23	3	-	-	-	89
			Picotado	-	-	3	2	-	-	-	-	-	5
			Total	0	8	24	38	25	5	0	0	0	100
PC	5	350 – 400 cm	Inteiro	-	-	-	-	3	2	-	-	-	5
			Fraturado	-	4	30	35	24	2	-	-	-	95
			Picotado	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
			Total	0	4	30	35	27	4	0	0	0	100
PC	6	400 – 450 cm	Inteiro	-	-	1	4	3	1	-	-	-	9
			Fraturado	1	7	13	35	23	3	1	-	-	83
			Picotado	-	-	3	5	-	-	-	-	-	8
			Total	1	7	17	44	26	4	1	0	0	100

Elaborada pelo autor.

No perfil PA, a análise morfoscópica da fração areia demonstra a predominância de partículas subangulares a subarredondadas, com valores máximos nas classes 0,4 e 0,5, constituindo, respectivamente, 46,8% e 33,0% do total. A tendência geral é de maior arredondamento das partículas nos horizontes mais profundos em relação aos mais superficiais. Nota-se também grande proporção de partículas fraturadas e pequena proporção de partículas inteiras, correspondendo, respectivamente, a 89,7% e a 6,0% do total, revelando um intenso processo de fragmentação física das partículas arenosas (SCHNEIDER, 1970).

No perfil PT1, predominam partículas subangulares no horizonte PT11 e subarredondadas nos inferiores, com predominância da classe 0,4 no primeiro (51%) e da classe 0,5 nos demais (47% no PT12 e 42% dos dois inferiores). No perfil, as classes 0,4 e 0,5 representam, respectivamente, 41,8 e 41,0% do total. O grau de arredondamento tende a aumentar com o aumento da profundidade. Há grande proporção de partículas fraturadas, chegando a 89,3% do total, valor próximo ao do perfil PA.

Na tradagem TT2, predominam partículas subangulares a subarredondadas, com as proporções máximas representadas pelas classes 0,4 e 0,5, constituindo, respectivamente, 36,4% e 29,2% do total. Quanto à variação do arredondamento por profundidade, predominam partículas arenosas subangulares no primeiro horizonte, subarredondadas nos dois seguintes e angulares nos mais profundos. A proporção entre partículas inteiras e fraturadas não apresenta grandes variações no perfil, de modo que estas representam cerca de 85% do total.

No perfil PT2, predominam partículas arenosas subangulares, no qual 43,3% das partículas correspondem à classe de arredondamento 0,4 e 30,8% à classe 0,5. Partículas subangulares predominam em todos os horizontes, exceto no PT22, na qual há ligeira predominância das partículas com arredondamento 0,5, portanto subarredondadas. Cerca de 89,5% das partículas são fraturadas e não há importantes variações no grau de fraturamento no perfil.

Tabela 11. Análise morfoscóica da fração areia - arredondamento – total por local de coleta

Ponto	Classe	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	Total
PA	Inteiro	0,0%	0,0%	0,3%	1,7%	2,7%	1,0%	0,0%	0,2%	0,2%	6,0%
	Fraturado	0,0%	0,7%	13,0%	42,0%	29,8%	4,0%	0,2%	0,0%	0,0%	89,7%
	Picotado	0,0%	0,0%	0,5%	3,2%	0,5%	0,2%	0,0%	0,0%	0,0%	4,3%
	Total	0,0%	0,7%	13,8%	46,8%	33,0%	5,2%	0,2%	0,2%	0,2%	100,0%
PT1	Inteiro	0,0%	0,0%	1,5%	0,8%	2,3%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	5,0%
	Fraturado	0,0%	1,5%	8,0%	36,8%	37,5%	5,3%	0,3%	0,0%	0,0%	89,3%
	Picotado	0,0%	0,0%	0,3%	4,3%	1,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	5,8%
	Total	0,0%	1,5%	9,8%	41,8%	41,0%	5,8%	0,3%	0,0%	0,0%	100,0%
TT2	Inteiro	0,0%	0,8%	3,4%	3,4%	4,4%	1,8%	0,4%	0,0%	0,0%	14,2%
	Fraturado	0,8%	6,2%	15,8%	32,2%	24,8%	4,4%	0,8%	0,0%	0,0%	85,0%
	Picotado	0,0%	0,0%	0,0%	0,8%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,8%
	Total	0,8%	7,0%	19,2%	36,4%	29,2%	6,2%	1,2%	0,0%	0,0%	100,0%
PT2	Inteiro	0,0%	0,0%	0,5%	0,5%	1,3%	1,0%	0,5%	0,3%	0,5%	4,5%
	Fraturado	0,0%	1,3%	15,0%	39,0%	28,5%	5,0%	0,5%	0,0%	0,0%	89,3%
	Picotado	0,0%	0,0%	1,5%	3,8%	1,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	6,3%
	Total	0,0%	1,3%	17,0%	43,3%	30,8%	6,0%	1,0%	0,3%	0,5%	100,0%
TCE1	Inteiro	0,0%	0,0%	0,5%	3,0%	4,5%	1,0%	0,5%	0,0%	0,0%	9,5%
	Fraturado	0,0%	3,0%	22,5%	36,5%	20,0%	2,0%	0,0%	0,0%	0,0%	84,0%
	Picotado	0,0%	0,0%	2,0%	4,0%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	6,5%
	Total	0,0%	3,0%	25,0%	43,5%	25,0%	3,0%	0,5%	0,0%	0,0%	100,0%
TCE2	Inteiro	0,0%	0,0%	0,0%	2,0%	2,5%	1,5%	0,0%	0,0%	0,0%	6,0%
	Fraturado	0,5%	1,0%	21,5%	39,0%	24,0%	3,0%	0,0%	0,0%	0,0%	89,0%
	Picotado	0,0%	0,0%	2,0%	2,5%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	5,0%
	Total	0,5%	1,0%	23,5%	43,5%	27,0%	4,5%	0,0%	0,0%	0,0%	100,0%
TCE3	Inteiro	0,0%	0,0%	0,0%	4,5%	3,0%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	8,0%
	Fraturado	0,0%	2,0%	22,5%	43,5%	18,0%	2,0%	0,0%	0,0%	0,0%	88,0%
	Picotado	0,0%	0,0%	2,5%	1,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	4,0%
	Total	0,0%	2,0%	25,0%	49,5%	21,0%	2,5%	0,0%	0,0%	0,0%	100,0%
PC	Inteiro	0,0%	0,0%	0,8%	2,5%	4,5%	1,8%	0,3%	0,0%	0,0%	10,0%
	Fraturado	0,2%	3,3%	13,8%	32,5%	31,3%	5,8%	0,3%	0,0%	0,0%	87,3%
	Picotado	0,0%	0,0%	1,0%	1,5%	0,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	2,7%
	Total	0,2%	3,3%	15,7%	36,5%	36,0%	7,7%	0,7%	0,0%	0,0%	100,0%

Elaborada pelo autor.

No colo do divisor Embura-Vermelho, predominam partículas subangulares nas três tradagens. Na tradagem TCE1, 43,5% das partículas arenosas correspondem à classe de arredondamento 0,4, enquanto as classes 0,3 e 0,5 abrangem, cada uma, 25% das partículas; na tradagem TCE2, 43,5% das partículas arenosas correspondem à classe de arredondamento 0,4 e 27,0% à classe 0,5; e na tradagem TCE3, 49,5% das partículas arenosas correspondem à classe de arredondamento 0,4 e 25,0% à classe 0,5, sendo esta a tradagem com maior proporção de partículas subangulares no interior do colo. A proporção de partículas fraturadas é maior na tradagem TCE2, com 89,0% do total, e menor na tradagem TCE1, com 84,5%.

Por fim, no perfil PC, predominam as partículas subangulares, embora haja relevante proporção de partículas angulares. Das partículas analisadas, 36,5% pertencem à classe de arredondamento 0,4, enquanto 36,0% pertencem à classe 0,5. Neste perfil, há importante diferença no arredondamento das partículas presentes nos horizontes inferiores, em que partículas subangulares são predominantes, em relação aos superiores, nos quais predominam as partículas subarredondadas. Já a proporção de partículas fraturadas não apresenta tendência de aumento ou de redução com a profundidade, variando de 84%, na amostra PC3, a 95%, na amostra PC5.

Tabela 12. Análise morfoscóica da fração areia – classes de arredondamento por local de coleta

Ponto	Angular	Subangular	Subarredondada	Arredondada	Muito arredondada
PA	0,7%	60,7%	38,2%	0,3%	0,2%
PT1	1,5%	51,5%	46,8%	0,3%	0,0%
TT2	7,8%	55,6%	35,4%	1,2%	0,0%
PT2	1,3%	60,3%	36,8%	1,3%	0,5%
TCE1	3,0%	68,5%	28,0%	0,5%	0,0%
TCE2	1,5%	67,0%	31,5%	0,0%	0,0%
TCE3	2,0%	74,5%	23,5%	0,0%	0,0%
PC	3,5%	52,2%	43,7%	0,7%	0,0%
PC (Superior)	0,3%	41,7%	57,0%	1,0%	0,0%
PC (Inferior)	6,7%	62,7%	30,3%	0,3%	0,0%

Elaborada pelo autor.

As amostras analisadas revelam depósitos predominantemente subangulares em todos os sítios estudados. A classe de arredondamento 0,4 predomina em todos os sítios e a classe 0,5 é a segunda predominante na maioria deles, de tal modo que partículas subarredondadas também possuam proporção relevante. Nota-se que o grau de arredondamento das partículas

das amostras referentes ao colo Embura-Vermelho é ligeiramente menor em relação às demais. O grau de fraturamento é alto em todas as amostras, tanto na margem de um rio atual, quanto nos colos e terraços, compostos por depósitos presumivelmente mais antigos, visto que não possuem associação direta com ambientes fluviais atuais.

Gráfico 8 – Frequência das classes de arredondamento, por local de coleta.

Elaborado pelo autor.

No perfil PC, situado às margens do médio curso do Rio Capivari, encontra-se uma situação interessante. Os depósitos descritos em seus estratos inferiores são menos arredondados que os superiores. Nota-se, no Gráfico 8, que os materiais dos horizontes inferiores se assemelham bastante aos coletados no alto curso do Capivari, nos terraços e nos colos, enquanto os materiais dos horizontes superiores são significativamente mais arredondados. Uma das possíveis explicações para esta divergência, considerando-se uma origem alóctone para todas as partículas, estaria na maior distância percorrida pelos sedimentos dos estratos superiores até a chegada ao sítio atual. Ressalta-se que, no momento imediatamente anterior à captura, o paleo-Capivari (considerando seus cursos médio e baixo) teria cerca de 10,5 km de comprimento para montante deste ponto, passando a ter uma extensão cerca de 12 km maior após esse evento, passando a 22,5 km. A captura poderia ter contribuído para o ingresso de sedimentos advindos de fontes mais distantes, portanto, propensas a sofrer maior arredondamento (PRINCE et al., 2010). No entanto, esta variabilidade pode não ter relação com uma mudança na procedência dos sedimentos, mas com alguma característica local. Uma forma de se resolver esta questão seria a aplicação de uma análise geocronológica neste perfil, o que dependerá de futuras pesquisas na área.

Quanto à textura superficial das partículas, apresentada nas Tabelas 13 e 14 e nos Gráficos 9 e 10, inicia-se a análise dos resultados com a descrição do perfil PA1. Nota-se, neste perfil, um equilíbrio na proporção entre as texturas lisa e ondulada, esta última representando 53,5% do total no perfil, enquanto o fosqueamento atinge 10,2% das partículas analisadas. Se, por um lado, a rugosidade das partículas não apresenta importantes tendências de aumento ou redução com a profundidade, por outro lado o fosqueamento é muito mais significativo nos horizontes inferiores.

Nas amostras provenientes de terraços, o perfil PT1 exhibe predominância das partículas com textura ondulada, a qual abrange 73,0% do total, enquanto o fosqueamento atinge 16,8%. Na tradagem TT2, a textura ondulada é característica de 66,0% das partículas e 4,4% são foscas. O perfil PT2, por sua vez, possui 60,3% das partículas com textura ondulada, ao passo que o fosqueamento atinge 11,0% das partículas. Não há tendência de aumento ou redução das rugosidades com a profundidade. No entanto, no caso do fosqueamento, notam-se tendências contrastantes, com aumento do fosqueamento com o aumento da profundidade no perfil PT1, decréscimo do fosqueamento com o aumento da profundidade no perfil PT2 e ausência de tendência na tradagem TT2, mostrando que grandes variações podem ocorrer em pequenas distâncias.

Tabela 13. Análise morfooscópica da fração areia – textura superficial – total por amostra

Ponto	Amostra	Profundidade (cm)	Textura superficial I			Textura superficial II	
			Lisa	Ondulada	Rugosa	Polida	Fosca
PA	1	0-14 cm	49	51	0	95	5
PA	2	14-44 cm	40	60	0	91	9
PA	3	44-50 cm	51	49	0	98	2
PA	4	50-55 cm	51	49	0	90	10
PA	5	55-135 cm	50	50	0	85	15
PA	6	135-205 cm	38	62	0	80	20
PT1	1	0-24 cm	30	70	0	90	10
PT1	2	24-60 cm	32	67	1	90	10
PT1	3	60-94 cm	23	76	1	82	18
PT1	4	94-135 cm	21	79	0	71	29
TT2	2	280 – 305 cm	36	64	0	95	5
TT2	3	305 – 370 cm	22	77	1	91	9
TT2	4	370 – 390 cm	44	55	1	95	5
TT2	5	390 – 420 cm	37	63	0	99	1
TT2	6	420 – 450 cm	21	71	8	98	2
PT2	1	0-7 cm	40	60	0	79	21
PT2	2	7-67 cm	36	64	0	85	15
PT2	3	67-110 cm	44	56	0	95	5
PT2	4	110-180 cm	39	61	0	97	3
TCE1	1	320 – 340 cm	39	60	1	99	1
TCE1	2	420 – 440 cm	35	65	0	99	1
TCE2	1	210 – 230 cm	39	61	0	98	2
TCE2	2	330 – 350 cm	35	65	0	96	4
TCE3	1	300 – 320 cm	24	76	0	92	8
TCE3	2	340 – 360 cm	24	76	0	97	3
PC	1	0 – 160 cm	46	53	1	95	5
PC	2	160 – 265 cm	39	61	0	91	9
PC	3	265 – 320 cm	41	59	0	93	7
PC	4	320 – 350 cm	50	50	0	85	15
PC	5	350 – 400 cm	40	60	0	86	14
PC	6	400 – 450 cm	38	62	0	91	9

Elaborada pelo autor.

Nas amostras referentes às tradagens realizadas no colo Embura-Vermelho, nota-se a predominância das partículas com textura ondulada, constituindo 62,5% do total no perfil TCE1, 63,0% do total no perfil TCE2 e 73,0% do total no perfil TCE3. Já o fosqueamento atinge 1,0% das partículas analisadas no perfil TCE1, 3,0% do perfil TCE2 e 5,5% no perfil

TCE3. Nestes casos, há pouca variação nas texturas superficiais entre amostras próximas, indicando uma menor diversidade de ambientes fluviais abrangidos pelas coletas.

Tabela 14. Análise morfoscópica da fração areia – textura superficial – total por local de coleta

Ponto	Textura superficial I			Textura superficial II	
	Lisa	Ondulada	Rugosa	Polida	Fosca
PA	46,5%	53,5%	0,0%	89,8%	10,2%
PT1	26,5%	73,0%	0,5%	83,3%	16,8%
TT2	32,0%	66,0%	2,0%	95,6%	4,4%
PT2	39,8%	60,3%	0,0%	89,0%	11,0%
TCE1	37,0%	62,5%	0,5%	99,0%	1,0%
TCE2	37,0%	63,0%	0,0%	97,0%	3,0%
TCE3	24,0%	76,0%	0,0%	94,5%	5,5%
PC	42,3%	57,5%	0,2%	90,2%	9,8%

Elaborada pelo autor.

Por fim, no perfil PC, 57,5% das partículas têm textura superficial ondulada, desta vez não existindo grandes diferenças entre os horizontes superiores e inferiores. Quanto ao fosqueamento das partículas, ele é maior nos horizontes inferiores, nos quais atinge 12,7% das partículas, enquanto no horizonte superior atinge 7,0% das partículas, levando a uma média de 9,8% de partículas foscas no total do perfil.

A proporção de partículas arenosas com textura superficial ondulada é predominante em relação à lisa em todos os sítios descritos, variando de 53,5%, no perfil PA, a 73,0% do perfil TCE2. No entanto, há importantes variações nas proporções e nas tendências de aumento ou redução com a profundidade em cada perfil, dificultando as correlações entre sedimentos distantes. Quanto ao fosqueamento das partículas, nota-se que esta característica é minoritária em todas as amostras, variando de 1,0% de partículas foscas no ponto TCE1 a 16,8% no ponto PT1. É possível que o fosqueamento atinja maior número de partículas nos perfis descritos nos terraços pela atuação mais prolongada do intemperismo químico.

Gráfico 9 – Proporção de partículas lisas, onduladas e rugosas na análise de textura superficial, por amostra.

Elaborado pelo autor.

Gráfico 10 – Proporção de partículas polidas e foscas na análise de textura superficial, por amostra.

Elaborado pelo autor.

5.2.5. Análise mineralógica da fração cascalho

A fração cascalho é identificada apenas nas amostras coletadas no terraço e no colo, estando ausentes nos depósitos das margens do Rio Capivari em seu alto e médio cursos. Por outro lado, não há uma ausência absoluta dos cascalhos nesses setores do rio, uma vez que seus leitos atuais possuem frações significativas dessas partículas. Os dados obtidos na análise mineralógica da fração cascalho, comparativa entre o colo e o terraço, são apresentados nas tabelas 15 e 16.

Tabela 15 – Análise mineralógica da fração cascalho, por amostra.

Ponto	Amostra	Profundidade (cm)	Qtz	Qtz+ Tur	Qtz+ Ms	Qtz+ Bt	Qtz+ Ms+ Bio	Tur	Fsp	Fsp+ Tur	Fsp+ Qtz+ Máf
TT2	5	390 – 420 cm	99	0	0	0	0	0	0	1	0
TT3	2	380 – 415 cm	95	1	1	0	0	1	1	0	1
TCE1	1	320 – 340 cm	97	1	1	1	0	0	0	0	0
TCE1	2	420 – 440 cm	93	0	2	2	1	1	0	0	0
TCE2	2	330 – 350 cm	100	0	0	0	0	0	0	0	0

Significado das siglas. Qtz: Quartzo; Tur: Turmalina; Ms: Muscovita; Bt: Biotita; Fsp: Feldspato; Máf: minerais máficos indiscriminados. Elaborada pelo autor.

Tabela 16 – Análise mineralógica da fração cascalho, por sítio de amostragem.

Sítio	Qtz	Qtz+ Tur	Qtz+ Ms	Qtz+ Bt	Qtz+ Ms+ Bio	Tur	Fsp	Fsp+ Tur	Fsp+ Qtz+ Máf
Terraço	97,0%	0,5%	0,5%	0,0%	0,0%	0,5%	0,5%	0,5%	0,5%
Colo	96,7%	0,3%	1,0%	1,0%	0,3%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%

Significado das siglas. Qtz: Quartzo; Tur: Turmalina; Ms: Muscovita; Bt: Biotita; Fsp: Feldspato; Máf: minerais máficos indiscriminados. Elaborada pelo autor.

Nota-se, no caso da fração cascalho, uma participação ainda maior do quartzo na composição mineralógica das partículas estudadas. Este mineral corresponde a 99% dos clastos amostrados na tradagem TT2 e a 95% na tradagem TT3, ou a 97% do total das partículas no terraço da margem direita do Ribeirão Embura. Já no colo Embura-Vermelho, o quartzo corresponde a 95% do total de partículas da tradagem TCE1 e a 100% na tradagem TCE2, ou a 97,5% do total nas partículas estudadas no vale seco. A variação na proporção do quartzo na fração cascalho assemelha-se à observada na fração areia, com números muito próximos referentes a esta espécie mineral.

Quanto à participação dos demais minerais, nota-se que em parte significativa das observações, eles se encontram associados ao quartzo, formando partículas em que coexistem duas ou até três espécies minerais, tendo sido observadas as associações quartzo-turmalina, quartzo-muscovita, quartzo-biotita e quartzo-muscovita-biotita. Essas associações são mais comuns no colo que no terraço, sendo contabilizadas oito ocorrências no primeiro e duas no segundo, num universo de 300 partículas avaliadas no colo e 200 no terraço.

Há uma ocorrência de clasto composto por apenas turmalina no terraço (tradagem TT3) e uma no colo (tradagem TCE1). Também há uma ocorrência de feldspato isolado na tradagem TT3 e duas ocorrências de feldspato associado a outro mineral, uma associada à turmalina e outra associada ao quartzo e um mineral máfico não discernido, ambas no terraço. Não se identificou a presença de feldspato nos depósitos coletados no colo Embura-Vermelho.

Considerando-se as partículas monominerálicas ou que possuem mais de um mineral, são registradas, nas tradagens realizadas nos terraços, três ocorrências de turmalina, três ocorrências de feldspato e uma ocorrência de muscovita, divergindo consideravelmente da fração areia, em que a muscovita tinha maior destaque. No colo, contam-se quatro ocorrências de muscovita, quatro ocorrências de biotita e uma ocorrência de turmalina. Deste modo, as mesmas espécies minerais observadas na fração areia são identificadas na fração cascalho, embora a importância relativa dos minerais secundários apresente divergência.

5.2.6. Análise morfoscópica da fração cascalho

A análise morfoscópica da fração cascalho visa descrever o grau de arredondamento das partículas (Tabelas 17 e 18), a textura superficial das partículas quanto à rugosidade e quanto à polidez ou fosqueamento (Tabelas 19 e 20).

No terraço fluvial, a amostra TT25, apresenta predominância da característica subarredondada para as partículas da fração cascalho, com as proporções máximas representadas pelas classes 0,5 e 0,4, correspondentes, respectivamente, a 40 e a 32% do total. Já na amostra TT32, também com predominância da característica subarredondada, as classes 0,5 e 0,4 correspondem, respectivamente, a 50 e 29% do total. A proporção de partículas fraturadas é de 81% do total na amostra TT25 e de 89% na amostra TT32, igualando-se, na média, com os valores obtidos na fração areia, em que 85% das partículas coletadas na tradagem TT2 são fraturadas.

Tabela 17 – Análise morfooscópica da fração cascalho – arredondamento, por amostra.

Ponto	Horizonte	Profundidade (cm)	Classe:	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	Total
TT2	5	280 – 305 cm	Inteiro	-	-	-	3	5	5	1	-	-	14
			Fraturado	-	-	6	26	33	15	1	-	-	81
			Picotado	-	-	-	3	2	-	-	-	-	5
			Total	0	0	6	32	40	20	2	0	0	100
TT3	2	305 – 370 cm	Inteiro	-	-	-	-	2	5	1	-	-	8
			Fraturado	-	-	3	27	47	11	1	-	-	89
			Picotado	-	-	-	2	1	-	-	-	-	3
			Total	0	0	3	29	50	16	2	0	0	100
TCE1	1	320 – 340 cm	Inteiro	-	-	-	1	8	6	3	-	-	18
			Fraturado	-	2	10	27	36	5	1	-	-	81
			Picotado	-	-	-	-	1	-	-	-	-	1
			Total	0	2	10	28	45	11	4	0	0	100
TCE1	2	420 – 440 cm	Inteiro	-	-	-	-	4	5	3	-	-	12
			Fraturado	-	-	4	23	36	24	1	-	-	88
			Picotado	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
			Total	0	0	4	23	40	29	4	0	0	100
TCE2	2	330 – 350 cm	Inteiro	-	-	-	2	5	5	4	1	-	17
			Fraturado	-	-	9	19	34	13	1	1	-	77
			Picotado	-	-	-	4	2	-	-	-	-	6
			Total	0	0	9	25	41	18	5	2	0	100

Elaborada pelo autor.

Tabela 18 – Análise morfooscópica da fração cascalho – arredondamento, por sítio de amostragem.

Local	Classe:	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	Total
Terraço	Inteiro	0,0%	0,0%	0,0%	1,5%	3,5%	5,0%	1,0%	0,0%	0,0%	11,0%
	Fraturado	0,0%	0,0%	4,5%	26,5%	40,0%	13,0%	1,0%	0,0%	0,0%	85,0%
	Picotado	0,0%	0,0%	0,0%	2,5%	1,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	4,0%
	Total	0,0%	0,0%	4,5%	30,5%	45,0%	18,0%	2,0%	0,0%	0,0%	100,0%
Colo	Inteiro	0,0%	0,0%	0,0%	1,0%	5,7%	5,3%	3,3%	0,3%	0,0%	15,7%
	Fraturado	0,0%	0,7%	7,7%	23,0%	35,3%	14,0%	1,0%	0,3%	0,0%	82,0%
	Picotado	0,0%	0,0%	0,0%	1,3%	1,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	2,3%
	Total	0,0%	0,7%	7,7%	25,3%	42,0%	19,3%	4,3%	0,7%	0,0%	100,0%

Elaborada pelo autor.

No colo Embura-Vermelho, as partículas subarredondadas predominam nas três amostras analisadas. Na amostra TCE11, 45% dos cascalhos correspondem à classe de arredondamento 0,5 e 28% à classe 0,4. Na amostra TCE12, 40% dos cascalhos correspondem à classe 0,5 e 29% correspondem à classe 0,6. Por fim, na amostra TCE22, 41% das partículas

pertencem à classe 0,5 e 25% à classe 0,4. Nota-se maior arredondamento da amostra TCE12 em relação às demais.

Na comparação entre o terraço e o colo, há bastante semelhança nas morfologias dos cascalhos (Fotos 23 e 24). Quanto ao arredondamento, há ligeira vantagem para o colo em relação à proporção de partículas arredondadas. Este fato poderia ter alguma relação com o sentido pretérito do alto Capivari pré-captura, em que a área atualmente ocupada pelo colo estaria a jusante da área atualmente ocupada pelo terraço, antes constituintes do sistema fluvial do antigo alto Capivari, proporcionando um retrabalhamento ligeiramente maior das partículas na região do colo.

Tabela 19 – Análise morfoscópica da fração cascalho - textura superficial, por amostra.

Ponto	Horizonte	Textura superficial I			Textura superficial II	
		Lisa	Ondulada	Rugosa	Polida	Fosca
TT25	390 - 420 cm	8	85	7	46	54
TT32	380 - 415 cm	12	86	2	63	37
TCE11	320 - 340 cm	9	88	3	65	35
TCE12	420 - 440 cm	10	83	7	44	56
TCE22	330 - 350 cm	9	80	11	42	58

Elaborada pelo autor.

Tabela 20 – Análise morfoscópica da fração cascalho - textura superficial, por sítio de amostragem.

Local	Textura superficial I			Textura superficial II	
	Lisa	Ondulada	Rugosa	Polida	Fosca
Terraço	10,0%	85,5%	4,5%	54,5%	45,5%
Colo	9,3%	83,7%	7,0%	50,3%	49,7%

Elaborada pelo autor.

Quanto à textura superficial, observa-se uma predominância muito maior da textura ondulada nas partículas da fração cascalho que nas da fração areia. Nas amostras TT25 e TT32, referentes ao terraço, a textura superficial ondulada é característica de 85 e 86% das partículas, respectivamente. Já nas amostras TCE11, TCE12 e TCE22, a textura ondulada caracteriza 88, 83 e 80% das partículas. Deste modo, 85,5% dos cascalhos descritos no terraço e 83,7% dos descritos no colo são ondulados, o que representa uma grande similaridade.

Foto 23 – Cascalhos da amostra TCE12, coletada no colo Embura-Vermelho.

Distância de 7 mm entre as linhas azuis. Obtida pelo autor.

Foto 24 – Cascalhos da amostra TT25, coletada no terraço da margem direita do Ribeirão Embura.

Distância de 7 mm entre as linhas azuis. Obtida pelo autor.

É relevante a comparação desses dados com aqueles referentes à fração areia. Na fração areia, embora a textura ondulada também seja predominante, a proporção de partículas com textura lisa é muito maior e a de partículas com textura rugosa é insignificante, contrastando com os valores identificados na fração cascalho. Este fato permite concluir que as partículas cascalhosas adquiriram uma textura predominantemente rugosa ao longo de sua permanência no leito do rio, por abrasão ou por corrosão e que se fragmentarem posteriormente, formando as partículas arenosas, estas com maior proporção de paredes lisas correspondendo às regiões internas da antiga partícula cascalhosa.

Quanto ao fosqueamento das partículas, embora a característica fosca não seja predominante nos cascalhos, ela atinge uma proporção maior que nas partículas arenosas. Há grandes variações entre tradagens próximas e pequenas diferenças nas médias referentes aos dois grupos de tradagens, o que dificulta as correlações entre as duas regiões. No entanto, a correlação com a fração areia é relevante, uma vez que a fragmentação dos cascalhos produz um conjunto de partículas arenosas com superfícies novas, aparentemente polidas, mas que na realidade apenas acompanham as superfícies preferenciais da fragmentação do quartzo.

5.2.7. Síntese das observações sedimentológicas

A partir dos dados sedimentológicos apresentados, elaborase uma síntese a respeito dos fatos mais relevantes. Quanto aos perfis descritos em campo, observa-se: predominância da fração arenosa em todos os perfis e horizontes, especialmente a areia fina; cores mais claras nos horizontes inferiores, nos perfis PT1 e PT2, manifestando influência da fração arenosa mineral, de natureza quartzosa, pouco pigmentada por óxidos de ferro ou matéria orgânica; cores mais escuras nos horizontes inferiores, no perfil PA, separados dos superiores por transição abrupta, possivelmente marcando descontinuidade deposicional; estruturas pedológicas fracas a moderadas, quando presentes, devido à baixa proporção da fração argilosa e matéria orgânica em todos os horizontes descritos; baixa plasticidade e pegajosidade em todos os horizontes descritos; transições planas e raramente graduais, relacionadas a descontinuidades deposicionais fósseis, progressivamente alteradas pelos processos pedogenéticos. Destaca-se ainda a baixa similaridade entre os perfis e as tradagens descritas em terraços fluviais adjacentes, em níveis semelhantes. Esta característica reflete a multiplicidade de tipos de depósitos formados em ambientes fluviais (MIALL, 1996).

A identificação de uma lente cascalhosa nos estratos mais profundos e a inobservância desta fração granulométrica nos estratos superiores pode refletir maiores descargas e maior efetividade da erosão no ambiente pretérito em comparação com o presente, também sugerindo uma modificação do estilo fluvial do rio, de entrelaçado a meandrante (HANCOCK e ANDERSON, 2002), sendo este último estilo preponderante na paisagem atual. Estes fatos sugerem que o Rio Capivari, antes de ser capturado, havia sido desenvolvido sob condições climáticas diferentes das atuais, mais secas, tópico a ser melhor discutido após a apresentação dos dados geocronológicos. As tradagens executadas em eixos longitudinal e transversal ao eixo do vale indicam que as cascalheiras se restringem ao paleo-talvegue do vale fluvial e que não se estendem às vertentes, sugerindo uma origem fluvial aos mesmos. No entanto, sua característica angulosa e a sustentação dos clastos pela matriz sugerem tratar-se de depósitos produzidos por corridas de detritos, associadas a um regime fluvial pretérito marcado por eventos de maior magnitude.

A correlação das observações sedimentológicas entre os quatro sítios estudados – alto Capivari, terraços adjacentes ao cotovelo de captura, colo Embura-Vermelho e Cachoeira do Marsilac – é subsidiada pela representação dos fenômenos descritos em mapas, conforme sugerido por Zaprowski et al. (2002). Seleccionam-se, para correlação, os dados das análises mineralógica e morfoscópica aplicadas a areias. A fração cascalho, por estar restrita tão somente ao colo e aos terraços, não foi tratada cartograficamente.

A análise mineralógica revela similaridade entre os sítios estudados quanto às principais ocorrências – quartzo, muscovita e turmalina – na presente ordem (Mapa 64), embora o perfil PA, no alto curso do Capivari, seja relativamente mais rico em muscovita, por serem depósitos mais recentes e menos intemperizados. A semelhança nas proporções entre as espécies predominantes sugere uma origem comum aos sedimentos. Esta origem comum poderia ser uma área-fonte comum a todos os sítios no passado, corroborando a hipótese da captura, ou então uma homogeneidade litológica na bacia que levasse à produção de sedimentos com características mineralógicas muito semelhantes, o que não necessariamente corroboraria esta hipótese. O mapeamento geológico, que carece de dados detalhados relativos a vastas extensões da bacia permite notar a presença de ao menos cinco tipos litológicos com mineralogias distintas: gnaisses, migmatitos, anfíbolitos, dioritos e micaxistos, cujos limites são mal conhecidos, além dos sedimentos terciários e quaternários com diferentes graus de retrabalhamento por processos associados ao transporte de partículas. Desta maneira, tal homogeneidade litológica é, aparentemente, pouco provável. Considera-se

prudente verificar as demais variáveis sedimentológicas antes de se favorecer ou desfavorecer alguma hipótese.

Mapa 64 – Proporção das espécies minerais, por sítio de amostragem.

Elaborado pelo autor.

Mapa 65 – Frequências das classes de arredondamento, por sítio de amostragem.

Elaborado pelo autor.

Quanto aos graus de arredondamento, as distribuições são também semelhantes: a classe 0,4 predomina em todos os sítios estudados (Mapa 65). No entanto, o colo diverge ligeiramente dos demais sítios em seu maior conteúdo de partículas subangulares. Por outro lado, como já destacado anteriormente, tal comportamento não é acompanhado pela fração cascalho, na qual nota-se maior arredondamento das partículas do colo em relação ao terraço.

A maior angularidade das areias no colo não indica, necessariamente, uma falta de correlação de seus depósitos com os demais, mas pode se relacionar com processos de fragmentação física pós-deposicionais mais intensos. A fragmentação física é aparentemente importante na produção das areias, visto a característica predominantemente fraturada das partículas analisadas, com alguma participação da característica picotada (com aspecto mais recortado).

Mapa 66 – Frequência das texturas superficiais lisas, onduladas e rugosas, por sítio de amostragem.

Elaborado pelo autor.

Mapa 67 – Frequência das texturas superficiais polidas e foscas, por sítio de amostragem

Elaborado pelo autor.

Os sedimentos dos quatro sítios também se assemelham quanto à textura superficial das partículas arenosas, em ambas as variáveis estudadas: rugosidade (Mapa 66) e fosqueamento (Mapa 67). A predominância da textura superficial ondulada, em relação às lisas e rugosas, é observada em todos os sítios, embora sua proporção seja ligeiramente menor nos perfis PA e PC em comparação com o colo e os terraços. É relevante a comparação desses dados com

aqueles referentes à fração cascalho, onde existentes. Na fração areia, a proporção de partículas com textura lisa é muito maior que na fração cascalho. Pode-se concluir que as partículas cascalhosas adquiriram uma textura predominantemente rugosa ao longo de sua permanência no leito do rio, por abrasão ou por corrosão e que se fragmentarem posteriormente, formando as partículas arenosas, as quais possuem maior proporção de paredes lisas correspondendo às regiões internas da antiga partícula cascalhosa.

Quanto ao fosqueamento das partículas, a característica fosca atinge uma pequena proporção das partículas arenosas. As proporções são muito semelhantes entre o alto Capivari, os terraços e o sítio próximo à Cachoeira do Marsilac, mas são nitidamente menores no colo. No entanto, as pequenas variações nas médias dos sítios escondem as grandes variações entre tradagens próximas, dificultando as correlações. Embora não predominante na fração cascalho, a característica fosca atinge uma proporção maior que nas partículas arenosas. Sugere-se que a fragmentação dos cascalhos produz um conjunto de partículas arenosas com superfícies novas, aparentemente polidas, mas que na realidade apenas acompanham as superfícies preferenciais da fragmentação do quartzo.

Do conjunto de dados apresentados, notam-se semelhanças nas características sedimentológicas entre as áreas estudadas, quanto às mineralogias, arredondamentos e texturas superficiais, com pequenas discrepâncias nas diferentes variáveis – na mineralogia, o alto Capivari difere das demais; no arredondamento e no fosqueamento, o colo é que mais se diferencia; e na rugosidade o colo se assemelha mais aos terraços e o alto Capivari se assemelha mais à região da Cachoeira do Marsilac. Os resultados podem, por um lado, favorecer a hipótese de captura fluvial do alto Capivari, visto que as similitudes são grandes e as discrepâncias seriam perfeitamente justificadas pelas margens de erro inerentes ao método da contagem das partículas por característica morfológica. Por outro lado, a escassez de dados geológicos mais detalhados – atualmente muito restritos aos afloramentos gnáissico-migmatíticos analisados em cachoeiras – dificulta, no presente momento, uma avaliação mais crítica dos dados aqui apresentados.

5.3. ESTUDO GEOCRONOLÓGICO DA CAPTURA DO ALTO CURSO DO RIO CAPIVARI

Os depósitos sedimentares presentes nos terraços fluviais localizados próximos à inflexão do rio Capivari (nos quais se localizam os perfis Terraço I e Terraço II) foram encaminhados para datação por LOE. Nota-se que há, na área, apenas um nível de terraço, sugerindo rápida incisão, em um episódio unitário. O baixo grau de alteração pedogenética desses depósitos, que poderia interferir no resultado final, favoreceu a aplicação do método (BATEMAN et al., 2003). No terraço fluvial localizado na margem direita do Ribeirão Embura, foram feitas coletas para datação em três diferentes pontos: PT1a, PT1b, PT2, a 759 m de altitude. O ponto PT1a corresponde ao perfil pedológico homônimo descrito na seção 5.2., o qual é complementado pelo ponto PT1a', a 2 m de distância e com topo 100 cm elevado em relação ao topo do anterior, com continuidade das características sedimentológicas e mais próximo do topo do terraço. O ponto PT1b localiza-se no mesmo terraço, a 20 m de distância do PT1a. O ponto PT2, correspondente ao perfil pedológico homônimo, está a cerca de 560 m de distância dos anteriores. Neste último terraço, localizou-se apenas um ponto favorável à descrição e coleta de amostras para datação por LOE, pois o restante do terraço estava significativamente alterado pela ação antrópica. Apresentam-se, na Figura 52, os locais de coleta de amostras para datação por LOE. Nas tabelas 21 e 22, apresentam-se os dados detalhados que levaram à determinação das idades.

Conforme os resultados apresentados, no ponto PT1a, a amostra da camada C2, a 115 cm de profundidade, possui idade de 16.750 ± 2.220 anos, enquanto a amostra da camada C1, a 65 cm de profundidade, possui idade de 13.350 ± 1.600 anos. No perfil PT1a', adjacente ao anterior e 150 cm mais elevado, a amostra da camada C1, a 50 m de profundidade, possui idade de 8.290 ± 680 anos. No ponto PT1b, localizado no mesmo nível do ponto PT1a', a camada C2, a 70 cm de profundidade, possui 9.150 ± 970 anos, enquanto a camada C1, a 50 cm, possui 7.650 ± 865 anos. Nota-se que as idades das amostras de 50 cm de profundidade têm uma diferença de 640 anos, dentro da margem de erro da datação. As camadas subjacentes também retornam idades coerentes com as profundidades e com a natureza deposicional dos pacotes arenosos (Figura 53).

No terraço situado na margem oposta do Ribeirão Embura, foram coletadas duas amostras no perfil PT2, na mesma altitude que os pontos anteriores. A amostra da camada C2, a 170 cm de profundidade, possui idade de 18.150 ± 2.000 anos, enquanto a amostra da camada C1, a 50 cm de profundidade, possui 8.150 ± 825 anos. Nota-se que os valores da

amostra referente à camada mais superficial são compatíveis com os obtidos nos pontos PT1a e PT1b. As camadas C1 do perfil PT1a e C2 do perfil PT2, localizados em níveis semelhantes, possuem uma diferença superior à soma das duas margens de erro.

Figura 52 – Localização dos pontos de coleta de sedimentos para datação por LOE.

Elaborado pelo autor.

Tabela 21 – Resultados da datação por LOE, em termos de dose anual, paleodose e idade obtida.

Ponto	Camada	Profundidade (cm)	Dose Anual ($\mu\text{Gy/ano}$)	Paleodose (Gy)	Desvio padrão da paleodose (Gy)	Idade (anos)
PT1a'	C1	50	3.770 ± 120	31,2	5,52	8.290 ± 680
PT1a	C1	65	2.000 ± 140	26,7	5,81	13.350 ± 1.600
PT1a	C2	115	3.880 ± 320	64,9	2,79	16.750 ± 2.220
PT1b	C1	50	10.130 ± 640	77,5	5,19	7.650 ± 865
PT1b	C2	80	2.920 ± 165	26,7	11,11	9.150 ± 970
PT2	C1	50	4.860 ± 250	39,6	4,13	8.150 ± 825
PT2	C2	170	4.850 ± 300	87,9	7,82	18.150 ± 2.000

Dados fornecidos por: Datação/AS. Elaboração pelo autor.

Tabela 22 – Concentração dos radionuclídeos Urânio (^{238}U), Tório (^{232}Th) e Potássio (^{40}K) e umidade por amostra.

Ponto	Camada	Profundidade (cm)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)
PT1a'	C1	50	$25,084 \pm 0,903$	$6,543 \pm 0,130$	$0,124 \pm 0,018$	12,8
PT1a	C1	65	$8,788 \pm 0,316$	$2,747 \pm 0,184$	$0,477 \pm 0,069$	9,8
PT1a	C2	115	$18,786 \pm 0,676$	$5,677 \pm 0,410$	$1,108 \pm 0,161$	27,0
PT1b	C1	50	$73,540 \pm 2,647$	$17,957 \pm 1,259$	$0,775 \pm 0,112$	29,8
PT2b	C2	70	$14,946 \pm 0,538$	$4,539 \pm 0,182$	$0,518 \pm 0,075$	12,3
PT2	C1	50	$26,408 \pm 0,951$	$7,843 \pm 0,167$	$0,898 \pm 0,130$	19,6
PT2	C2	170	$27,331 \pm 0,984$	$8,287 \pm 0,534$	$0,573 \pm 0,083$	7,6

Dados fornecidos por: Datação/AS. Elaboração pelo autor.

Figura 53 – Alturas relativas das amostras datadas por LOE.

Elaborada pelo autor.

As idades das camadas mais superficiais dos três perfis apresentam uma concordância satisfatória, em torno de 8.000 anos. As taxas de sedimentação, determinadas pela distância vertical (Δh) entre as amostras dividida pelas idades obtidas (t), variam de 0,12 mm/ano, no perfil PT2 a 0,23 mm/ano, no intervalo entre a amostra C1 do perfil PT1a e a amostra C1 do perfil PT1a'. Se as taxas de sedimentação (Tabela 23) fossem extrapoladas para a superfície do terraço, cerca de 50 cm acima do topo, teríamos idades ao menos 5.000 anos mais jovens para o Terraço I e 8.300 anos mais jovens para o Terraço II. Esses valores excessivos mostram que a taxa de sedimentação neste antigo ambiente fluvial não era constante, mas teve

caráter episódico. Prefere-se, considerando-se o caráter mais episódico da sedimentação, considerar que o topo do terraço tem idade não muito inferior aos 8.000 anos obtidos pela datação por LOE. Ressalta-se que a episodicidade da sedimentação é documentada no Sudeste Brasileiro com o desenvolvimento de um ciclo erosivo-deposicional ocorrido há 10.000 – 8.000 anos por Coelho-Netto (1999).

Tabela 23 – Taxas de sedimentação inferidas a partir das idades médias das amostras.

Intervalo	ΔH (mm)	t (anos)	$\Delta H / t$ (mm/ano)
PT1b (C2-C1)	300	1.500	0,20
PT1a (C1) - PT1a' (C1)	1.150	5.060	0,23
PT1a (C2 - C1)	500	3.400	0,15
PT2 (C2 - C1)	1.200	10.000	0,12

Elaborada pelo autor.

Esses resultados sugerem que os sítios estudados se constituíam como planícies fluviais ativas ainda no início do Holoceno. Considerando-se que: 1) os terraços fluviais devem ter se desenvolvido em decorrência da incisão estimulada pela captura fluvial, e que 2) a datação dos sedimentos mais superficiais dos terraços fornece uma idade máxima do abandono do terraço (FUCHS et al., 2014), acredita-se que a captura também seja holocênica, com idade máxima de aproximadamente 8.000 anos. Tendo-se em vista os dados paleoclimáticos apresentados por Ledru et al. (2005), referentes à Cratera de Colônia, localizada a apenas 4 km de distância dos pontos estudados a NNE, acredita-se que a ocorrência da captura fluvial e o desenvolvimento do terraço tenham sido climaticamente influenciados. De 10.400 a 3.955 anos, as condições climáticas passavam de secas a úmidas, o que é interpretado a partir do aumento gradativo da frequência de sementes de espécies arbóreas. Uma vez que esse tipo de transição seco-úmido estimula a incisão fluvial, por estarem os solos ainda desprotegidos da ação de chuvas mais frequentes e intensas (COELHO-NETTO, 1999), isto teria estimulado a captura e a incisão. A mudança paleoclimática teria servido como um catalisador para a captura fluvial, estimulando uma expansão remontante mais acelerada, por um lado, e um aumento dos fluxos no próprio alto Capivari, por outro, levando-o a promover maior incisão em seu próprio leito. Ressalta-se que os terraços são restritos ao entorno do cotovelo, sem ocorrências registradas em outras sub-bacias na bacia do Capivari. Isto reforça a tese de que os mesmos foram desenvolvidos em resposta a um rebaixamento local no nível de base e não

apenas pela mudança paleoclimática, a qual teria produzido terraços de forma mais extensiva na bacia.

Se a captura ocorreu há 8.000 anos A.P., no máximo, deve-se considerar que o terraço fluvial, com 16 metros de altura em relação ao nível do vale adjacente, estimado pelo nível da cachoeira da Represa do Capivari, foi formado por uma incisão à taxa de cerca de 2 mm ao ano, no mínimo. Desta forma, as taxas de incisão fluvial teriam sido, no mínimo, de 10 a 15 vezes mais velozes que as taxas de sedimentação. Seu desenvolvimento ainda teria ocorrido sob influência dos ciclos menores de alternância entre condições úmidas e áridas no Holoceno relatadas por Storani e Perez Filho (2015). Ressalta-se que o valor obtido, de 2 mm/ano é idêntico ao obtido por Magalhães Jr. et al. (2011) nos terraços de 100 m de profundidade e 50.000 anos nas margens do Rio das Velhas, em Minas Gerais.

Nos instantes posteriores à captura, o colo que dividiria o segmento capturado e o segmento decapitado deveria estar situado adjacente ao cotovelo. No entanto, 8.000 anos depois o colo (Embura-Vermelho) encontra-se a uma distância de 4.350 m. Deste modo, o colo recuou 4.530 m em no máximo 8.000 anos, a uma taxa de 543 mm/ano, no mínimo. Como não se observa o colo atualmente em recuo, mesmo porque os sistemas fluviais já se encontram alterados pela atividade antrópica, acredita-se que o recuo tenha sido mais rápido no início, tendo sua velocidade paulatinamente reduzida ao longo do tempo. Essa mudança na velocidade do recuo pode ter relação com o clima, uma vez que a fase de mudança paleoclimática registra maiores velocidades de recuo que as fases de estabilidade (BERLIN e ANDERSON, 2007).

Ressalta-se que Huang et al. (2012) registraram taxas de migração de 355 m/ano no Rio Taan, em Taiwan, concentradas durante as cheias, em leitos facilmente erodíveis. Deste modo, é perfeitamente plausível que uma taxa de 0,543 m/ano seja registrada em uma planície fluvial preenchida por sedimentos aluviais quaternários após uma captura numa fase de mudança paleoclimática de condições secas para úmidas. Dadas as ocorrências de deformações nos perfis longitudinais de baixos cursos dos tributários do Embura, é plausível que a onda de incisão tenha, nesse tempo, produzido uma migração de *knickpoints* que se propagou para os mesmos.

5.4. FATORES PARA A OCORRÊNCIA DE REARRANJOS DE DRENAGEM NA BACIA DO RIO CAPIVARI

A análise dos possíveis fatores para rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari apresenta diversas limitações, como o baixo nível de detalhamento dos mapeamentos geológicos disponíveis, o difícil acesso a diversos setores da bacia, e a própria natureza dos processos de rearranjos de drenagem, que destroem as evidências da ocorrência desses fenômenos (PEDERSON, 2001). Os rearranjos de drenagem, ao mesmo tempo em que concorrem com fatores tectônicos, climáticos e lito-estruturais na explicação dos fatos hidrogeomorfológicos, também são controlados por esses mesmos fatores (TWIDALE, 2004). No entanto, mesmo com as dificuldades apresentadas, procura-se refletir acerca do papel que cada um desses fatores teve no desenvolvimento da drenagem na bacia do Rio Capivari, com base nos dados apresentados.

Um fator que possui grande relevância no desencadeamento de rearranjos de drenagem na área é o forte gradiente hipsométrico provido pela Serra do Mar, propiciando grande energia potencial para a execução dos processos erosivos fluviais. Como a análise hipsométrica da bacia do Rio Capivari torna evidente, existe um gradiente de 805 m desde o exutório até o mais alto morro em seu interior e grande parte da bacia se estabelece em terrenos elevados em relação ao nível de base, aparente em seu perfil hipsométrico e em sua IH igual a 0,85.

Como ressaltam Stokes e Mather (2003), a criação de um grande gradiente topográfico regional por movimentos tectônicos pode aumentar o potencial erosivo fluvial e estimular a erosão remontante a partir dos níveis mais baixos da escarpa. A energia fornecida aos rios da drenagem litorânea ao longo da Serra do Mar torna-se cada vez maior a medida que os rearranjos se sucedem, acrescentando vazão e potencial erosivo aos rios de jusante. O potencial erosivo comparativo das knickzonas presentes no interior da bacia pode ser estimado na aplicação dos índices RDE_s e RDE_s/RDE_t . Os resultados mostram que, nos baixos cursos dos principais rios da bacia, há um forte trabalho erosivo em andamento, contribuindo para a incisão e a transmissão do sinal erosivo para os segmentos de montante, estes incorporando novos canais, estabelecendo-se uma espécie de retroalimentação positiva entre rearranjos e erosão fluvial

Mesmo no interior da bacia do Rio Capivari, os gradientes desiguais entre as sub-bacias estimulariam uma série de rearranjos internos. Os colos associados a inflexões e a *knickpoints* registrados nos limites da sub-bacia do baixo Capivari forneceram indicativos de uma expansão das áreas das sub-bacias dos tributários de jusante do Capivari, com maior energia devido a seu maior gradiente, às expensas dos tributários de montante, restritos às parcelas mais preservadas do planalto.

Como os movimentos tectônicos que deram origem à escarpa da Serra do Mar são muito lentos, iniciando-se no Cretáceo e apresentando pulsos irregulares ao longo do Cenozoico (HACKSPACHER et al., 2004; TELLO-SAENZ et al., 2005; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005; HIRUMA et al., 2010; COGNÉ et al., 2011), compreende-se que o papel da tectônica deve ser relevante a longo prazo, ao ter estimulado o avanço da incisão fluvial por ter produzido falhamentos e escalonamentos topográficos. Essa forçante tectônica teria, conforme Oliveira e Queiroz Neto (2007), estimulado uma inversão progressiva de setores da drenagem, antes direcionados para o interior, atualmente direcionados para o litoral. Por outro lado, os movimentos tectônicos mais recentes, identificados em nível regional do Pleistoceno tardio ao Holoceno e consistindo na reativação de falhas inversas de direção N-S (RICCOMINI et al., 2004), devem ter produzido pequenas modificações na drenagem local.

Não há, na literatura consultada, referência explícita a movimentações recentes em falhas que atravessam a bacia do Rio Capivari, embora os diversos lineamentos existentes na bacia associados a *knickpoints*, knickzonas, colos e inflexões possam refletir alguma movimentação mais recente dessas falhas. Enquanto as falhas que controlam a atual posição da escarpa da Serra do Mar são descritas como transcorrentes dextrais de idades pré-cambrianas, as demais falhas mapeadas nas proximidades da bacia são descritas como “indiscriminadas”, sem qualquer registro de movimentos mais recentes. Mesmo os dados sísmicos apresentados não permitem afirmar que movimentos tectônicos ativos sejam relevantes na área, uma vez que os sismos registrados na região são fracos e raros.

Apesar da escassez de dados geotectônicos, alguns dados morfológicos apresentados são interessantes na discussão e impedem que se rejeite o papel da tectônica na evolução da bacia. Chama atenção o fato de muitas sub-bacias serem assimétricas em planta: na sub-bacia do Ribeirão Claro, por exemplo, nota-se que há uma assimetria na rede de tributários do alto Pombos, do Córrego Bragança e dos rios 87, 93, 104 e 107 de tal modo que seus rios principais apresentam-se deslocados para S e os seus tributários voltados para N desenvolvem-se mais que os voltados para S (Mapa 68). Na sub-bacia do Monos, a mesma

configuração é identificada nos sistemas a ele tributários a jusante, dos rios 144, 151, 153, além do próprio baixo Monos na proximidade da confluência com o Capivari. Uma tectônica basculante, com caimento para S, teria acompanhado a reativação das falhas no limite Pleistoceno-Holoceno.

Mapa 68 – Bacias assimétricas com eixo central deslocado para o S e maior desenvolvimento dos tributários provenientes de N.

Elaborado pelo autor.

Esta observação é relevante pelo fato dos eixos principais das drenagens nos setores com sub-bacias assimétricas estarem orientadas no sentido N-S, portanto, concordantes com a rampa tectonicamente criada. Este basculamento pode ter estimulado a reversão do Ribeirão

da Dúvida e do Rio dos Monos, além do Rio Cubatão de Cima, localizado a E da bacia do Rio Capivari, paralelo ao Monos. Mesmo que a tectônica basculante possa ter produzido movimentos muito sutis, deve-se considerar que os canais de maior ordem hierárquica, apesar de suas maiores descargas, tendem a ser mais sensíveis que os de menor ordem, devido a seus baixos gradientes, facilmente afetados por pequenas mudanças (SCHUMM, 1986; GARROTE et al., 2008). Cabe a Garrote et al. (2008) e a Terrizzano et al. (2014) a observação de que a rede de drenagem em um bloco crustal basculante tende a desenvolver uma direção preferencial na assimetria das bacias desenvolvidas, levando à migração do canal principal, extensão dos canais no sentido oposto ao da migração e redução no sentido igual.

As sinuosidades dos cursos d'água podem fornecer evidências a respeito de movimentos tectônicos, visto que esta variável do sistema fluvial é bem sensível a este processo. É notório que todos os rios têm sua sinuosidade ampliada ao atravessar uma faixa de sentido ENE, que abrange o setor setentrional da sub-bacia do alto Capivari, o segmento zigzagueado do médio curso do Capivari, o segmento do Rio Claro entre as confluências com os rios 103 e 106, o médio Dúvida e a transição do alto para o médio curso do Rio dos Monos. É possível que, além da tectônica basculante com caimento para sul, tenha havido alguma movimentação ao longo de uma falha no interior da bacia, o que precisaria ser confirmado em campo.

Os índices RDE_s/RDE_t dos rios que seccionam perpendicularmente essa suposta falha de direção ENE ficam mais elevados, a exemplo dos rios Capivari, Dúvida e Monos, em resposta a algum movimento tectônico que poderia ter lugar nesta falha recentemente, mesmo no Holoceno, como informa Riccomini et al., (2004). É também relevante notar que o Rio Capivari desenvolve uma planície alveolar justamente no trecho em que encontra essa zona de lineamentos, sugerindo barramento tectônico seguido de deposição de sedimentos. A Cachoeira do Marsilac, logo a jusante deste ponto, poderia ser uma evidência do movimento tectônico recente ao longo da falha. Uma das falhas que seccionam a bacia do Rio Capivari teria, portanto, executado movimentos recentes, produzindo essas modificações descritas na rede de drenagem.

Vandenberghe (1995) destaca que, das variáveis naturais que controlam os processos de rearranjos de drenagem, apenas o clima pode mudar significativamente em escalas temporais menores – processo em tempo curto sugere ação climática. A datação dos sedimentos fluviais por LOE, associado aos estudos paleoclimáticos (LEDRU et al., 2005) realizados na área, além da característica angulosa dos cascalhos e dos sedimentos sugestivos de deposição episódica e as taxas variáveis de sedimentação constituem um conjunto de evidências que

apontam para um papel significativo das flutuações paleoclimáticas à evolução das bacias de drenagem.

O papel do componente paleoclimático é evidente na questão das transições climáticas, as quais são devidamente documentadas na área, especialmente no início do Holoceno, em que as condições secas predominantes deram lugar a condições mais úmidas, forçando maior fluxo de água nos rios da região. As alternâncias climáticas estimularam tendências alternadas de fases agradacionais e degradacionais nos interiores das bacias, levando à desestabilização da vegetação nas margens (MATHER, 2000a). Nestas regiões, transições para condições mais secas contribuíram para a rarefação da vegetação, ocasionando a retração das vertentes e o desenvolvimento de pedimentos; já nas transições para condições climáticas mais úmidas, a maior frequência de chuvas intensas em áreas rarefeitas de vegetação arbórea produziria episódios de intensas taxas de erosão, modificando a paisagem pelo esvaziamento dos fundos dos vales, por meio de incisão fluvial, além de promover rebaixamentos nos níveis de base (COELHO-NETTO, 1999).

Nas transições climáticas de condições secas para úmidas o potencial erosivo fluvial torna-se maior, por aumento da descarga em vales poucos protegidos pela vegetação, possibilitando incisão em larga escala (BULL, 1990; MIKESELL et al., 2010). Na bacia do Capivari, esta última transição deve ter estimulado a captura do Alto Capivari, propiciando, a partir de então, uma incisão mais focalizada no entorno do sítio de captura, produzindo terraços. Nota-se que o efeito do clima não foi igual para todos os sistemas fluviais na área de estudo. Ela foi mais importante nos setores em que os rearranjos se impuseram, de modo que a soma de fatores: clima e rearranjos foi mais efetiva do que apenas o clima.

Considerando-se as observações a respeito do aumento de sinuosidade em alguns rios meandantes ou mesmo sobre a possibilidade de adernamento em setores médios da bacia, e partindo do pressuposto de que a forçante climática não é capaz de, isoladamente, gerar incisão fluvial e rearranjos de drenagem, sendo necessária a ação conjunta de outros fatores, como a tectônica, responsável pelo rebaixamento do nível de base, indutor da incisão fluvial (BRIDGLAND, 2000; STANGE et al., 2013), a interação entre as duas forçantes teria estimulado a ocorrência de rearranjos. O soerguimento tectônico força o rio a promover incisão, favorecendo a retomada da incisão a cada mudança paleoclimática, lembrando que neste caso deve-se considerar uma escala temporal muito maior para a forçante tectônica, à qual se impõem oscilações climáticas mais rápidas. (BRIDGLAND e WESTAWAY, 2008; WESTAWAY et al., 2009; HU et al., 2012; FUCHS et al., 2014). Deste modo, a soma das

variáveis clima e tectônica pode ter contribuído significativamente para a ocorrência de rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari.

Além do clima e da tectônica, deve-se discutir o papel do arcabouço litoestrutural como condicionante dos rearranjos de drenagem. A presença de muitos lineamentos em toda a sub-bacia e a coincidência azimutal destes com as estruturas mapeadas, como foliações e falhas, evidencia o fato de que o condicionamento geológico é importante no desenvolvimento das redes de drenagem e teria o papel de conduzir o crescimento remontante da drenagem, ainda aumentando sua velocidade ao longo de linhas opreferenciais de maior fraqueza das litologias e edescontinuidades atribuíveis a falhas, por exemplo. Com esse estímulo ao crescimento por erosão remontante das cabeceiras em determinadas direções, presume-se que canais pertencentes a outras orientações tenham sido interceptados por estes. Muitas das inflexões descritas podem ser devidas a esse tipo de situação.

A área é seccionada por diversas zonas de cisalhamento não discriminadas que apresentaram atividade durante o Ciclo Brasileiro. Essas zonas de cisalhamento possuem direção preferencial para ENE e para NE e balizam contatos litológicos de mesma direção. A NW da bacia, há uma zona de cisalhamento transcorrente dextral que apresentou atividade no Evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS et al., 1984), separando as unidades de filitos e sericita-xistos, a noroeste, das unidades de micaxistos e filitos, a sudeste. As foliações nas rochas presentes na bacia do Rio Capivari têm *strikes* nas mesmas direções para ENE.

As estruturas presentes nas rochas na bacia do Rio Capivari são exploradas pelos sistemas fluviais. Ao longo do tempo, o curso do rio e seus tributários tendem a se ajustar às estruturas, à medida que a água encontra maior facilidade de erosão ao longo de falhas, juntas e demais lineamentos nas rochas (MORISAWA, 1985). Essa situação parece mais evidente na sub-bacia do Claro, em que muitos canais importantes se desenvolvem paralelamente às estruturas mapeadas, na direção ENE.

Sugere-se a recorrência do processo de captura fluvial nos rios de montante, acompanhando a expansão da drenagem litorânea para o interior. Este processo estimularia o aumento da erosão nessas áreas e constituiria um mecanismo para a própria retração do divisor de águas e, conseqüentemente, da escarpa. Deste modo, propõe-se uma evolução da Serra do Mar atrelada à evolução dos sistemas de drenagem no divisor planalto-litoral por meio de rearranjos de drenagem. A evolução da Serra do Mar nos parece mais episódica que fundamentalmente contínua, de tal modo que a retração paralela a longo prazo deve ser obtida

a partir de rearranjos de drenagem sucessivos e rápida dissecação das bacias de drenagem de montante, nessas ocasiões.

As taxas de recuo da Serra do Mar por processos superficiais são, para Hiruma et al. (2010), muito baixas em alguns trechos, como ao longo do graben da Guanabara, onde as bacias de Itaboraí, Paleocênica, e de Macacu, Eocênica, situam-se relativamente próximas do presente sopé da escarpa. Taxas maiores seriam registradas em segmentos locais, onde os rearranjos de drenagem se fazem presentes e estimulam uma rápida incisão, especialmente na situação descrita por Prince et al., (2010), nos Apalaches, na qual a interceptação de rios do planalto de direção ortogonal aos do litoral produziria uma rápida dissecação da bacia e a aceleração da erosão remontante. Com essas considerações, aponta-se para os processos de rearranjos de drenagem como mecanismos bastante eficientes para a retração de escarpas, em consonância com a proposta de Oliveira e Queiroz Neto (2007) para a evolução da Serra do Mar no Sudeste brasileiro.

5. CONCLUSÕES

A partir da proposta metodológica adotada nesta pesquisa e dos dados morfológicos, morfométricos, sedimentológicos e geocronológicos resultantes, é possível tecer um conjunto de considerações a respeito do papel dos rearranjos de drenagem na evolução dos sistemas fluviais na bacia do Capivari, com consequências para o entendimento da evolução da escarpa da Serra do Mar. Os principais indicadores de rearranjos de drenagem encontrados na bacia do Rio Capivari são: cotovelos, padrões do tipo *barbed*, rupturas em perfis longitudinais, colos, vales desajustados, terraços fluviais e semelhanças sedimentológicas entre áreas não mais conectadas por sistemas fluviais atuais. Esse conjunto de evidências é especialmente presente no caso da captura do alto curso do Rio Capivari, a qual foi estudada com maior detalhe pela maior disponibilidade de evidências quanto ao processo de rearranjo ocorrido.

O cotovelo e o padrão *barbed* apresentados pela sub-bacia do Ribeirão Embura são indicativos de mudanças bruscas na drenagem ocorridas após o evento da captura do alto Capivari. O ângulo obtuso formado entre o ramo capturante da drenagem litorânea em expansão remontante e a cabeceira capturada da drenagem do planalto explicariam a inflexão de mais de 90° descrita pelo Rio Capivari na passagem do alto para o médio curso. Já o padrão *barbed* na sub-bacia do Embura constitui importante indicativo de uma reversão deste rio, com paleo-exutório a NW, como uma resposta à rápida incisão proveniente do sítio da captura fluvial, hoje no cotovelo do Capivari.

A presença de um *knickpoint* associado à inflexão do alto Capivari também constitui evidência da captura fluvial proposta, uma vez que ele indicaria a alta declividade da antiga cabeceira do ramo pirata, tendo permanecido na paisagem como um limite entre as regiões de jusante que respondem ao nível de base mais rebaixado da bacia litorânea daquelas a montante que retêm as características de um estado anterior, em que o nível de base da drenagem correspondia a setores do próprio planalto. Este limite entre regiões que experimentam níveis variados de incisão se manifesta nas diferenças nos graus de dissecação entre os setores a montante e a jusante do cotovelo, o que é expresso pelos maiores índices V_f a montante e maiores IH , declividades e profundidades médias dos vales a jusante..

O colo presente no divisor Embura-Vermelho também constitui evidência da captura fluvial do alto Capivari. Sua concordância altimétrica com terraços próximos ao cotovelo de captura do Alto Capivari e com o alto curso do Rio Capivari, definindo um paleo-perfil

longitudinal consistente com um cenário pré-captura, indica que o rio capturado antigamente fluía por este segmento do vale. O colo é atualmente seccionado por um canal artificial, que coleta águas de uma represa instalada exatamente no cotovelo, por bombeamento. Trata-se de um interessante caso em que a engenharia busca reconstruir cenários pretéritos edificados pela própria dinâmica natural.

A captura do alto Capivari também se associa ao subdimensionamento dos rios Embura e Vermelho em relação a seus vales, uma vez que ambos ocupam o vale deixado pelo paleo-Capivari no estado pré-captura, em que os fluxos de águas e sedimentos eram nitidamente superiores que os atuais. As amplas planícies aluviais que preenchem este grande vale contínuo, hoje ocupado pelas duas drenagens, só poderiam ter sido edificadas por um rio de maiores dimensões que os atuais ocupantes. Ressalta-se ainda que este subdimensionamento é restrito a poucos setores na bacia, como revelam os perfis transversais a diversos vales em toda a bacia do Capivari, indicando que não se trata de uma resposta a um evento de larga escala, mas a algo mais localizado, como no caso de um rearranjo de drenagem.

A abrangência espacial dos terraços fluviais, restrita ao entorno do cotovelo de captura na bacia do Rio Capivari, também é indicativa do processo de captura do alto Capivari. O parelhamento dos terraços é sugestivo de rapidez na sua formação, o que somente poderia ser explicado por incisão a partir de captura, visto que não há movimentos tectônicos rápidos registrados na região que poderiam explicar este fenômeno. A ausência de outros terraços nos demais setores da bacia, a despeito de sua estruturação por meio de diversas etapas de rearranjos, pode constituir um indicativo da antiguidade dessas etapas anteriores, visto que as evidências dos processos já se encontram em estágio avançado de destruição. Por outro lado, a boa preservação dos terraços no entorno do cotovelo do alto Capivari constitui evidência de sua pequena idade.

Do ponto de vista sedimentológico, a interpretação dos dados disponibilizados por esta pesquisa está sujeita à baixa resolução do mapeamento geológico disponível e a baixa diversidade dos litotipos identificados em campo, restritos às ocorrências de gnaisses em cachoeiras. De todo modo, observam-se semelhanças significativas nas variáveis granulométrica, mineralógica e mosfoscópica entre o alto curso do Capivari, o terraço, o colo e o médio curso deste rio, tanto na fração areia quanto na fração cascalho.

Em praticamente todas as amostras, predominam as areias finas em relação às demais frações. Nas mineralogias, nota-se grande predominância do quartzo, seguido da turmalina e da muscovita na maioria das observações. O arredondamento das partículas é universalmente

baixo e suas texturas superficiais, muito semelhantes, mostram baixo fosqueamento e rugosidade intermediária. A grande semelhança entre os depósitos descritos sugere que há: 1) grande homogeneidade litológica ou que 2) os sedimentos coletados provêm de uma área-fonte comum. Apenas na existência de um mapeamento geológico mais detalhado da bacia do Rio Capivari permitirá avaliar qual das duas hipóteses é a mais correta. No entanto, deve-se ressaltar que os setores mais acessíveis da bacia, onde há estradas, o mapeamento geológico mostra maior diversidade litológica. Deste modo, acredita-se ser pouco provável que uma homogeneidade litológica por toda a bacia possa ser responsável pelas semelhanças nos sedimentos, tornando mais plausível a ideia de que a área-fonte seja comum a todos os depósitos coletados, favorecendo a hipótese da captura do alto Capivari.

É ainda mais interessante considerar o papel do perfil arenoso situado ao lado da Cachoeira do Marsilac, a jusante da zona da captura. Neste perfil, observa-se uma divergência significativa entre suas zonas superior e inferior. Destaca-se o maior arredondamento das partículas presentes em sua zona superior, indicativo de maior distância percorrida pelas mesmas, o que poderia estar relacionado com o aumento da extensão do Rio Capivari após a captura. Essa configuração sugere que se trate de um registro da variação da característica sedimentológica decorrente da captura fluvial. No entanto, a ausência de dados geocronológicos e a restrição da descrição a apenas um perfil impõe uma maior cautela na interpretação dos dados.

Do ponto de vista geocronológico, os dados obtidos pela datação por LOE dos sedimentos situados nos topos dos terraços adjacentes ao cotovelo de captura sugerem que a incisão teria se iniciado há, no máximo, 8.000 anos A.P. Uma vez que capturas fluviais tendem a desencadear processos de forte incisão nos sistemas fluviais, acredita-se que esta seja a idade máxima da captura fluvial responsável pela inflexão do alto Capivari. A idade recente do fenômeno explicaria a boa preservação das evidências do processo de captura. Essa idade traz como consequência a conclusão de que a incisão fluvial tem se processado em uma taxa de aproximadamente 2 mm ao ano, no mínimo, uma vez que o terraço tem sua altura estimada em 16 m. Ao mesmo tempo que houve este recuo vertical, também houve um recuo horizontal do colo que dividia o segmento capturado e o segmento decapitado, originalmente adjacente ao cotovelo. Este recuo teria sido da ordem de 4.530 m. Considerando-se o tempo decorrido desde a captura, estima-se uma taxa de recuo de cerca de 543 mm/ano, no mínimo. Essas altas velocidades de incisão e de recuo de *knickpoint*, possivelmente sem paralelo na

bacia, seriam explicáveis por seu vínculo a um evento de captura fluvial, alterando bruscamente os níveis de base dos sistemas fluviais envolvidos.

Acredita-se que os processos de rearranjos de drenagem sejam comuns em toda a bacia do Rio Capivari, tendo participado efetivamente da edificação desta bacia hidrográfica, não se restringindo à captura recente de seu alto curso. Há outros sítios em que as evidências morfológicas apresentadas também sugerem rearranjos recentes, como: o alto curso do Rio dos Monos, o alto curso do Ribeirão da Dúvida e o baixo curso do Rio Capivari. Nos altos cursos dos rios dos Monos e da Dúvida, devem ter ocorrido processos recentes de reversão de drenagem, com base em características morfológicas de suas sub-bacias, tais como: padrões de drenagem do tipo *barbed*, rupturas em perfis longitudinais entre os cursos superior e médio dos rios principais, níveis de incisão superiores a jusante em relação a montante, colos formados nos divisores destas sub-bacias alinhados com as direções de seus rios principais e ainda o subdimensionamento de seus segmentos superiores em relação ao respectivos vales.

Outros setores da bacia do Rio Capivari devem ter sofrido rearranjos mais ou menos antigos, como nos casos dos rios: 24, 120, 148, 152, 164, 183 e 184, decritos nas seções que tratam das sub-bacias separadamente. Estes rios e suas sub-bacias também exibem indicadores morfológicos de rearranjos de drenagem, como associação entre inflexões, colos e *knickpoints*. Suas posições mais rebaixadas e mais próximas da escarpa da Serra do Mar, setor de origem das ondas de incisão remontante que têm provocado os rearranjos, bem como a destruição de terraços fluviais e outras evidências que pudessem ser utilizadas para constatar esses fenômenos, sugerem que se tratam de rearranjos mais antigos, os quais teriam sido fundamentais no desenvolvimento da bacia do Rio Capivari.

Compreendendo-se que evidências morfológicas não são suficientes para se caracterizar os rearranjos de drenagem, aponta-se para a necessidade de futuras pesquisas nos setores de jusante desta bacia ou de outras bacias do entorno, com uso de métodos sedimentológicos e geocronológicos apropriados, para a elucidação das etapas evolutivas desta bacia de drenagem e de outras que se estabelecem ao longo da escarpa da Serra do Mar.

Os rearranjos de drenagem devem ser considerados mecanismos plausíveis para explicar o caráter episódico da retração de grandes escarpas, como no caso da Serra do Mar, em que períodos de relativa quiescência no processo erosivo são interrompidos por períodos de maior incisão estimulados por rearranjos de drenagem na interceptação de cursos d'água do planalto por cursos litorâneos. Essa situação é ainda mais favorável quando os rios do planalto são paralelos à escarpa, tornando mais propício o rearranjo com a preservação das linhas de

drenagem e mais eficiente a incisão, visto que em um único evento pode-se incorporar uma grande quantidade de energia extra para as bacias litorâneas, diferentemente dos processos lentos de decapitação (Bishop, 1995), que não produzem um aumento tão acelerado nas taxas de recuo de escarpa. As próprias taxas de incisão e de recuo de *knickpoints*, inferidas a partir de mensurações realizadas por métodos geocronológicos neste trabalho mostram-se significativamente elevadas.

Quanto ao papel das forçantes à evolução da drenagem e à própria ocorrência de capturas fluviais, os dados permitem deduzir algumas considerações a respeito dos possíveis fatores desencadeadores desses processos. A tectônica pretérita, responsável pelo forte gradiente da Serra do Mar e pelas discontinuidades lito-estruturais encontradas na bacia, teria papel essencial na condução dos rearranjos. No entanto, a tectônica ativa pode ter algum papel, tendo-se em vista as hipóteses para as reversões dos sistemas fluviais do alto Monos e do alto Dúvida, resultantes de um hipotético adernamento para S, além do aumento local das sinuosidades de ambos os rios em segmentos de maior declividade destes cursos d'água, podendo constituir uma resposta do sistema fluvial meandrante a uma atividade tectônica, mesmo que de baixa intensidade.

A datação dos sedimentos fluviais por LOE e a correlação das idades resultantes com os resultados de estudos paleoambientais realizados na área (LEDRU *et al.*, 2005), bem como a característica angulosa dos cascalhos e das areias, sugerem que o fator paleoclimático teve significativo papel no desencadeamento desses rearranjos mais recentes. A coincidência da idade do início da incisão, responsável pela formação do terraço, com um episódio reconhecido de mudança climática regional associada a forte trabalho erosivo dos rios induzem à interpretação de que as capturas fluviais estudadas foram condicionadas por fatores lito-estruturais e tectônicos, mas desencadeadas efetivamente por mudança climática. Nota-se ainda que, embora a associação planimétrica existente entre a posição do cotovelo do alto Capivari e a Cratera de Colônia sugira uma relação causal entre os dois eventos, as idades aqui obtidas, em contraste com as idades propostas para a estrutura de impacto, estas últimas remetidas do Plioceno ao Oligoceno, permitem descartar que a formação desta estrutura tenha qualquer vínculo com a captura que produziu tal inflexão. Se o impacto de meteoro teve alguma participação na evolução da drenagem da área, esta foi de maneira indireta, a partir dos fraturamentos produzidos nas rochas no entorno da estrutura, os quais foram aproveitados pela drenagem em seu desenvolvimento posterior ao impacto, conforme descrito por Santos e Oliveira (2015).

Apesar de as observações levantadas neste trabalho trazerem um conjunto de evidências sobre o papel dos rearranjos de drenagem no desenvolvimento da bacia do Rio Capivari, entende-se que algumas questões referentes a este tema, por terem aparecido nos estágios mais avançados do processo investigatório, permanecem abertas e devem ser aprofundadas futuras pesquisas. Elencam-se como importantes questões a serem melhor elucidadas a respeito do papel dos rearranjos na evolução da drenagem no reverso da Serra do Mar:

- A reversão do sistema fluvial compreendido pelo Rio dos Monos e pelo Ribeirão da Dúvida e suas verdadeiras causas, possivelmente atreladas a um componente tectônico basculante recente, a ser complementado por estudos sedimentológicos e geocronológicos em colos;

- A suposta migração do baixo curso do Rio Capivari para E, em sucessivas etapas que produziram uma série de colos e vales largos para este setor da bacia do Capivari, localizados no interior de um retângulo limitado pelas coordenadas UTM 7351600 mN, 330500 mE, 7350200 mN, 331500 mE, buscando-se caracterizar evidências de atividade fluvial pretérita nesses colos, sua cronologia e os possíveis fatores que possam explicar essa migração;

- A reversão do Rio Cubatão de Cima, localizado a E da bacia do Rio Capivari, em um caso provavelmente análogo ao da reversão do sistema Monos-Dúvida, com estudos geomorfométricos, sedimentológicos e geocronológicos em colos e possíveis terraços;

- A edificação de outras bacias instaladas no reverso da Serra do Mar, com exutório diretamente para o litoral, tais como as sub-bacias dos rios Itariru e Mambu, afluentes do Rio Itanhaém, tal como o Capivari, por meio de estudos geomorfométricos, sedimentológicos e geocronológicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. **Geomorfologia do Sítio Urbano de São Paulo**. São Paulo, 1957, 335f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo.
- AB'SÁBER, A. N. Domínio dos “Mares de Morros” no Brasil. **Geomorfologia**. v. 2, p. 1-9, 1966.
- AB'SABER, A. N. Uma Revisão do Quaternário Paulista: do Presente para o Passado. **Revista Brasileira de Geografia**. v. 31, n. 4, p. 1-52, 1969.
- AB'SABER, A. N. Summit surfaces in Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, 515–516, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**, v. 41, p. 167-263, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, p. 135-150, 1998
- ALVES, A.; JANASI, V. A.; CAMPOS NETO, M. C.; HEAMAN, L.; SIMONETTI, A. U–Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu Terrane: Implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 230, p. 1-12, 2013.
- ANTOINE, P.; LAUTRIDOU, J. P.; LAURENT, M. Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. **Geomorphology**, v. 33, p. 183–207, 2000.
- ANTOINE, P., LOZOUET, N.L., CHAUSSÉ, C., LAUTRIDOU, J., PASTRE, J., AUGUSTE, P., BAHAIN, J., FALGUÉRES, C., GALEHB, B. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. **Quaternary Science Reviews**, v. 26, p. 2701–2723, 2007.

ANTÓN, L., RODÉS, A., DE VICENTE, G., PALLÀS, R., GARCIA-CASTELLANOS, D., STUART, F.M., BRAUCHER, R., BOURLÈS, D. Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations. **Geomorphology**, v. 165–166, p. 50–61. 2012

ANTÓN, L.; DE VICENTE, G.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology**, v. 206, p. 250-261, 2014.

AZAÑÓN, J. M.; PÉREZ-PEÑA, J. V.; GIACONIA, F.; BOOTH-REA, G.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M.; RODRÍGUEZ-PECES, M. J. Active tectonics in the central and eastern Betic Cordillera through morphotectonic analysis: the case of Sierra Nevada and Sierra Alhamilla. **Journal of Iberian Geology**, v. 38, n. 1, p. 225-238, 2012.

BABAULT, J.; DRIESSCHE, J. V. D.; TEIXELL, A. Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics. **Tectonics**, v. 31, p. 1-15, 2012, doi:10.1029/2011TC003015.

BATEMAN, M. D.; FREDERICK, C. D.; JAISWAL, M. K.; SINGHVI, A. K. Investigations into the potential effects of pedoturbation on luminescence dating. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 1169-1176, 2003.

BERLIN, M. M.; ANDERSON, R. S. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. 1-16, 2007. doi:10.1029/2006JF000553.

BIGARELLA, J. J., MOUSINHO, M. R.. Slope development in southeastern and southern Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie N. F.** v. 10, p. 150–160, 1966.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, p. 449-473, 1995

BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D.; ARTZA, I. L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, p. 767–778, 2005.

- BOULTON, S. J.; WHITTAKER, A.C. Quantifying the slip rates, spatial distribution and evolution of active normal faults from geomorphic analysis: field examples from an oblique-extensional graben, southern Turkey. **Geomorphology**, v. 104, p. 299–316, 2009.
- BOWMAN, D.; SVORAY, T.; DEVORA, S.; SHAPIRA, I.; LARONNE, J.B. Extreme rates of channel incision and shape evolution in response to a continuous, rapid base-level fall, the Dead Sea, Israel. **Geomorphology**, v. 114, p. 227–237, 2010.
- BRACCIALI, L.; NAJMAN, Y.; PARRISH, R. R.; AKHTER, S. H.; MILLAR, I. The Brahmaputra tale of tectonics and erosion: Early Miocene river capture in the Eastern Himalaya. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 415, p. 25-37, 2015.
- BRIDGLAND, D. River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 1293–1303, 2000.
- BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, p. 285–315, 2008.
- BROCARD, G.; TEYSSIER, C.; WHITNEY, D.; DUNLAP, J.; AUTHEMAYOU, C. River captures and erosional disequilibrium along a strike-slip fault (Guatemala). **Geophysical Research Abstracts**, v. 9, 08300, 2007.
- BUFFINGTON, J. M.; MONTGOMERY, D. R. Geomorphic Classification of Rivers. *In*. SHRODER, J. F. (ed.) **Treatise on Geomorphology**, p. 730-767, Amsterdã: Academic Press, 2013.
- BULL, W. B. Stream-terrace genesis: implications for soil development. **Geomorphology**, v. 3, p. 351–367, 1990.
- BULL, W. B.; McFADDEN, L. D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. *In*: DOEHRING, D. O. (Ed.), **Geomorphology in arid regions**. Binghamton: State University of New York, p. 115–138, 1977.
- BURBANK, D.; ANDERSON, R. **Tectonic Geomorphology**. Oxford: Blackwell Science, 2001.

- CALVACHE, M.; VISERAS, C. Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 22, p. 93-105, 1997.
- CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. A. S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Boletim Técnico 106, Campinas: Instituto Agronômico, 1986.
- CARCAILLET, J.; MUGNIER, J. L.; KOÇI, R.; JOUANNE, F. Uplift and active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces. **Quaternary Research**, v. 71, p. 465–476, 2009.
- CASTANHEIRA, M. V. S.; FREITAS, M. M.; SARTI, T. P. Evolução da rede de drenagem controlada por nível de base regional e evidências do processo de captura fluvial no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA/ REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 6, 2006, Goiânia. **Anais**, 2006, Goiânia: UGB, p. 1-10.
- CHAPLOT, V.; DARBOUX, F.; BOURENNANE, H.; LEGUÉDOIS, S.; SILVERA, N.; PHACHOMPHON, K. Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. **Geomorphology**, v. 77, p. 126-141, 2006.
- CHEN, Y.; SUNG, Q.; CHENG, K. Along-strike variations of morphotectonic features in the western foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. **Geomorphology**, v. 56, p. 109–137, 2003.
- CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, v. 9, n. 18, p. 35-64, 1969
- CHRISTOFOLETTI, A. Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal. **Geografia**, v. 2, n. 4, p. 81-102, 1977.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. Vol I - O canal fluvial. São Paulo: Edgard Blücher Ltda., 1981, 313p.
- CLARK, C. D.; WILSON, C. Spatial analysis of lineaments. **Computers & Geosciences**, v. 20, p. 1237–1258, 1994.

CLARK, M. K.; SCHOENBOHM, L. M.; ROYDEN, L. H.; WHIPPLE, K. X.; BURCHFIELD, B. C.; ZHANG, X.; TANG, W.; WANG, E.; CHEN, L. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. **Tectonics**, v. 23, p. 1-20, 2004, doi:10.1029/2002TC001402.

COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V. S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 85, n. 11, p. 1925–1944, 2001.

COELHO-NETTO, A. L. Catastrophic landscape evolution in a humid tropic region (SE-Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. **Geografia Física e Dinâmica Quaternária**, v. 3, n. 3, p. 21–48, 1999

COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 309, p. 118–130, 2011.

COOLEY, S. W. **GIS4Geomorphology**: Disponível em: <<http://www.gis4geomorphology.com>>. Acesso em 6 jun. 2016.

COUTINHO, J.M.V. **Carta geológica da região metropolitana de São Paulo**: 1:100.000. São Paulo: Emplasa, 1980.

CROSBY, B. T., WHIPPLE, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, p. 16–38, 2006.

CUNHA, P. P.; MARTINS, A. A.; HUOT, S.; MURRAY, A.; RAPOSO, L. Dating the Tejo River lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. **Geomorphology**, v. 102, p. 43–54, 2008.

DANA, J. D. **Manual de Mineralogia**. Trad. Franco, R.R. Rio de Janeiro: Livro Técnico S.S., 1969.

DATAÇÃO, COMÉRCIO E PRESTAÇÃO DE SERVIÇOS LTDA. **Datação por TL / LOE (TL / OSL dating)**. Relatório Técnico. Disponível em: <http://www.datacao.com.br/amostragem_16.html> Acesso em 21 out 2015.

DAVIS, W. M. The Seine, the Meuse and the Moselle. **National Geographic**, v. 7, n. 6-7, p. 189-238, 1896.

DEHBOZORGI, M.; POURKERMANI, M.; ARIAN, M.; MATKAN, A. A.; MOTAMEDI, H.; HOSSEINIASL, A. Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. **Geomorphology**, v. 121, p. 329–341, 2010.

DEMOULIN, A. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). **Geomorphology**, v. 24, p. 189–208, 1998.

DOUGLASS, J.; SCHMEECKLE, M. Analogue modeling of transverse drainage mechanisms. **Geomorphology**, v. 84, p. 22–43, 2007.

DOUGLASS, J.; MEEK, N.; DORN, R. I.; SCHMEECKLE, M. W. A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to the southwestern United States. **Geological Society of America Bulletin**, v. 121, p. 586–598, 2009.

DURY, G. H. Principles of underfit streams. **United States Geological Survey Professional Paper**, v. 452A, p. 1 –67, 1964.

DUVALL, A.; KIRBY, E.; BURBANK, D. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, F03002, 2004.

EL-SHEIMY, N.; VALEO, C.; HABIB, A. **Digital terrain modelling**: acquisition, manipulation and applications. Boston: Artech House, 2005.

ERKENS, G.; DAMBECK, R.; VOLLEBERG, K. P.; BOUMAN, M. T. I. J.; BOS, J. A. A.; COHEN, K. M.; WALLINGA, J.; HOEK, W. Z. Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution. **Geomorphology**, v. 103, p. 476–495, 2009.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. 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**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56. 2004.

FLORINSKY, I. V. Combined analysis of digital terrain models and remotely sensed data in landscape investigations. **Progress in Physical Geography**, v. 22, p. 33–60. 1998

FREITAS, R. O. de. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 7, p. 3-19, 1951.

FUCHS, M. C.; GLOAGUEN, R.; KRBETSCHEKB, M.; SZULC, A. Rates of river incision across the main tectonic units of the Pamir identified using optically stimulated luminescence dating of fluvial terraces. **Geomorphology**, v. 216, p. 79–92, 2014.

FUJITA, R. H.; GON, P. P.; STEVAUX, J. C.; dos SANTOS, M. L.; ETCHEBEHERE, M. L. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 597-603, 2011.

FURIAN, S.; BARBIÉRO, L.; BOULET, R. Organisation of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes. **Catena**, v. 38, p. 65–83, 1999.

GAO, H.; LIU, X.; PAN, B.; WANG, Y.; YU, Y.; LI, J. Stream response to Quaternary tectonic and climatic change: evidence from the upper Weihe River, central China. **Quaternary International**, v. 186, p. 123–131, 2008.

GARCIA, R. J.; PIRANI, J. R. Análise florística, ecológica e fitogeográfica do Núcleo Curucutu, Parque Estadual da Serra do Mar (São Paulo, SP) com ênfase nos campos junto à crista da Serra do Mar. **Hoehnaea**, v. 32, n. 1, p. 1-48, 2005.

GARROTE, J.; HEYDT, G. G.; COX, R. T. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 130–144, 2008.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 649–671, 2007.

GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; HASUI, Y.; SANTOS, M. SOARES Jr, A. V.; SOUZA, I. A. As serras do Mar e da Mantiqueira. *In*: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, B. (Org.) **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012.

GOUDIE, A. S. (Ed.) **Geomorphological Techniques**. 2ª ed. Londres: Unwyn Hyman, 1990

GRAY, H. J.; MAHAN, S. A. Variables and potential models for the bleaching of luminescence signals in fluvial environments. **Quaternary International**, v. 362, p. 42–49, 2015.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v. 258, p. 80–97, 1960.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal Research U.S. Geological Survey**, v. 1, p. 421–429, 1973.

HACKNEY, C.; CARLING, P. The occurrence of obtuse junction angles and changes in channel width below tributaries along the Mekong River, south-east Asia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, n. 12, p. 1563–1576, 2011.

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; FETTER, A. H.; HADLER, N. J. C.; TELLO-SAENZ, C. A.; DANTAS, E. L. Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. **Gondwana Research**, v. 1, p. 91–101, 2004

HANCOCK, G.S.; ANDERSON, R. S. Numerical modeling of fluvial terrace formation in response to oscillating climate. **Geological Society of America Bulletin**, v. 114, n. 9, p. 1131–1142, 2002.

HARBOR, D.; GUNNELL, Y. Along-strike escarpment heterogeneity of the Western Ghats: a synthesis of drainage and topography using digital morphometric tools. **Journal of the Geological Society of India**, v. 70, p. 411–426, 2007.

HARKINS, N.; KIRBY, E.; HEIMSATH, A.; ROBINSON, R.; REISER, U. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, F03S04, 2007.

HARVEY, D. **Explanation in Geography**. Londres: Edward Arnold, 1969.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 257-266, 1975.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G. R. Evolução geológica do Pré-Cambriano da região sudeste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, p. 182-200, 1976.

HASUI, Y. O Sistema Orogênico Mantiqueira *In*: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, B. (Org.) **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012.

HAWORTH, R. J.; OLLIER, C. D. Continental rifting and drainage reversal: the Clarence river of Eastern Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 17, p. 387-397, 1992.

HEILBRON, M.; SOARES, A. C. P.; CAMPOS-NETO, M.; SILVA, L. C.; TROW, R.; JANASI, V. Província Mantiqueira. *In*: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004, p. 203-234.

HENGL, T.; EVANS, I. S. Mathematical and Digital Models of the Land Surface. *In*: HENGL, T.; REUTER, H. I. **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications**. Amsterdã: Elsevier, 2009, p. 31-64.

HIRUMA, S. T. **Significado tectônico dos planaltos isolados da Bocaina**. Universidade de São Paulo, Tese (Doutorado em Geociências). São Paulo, 205p. 2007.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HACKSPACHER, P. C., HADLER NETO J.C., FRANCO-MAGALHÃES A. O. B. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationship to Gondwana breakup and passive margin development. **Gondwana Research**, v.18, p. 674-687, 2010.

HIRUMA, S. T.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; RICCOMINI, C. Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: age and palaeoenvironmental consequences. **Boreas**, v. 42, p. 306–316, 2013.

HOLBROOK, J., SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, p. 287–306, 1999.

- HOLLAND, W. N.; PICKUP, G. Flume study of knickpoint development in stratified sediment: **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, p. 76-82, 1976.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 56, p. 275-370, 1945.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summary. **AAPG Bulletin**, v. 51, p. 2246-2259, 1967
- HSIEH, M.; KNUEPFER, P. L. K. Middle-late Holocene river terraces in the Erhjen River Basin, southwestern Taiwan - implications of river response to climate change and active tectonic uplift. **Geomorphology**, v. 38, p. 337–372, 2001.
- HU, Z.; PAN, B.; WANG, J.; CAO, B.; GAO, H. Fluvial terrace formation in the eastern Fenwei Basin, China, during the past 1.2 Ma as a combined archive of tectonics and climate change. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 60, p. 235–245, 2012.
- HUANG, M. H.; PAN, Y. W.; LIAO, J. J.; CHENG, M. H. Knickpoint evolution across anticline structure: A case of uplifted reach in the Taan River, Taiwan. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SCOUR AND EROSION, 6, Paris: ICSE, 2012.
- HURTREZ, J.; SOL, C.; LUCAZEAU, F. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (central Nepal). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 24, p. 799–808, 1999.
- JACQUES, P. D.; SALVADOR, E. D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C. H.; NUMMER, A. R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v. 213, p. 13-23, 2014.
- JAIN, M.; MURRAY, A.S.; BOTTER-JENSEN, L. Optically stimulated luminescence dating e how significant is incomplete light exposure in fluvial environments? **Quaternaire**, v. 15, p. 143-157, 2004.
- JAIN, V.; SINHA, R. Response of active tectonics on the alluvial Baghmata River, Himalayan foreland basin, eastern India. **Geomorphology**, v. 70, 339–356, 2005.

JORDAN, G. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, p. 807–822, 2003.

JORDAN, G. Adaptive smoothing of valleys in DEMs using TIN interpolation from ridgeline elevations: An application to morphotectonic aspect analysis. **Computers & Geosciences**, v. 33, p. 573–585, 2007.

JORDAN, G.; MEIJNINGER, B. M. L.; van HINSBERGEN, D. J. J.; MEULENKAMP, J. E.; van DIJK, P. M. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 7, p. 163–182, 2005.

JUNG, K.; NIEMANN, J. D.; HUANG, X. Under what conditions do parallel river networks occur? **Geomorphology**, v. 132, p. 260–271, 2011.

KAZANCI, N.; DÜNDAR, S.; ALÇIÇEK, M. C.; GÜRBÜZ, A. Quaternary deposits of the Büyük Menderes Graben in western Anatolia, Turkey: Implications for river capture and the longest Holocene estuary in the Aegean Sea. **Marine Geology**, v. 264, p. 165–176, 2009.

KING, C. A. M. **Techniques in Geomorphology**, Londres: St. Martin's, 1971.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K.; TANG, W.; CHEN, Z. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 1–24, 2003. doi: 10.1029/2001JB000861.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54–75, 2012.

KIRCHNER, A.; NEHREN, U.; BEHLING, H.; HEINRICH, J. Mid- and late Holocene fluvial dynamics in the tropical Guapi-Macacu catchment, Southeast Brazil: The role of climate change and human impact. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 426, p. 308–318, 2015.

KOBIYAMA, M.; GODOY, J. V. Z.; PEREIRA, M. A. F.; MICHEL, G. P.; MELO, C. M. Análise do ângulo de junção com consideração da hierarquização fluvial de Strahler e Shreve. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 11, 2016, Maringá. **Anais**, 2016,

Maringá: UGB, n. 508. Disponível em: <<http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/3/3-508-879.html>>. Acesso em 11 jan 2017.

KOLLERT, R.; BJÖRNBERG, A.; DAVINO, A. Estudos preliminares de uma depressão circular na região de Colônia: Santo Amaro, São Paulo. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 10, n. 1, 1961.

KORUP, O.; STROM, A.; WEIDINGER, J. Fluvial response to large rock-slope failures: examples from the Himalayas, the Tien shan, and the southern Alps in new Zealand. **Geomorphology**, v. 78, p. 3–21, 2006.

KRUMBEIN, W. C. Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 6, p. 84-90, 1941.

LARUE J. P. Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between Aude and Orb (France). **Geomorphology**, v. 93, p. 343-367, 2008.

LAUDER, W. R. The Kaiwharawhara capture, New Zealand. **Journal of Geology and Geophysics**, v. 5, p. 141-142, 1962.

LAUER, T.; FRECHEN, M.; HOSELMANN, C.; TSUKAMOTO, S. Fluvial aggradation phases in the Upper Rhine Graben: new insights by quartz OSL dating. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 121, p. 154–161, 2010.

LAVÉ, J.; AVOUAC, J. P. Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills, Himalayas of central Nepal, **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 5735–5770, 2000.

LEDRU, M. P.; ROUSSEAU, D. D.; CRUZ Jr., R. W.; RICCOMINI, C.; KARMANN, I.; Martin, L. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. **Quaternary Research**, v. 64, n. 3, p. 444-450, 2005.

LEMOS, R. C.; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Rio de Janeiro, Embrapa, 1996.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. São Francisco: Freeman, 1964, 522 pp.

LISBÔA, N. A. & CASTRO, J. H. W. Captura do sistema fluvial Camaquã pelo sistema fluvial Jacuí-São Gabriel, RS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9, 1998, Santos, **Anais**, 1998, Santos: SBSR, p. 415-424.

LOGET, N.; DRIESSCHE, J. V. D. Wave train model for knickpoint migration.

Geomorphology, v. 106, p. 376–382, 2009.

MACKLIN, M. G.; FULLERB, I. C.; LEWIN, J.; MAASA, G. S.; PASSMORE, D. G.; ROSE, J.; WOODWARD, J. C.; BLACK, S.; HAMLIN, R. H. B.; ROWANG J. S.

Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. **Quaternary Science Reviews**, v. 21, p. 1633–1641, 2002.

MAGALHÃES Jr., A. P.; CHEREM, L. F. S.; BARROS, L. F. P.; SANTOS, G. B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, v. 132, p. 187–194, 2011.

MAHER, E.; HARVEY, A. M.; FRANCE, D. The impact of a major Quaternary river capture on the alluvial sediments of a beheaded river system, the Rio Alias SE Spain.

Geomorphology, v. 84, p. 344–356, 2007.

MARTONNE, E. de. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 1, n. 4, p. 523-550, 1943.

MASOUD, A. A.; KOIKE, K. Morphotectonics inferred from the analysis of topographic lineaments auto-detected from DEMs: Application and validation for the Sinai Peninsula, Egypt. **Tectonophysics**, v. 510, p. 291–308, 2011.

MATHER, A. E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Geomorphology**, v. 34, p. 271-289, 2000a.

MATHER, A. E. Impact of headwater river capture on alluvial system development. **Journal of the Geological Society (London)**, v. 157, p. 957–966, 2000b.

MERRITTS, D. J.; VINCENT, K. R.; WOHL, K. K. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 14.031-14.050, 1994.

MIALL, A. D. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology**, Berlin: Springer, 1996.

MIKESELL, L. R.; WEISSMANN, G. S.; KARACHEWSKI, J. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. **Geomorphology**, v. 115, p. 267–277, 2010.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 43, p. 257–271, 2002.

MOLNAR, P.; BROWN, E. T.; BURCHFIEL, B. C.; DENG, Q. D.; FENG, X. Y.; LI, J.; RAISBECK, G. M.; SHI, J. B.; WU, Z. M.; YIOU, F.; YOU, H. C. Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China. **Journal of Geology**, v. 102, p. 583–602, 1994.

MONTEIRO, K. A.; MISSURA, R.; CORREA, A. C. B. Application of the Hack Index – or Stream Length-Gradient Index (SL index) – to the Tracunhaém River watershed, Pernambuco, Brazil. **Geociências**, v. 29, n. 4, p. 533-539, 2010.

MORAES REGO, L. F. Ensaio sobre as montanhas do Brasil e sua Gênese. **Revista do Clube Militar**, v. 4, n. 20, p. 83-89, 1932.

MORISAWA, M. E. **Rivers: Form and Processes**. Londres: Longman, 1985, 222 p.

MUDD, S. M.; FURBISH, D.J. Lateral migration of hillcrests in response to channel incision in soil-mantled landscapes: **Journal of Geophysical Research-Earth Surface**, v. 110, p. F04026, 2005, doi:10.1029/2005JF000313.

MURRAY, A. S.; OLLEY, J. M.; CAITCHEON, G. G. Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using Optically Stimulated Luminescence. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, p. 365-371, 1995

NASCIMENTO, R. R.; SALAMUNI, E.; QUEIROZ, G. L.; SILVA, P. A. H.; FIORI, A. P. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 3, p. 287-299, 2013.

NEVES, F. V. **Análise morfológica da evolução da captura do rio Guaratuba (Bertioga-SP) através da técnica de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)**.

2012. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012

NUNES, B. A.; RIBEIRO, M. I. C.; ALMEIDA, V. J.; NATALI FILHO, T. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1995.

NUNES, L.H.; VICENTE, A.K.; CANDIDO, D.H. Clima da Região Sudeste do Brasil In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 243-258.

OBERLANDER, T. Origin of drainage transverse to structures in orogens. *In*: MORISAWA, M.; HACK, J.T. (Eds.). **Tectonic Geomorphology**. New York: Allen & Unwin, 1985, p. 155–182.

OLIVEIRA, D. **A captura do Alto Rio Guaratuba**: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo na Serra do Mar, Boracéia – SP. São Paulo, 2003, 105 f. Tese (Doutorado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.

OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J. P. Evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. **Geousp**, São Paulo, v. 22, p. 73-88, 2007.

OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 20, p. 37-50, 2010.

OLIVEIRA, D.; SILVA, K. S.; SANTOS, A. H. B.; PASA, V.; VOLPON, F.N. Anomalias de drenagem no Planalto Atlântico Paulista (Brasil) e evidências de capturas de drenagem. In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 5, 2010, Porto. **Anais**, 2010, Porto: APGEOM.

OLIVEIRA, J. B. **Mapa Pedológico do Estado de São Paulo**: legenda expandida. Campinas/Rio de Janeiro: Instituto Agrônômico/Embrapa, 1999.

OUIMET, W. B.; WHIPPLE, K. X.; CROSBY, B. T.; JOHNSON, J. P.; SCHILDGEN, T. F. Epigenetic gorges in fluvial landscapes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, n. 13, p. 1993-2009, 2008.

PAN, B.; BURBANK, D.; WANG, Y.; WU, G.; LI, J.; GUAN, Q. A 900 k.y. record of strath terrace formation during glacialinterglacial transitions in northwest China. **Geology**, v. 31, n. 11, p. 957–960, 2003.

PASA, V. **Estudo da conexão entre as drenagens do Médio Paraíba do Sul e do Alto Tietê: o caso do cotovelo de Guararema - SP, Brasil**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

PAZZAGLIA, F. J.; GARDNER, T.W.; MERRITTS, D. J. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. *In*: TINKLER, K. J.; ELLEN, E. E. (Eds). **Rivers over rock**: Fluvial processes in bedrock channels 107. Washington: AGU, 107, 1998, p. 207–235.

PEDERSON, D. T. Stream piracy revisited: a groundwater sapping solution. **GSA Today**, v. 11, n. 9, p. 4-10, 2001.

PEREIRA, R. M.; ÁVILA, C. A.; LIMA, P. R. A. S. **Minerais em Grãos**: técnicas de coleta, preparação e identificação. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.

PERRINEAU, A.; WOERD, J. V. D.; GAUDEMER, Y.; LIU-ZENG, J.; PIK, R.; TAPPONNIER, P.; THUIZAT, R.; ZHENG, R. Incision rate of the Yellow River in Northeastern Tibet constrained by ^{10}Be and ^{26}Al cosmogenic isotope dating of fluvial terraces: implications for catchment evolution and plateau building. **Geological Society of London: Special Publication**, v. 353, p.189-219, 2011.

PONÇANO, W. L. CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, F. F. M.; PRANDINI, F.L. **Notícia Explicativa do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, 1981, 94p. (IPT, Monografias 5).

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge Escarpment, southern Appalachians: **Geomorphology**, v. 123, p. 305–319, 2010.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, p. 823–826, 2011.

- QUEIROZ NETO, J. P.; NAKASHIMA, P. Observações sobre os solos da região de Parelheiros: contribuição ao estudo da pedogênese regional. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 48, p. 17-44, 1973.
- RADOANE, M.; RADOANE, N.; DUMITRIU, D. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. **Geomorphology**, v. 50, p. 293–306, 2003.
- RAMOS, A. M.; CUNHA, P. P.; CUNHA, L. S.; GOMES, A.; LOPES, F. C.; BUYLAERT, J.-P.; MURRAY, A. S. The River Mondego terraces at the Figueira da Foz coastal area (western central Portugal): geomorphological and sedimentological characterization of a terrace staircase affected by differential uplift and glacio-eustasy. **Geomorphology**, v. 165–166, p. 107–123, 2012.
- REN, J.; ZHANG, S.; MEIGS, A. J. YEATS, R. S.; DING, R.; SHEN, X. Tectonic controls for transverse drainage and timing of the Xin-Ding paleolake breach in the upper reach of the Hutuo River, north China. **Geomorphology**, v. 206, p. 452–467, 2014.
- REUTER, H. I.; HENGL, T.; GESSLER, P.; SOILLE, P. Preparation of DEMs for Geomorphometric Analysis. *In*: HENGL, T.; REUTER, H. I. **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications**. Amsterdã: Elsevier, 2009, p. 87-120.
- RIBEIRO, R. R. **Evolução geomorfológica da Serra de Cubatão, em São Paulo**. São Paulo, 2003. 122 f. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- RICCOMINI, C. **Rift Continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo, 1989, 304 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A. U. G.; SALONI, J. C. L.; KOHNKE, M. W.; FIGUEIRA, R. M. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 2, n. 2, p.191-197, 1989.
- RICCOMINI, C; TURCQ, B.; MARTIN, L.; MOREIRA, M. Z.; LORSCHETTER, M. L. The Colônia Astrobleme, Brasil. **Revista IG**, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 87-94, 1991.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste Brasileiro. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; BRITO-

NEVES, C. D. R.; CARNEIRO, B. B. **Geologia do continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo: Beca, 2004, p. 383-405.

RICCOMINI, C, CRÓSTA, A. P., PRADO, R. L., LEDRU, M. P., TURCQ, B. J., SANT'ANNA, L. G., FERRARI, J. A., REIMOLD, W. U. The Colônia structure, São Paulo, Brazil. **Meteoritics and Planetary Science**, v. 46, n. 11, p. 1630–1639, 2011.

RITTENOUR, T. M. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. **Boreas**, v. 37, 613-635, 2008.

ROGERSON, P. A. **Métodos Estatísticos para Geografia**: Um guia para o estudante. 3ª Ed. São Paulo: Bookman, 2012.

RÖMER, W. Accordant summit Heights, summit levels and the origin of the “upper denudation level” in the Serra do Mar (SE-Brazil, São Paulo): A study of hillslope forms and processes. **Geomorphology**, v. 100, p. 312-327, 2008.

RÖMER, W.; KANIG, M.; PFISTERER, U. The influence of lithology on hillslope development in the area of the Jacupiranga Alkaline Complex and its surroundings (São Paulo, Brazil). **Catena**, v. 47, p. 151–173, 2002.

ROSA, M. R.; ROSS, J. L. S. Aplicação do SIG na geração de cartas de fragilidade. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 13, p. 77-105, 1999

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro, as superfícies de aplainamento e os níveis morfológicos. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, v. 5, p. 17-31, 1991.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**: Escala 1:500.000. São Paulo: IPT/Fapesp, 1997.

SANTOS, A. H. B. Análise de magnitude-frequência de eventos pluviométricos na região de Parelheiros (São Paulo-SP). **Revista Geonorte**, v. 1, n. 4, p. 399-411, 2012.

SANTOS, A. H. B.; OLIVEIRA, D. A influência de uma estrutura de impacto na morfodinâmica da borda meridional do Planalto Paulistano: o caso da Cratera de Colônia, em São Paulo-SP. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 16, n. 4, p. 531-543, 2015.

SANTOS, A. R. **A grande barreira da Serra do Mar**: da trilha dos Tupiniquins à Rodovia dos Imigrantes. São Paulo: O Nome da Rosa, 2004.

SANTOS, L. J. C.; SALGADO, A. A. R.; RAKSSA, M. L.; MARRENT, B. R. Gênese das linhas de pedra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 2, 2010.

SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. A., DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil**. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Minas, 1984, 501 pp.

SCHUMM, S. A. Alluvial river response to active tectonics, *In*: KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active Tectonics**. Washington, D.C., National Academy Press, 1986, p. 80-94.

SCHUMM, S. A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, v. 101, p. 279–294, 1993.

SCHUMM, S. A. **River Variability and Complexity**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005

SEONG, Y. B.; OWEN, L. A.; BISHOP, M. P.; BUSH, A. CLENDON, P.; COPLAND, L.; FINKEL, R. C.; KAMP, U.; SHRODER Jr., J. F. Rates of fluvial bedrock incision within an actively uplifting orogen: Central Karakoram Mountains, northern Pakistan. **Geomorphology**, v. 97, p. 274–286, 2008.

SILVA, K. S. **Influência litoestrutural na reorganização da drenagem e na retração erosiva de uma escarpa**: um registro de capturas fluviais no ribeirão das Laranjeiras (Juquitiba, Ibiúna, São Lourenço da Serra - SP). 2013, 153f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. *In*: TINKLER, K. J., WOHL, E. E. (Eds.). **Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels**. Washington, D.C: American Geophysical Union, p. 237–260, 1998.

SMALL, R. J. **The Study of Landforms**: a Textbook of Geomorphology. Cambridge: Cambridge, University Press, 1972.

SOUZA, D. V., Martins, A.A., Faria, A.L.L. Aplicação do Índice de Hack (SL) a um trecho do rio Zêzere, Portugal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, 2011.

SPARKS, B. W. **Rocks and Relief**. Londres: Longman, 1971.

STANGE, K. M.; BALEN, R. V.; VANDENBERGHE, J.; PEÑA, J. L.; SANCHO, C. External controls on Quaternary fluvial incision and terrace formation at the Segre River, Southern Pyrenees. **Tectonophysics**, v. 602, p. 316–331, 2013.

STARKEL, L. Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 2189–2198, 2003.

STOKES, M.; MATHER, A. E. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: The Rio Almazora, Betic Cordillera, southeast Spain: **Geomorphology**, v. 50, p. 59–81, 2003.

STOKES, M.; MATHER, A.E.; BELFOUL, A.; FARIK, F. Active and passive tectonic controls for transverse drainage and river gorge development in a collisional mountain belt (Dades Gorges, High Atlas Mountains, Morocco). **Geomorphology**, v. 102, p. 2–20, 2008.

STOKES, M.; GRIFFITHS, J. S.; MATHER, A. Palaeoflood estimates of Pleistocene coarse grained river terrace landforms (Río Almanzora, SE Spain). **Geomorphology**, v. 149-150, p. 11-26, 2012a.

STOKES, M.; CUNHA, P. P.; MARTINS, A. A. Techniques for analysing Late Cenozoic river terrace sequences. **Geomorphology**, v. 165-166, p. 1-6, 2012b.

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.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of Geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952a.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1117-1142, 1952b.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions of the American Geophysical Union**, v. 38, p. 913–920, 1957.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1973.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Londres: Prentice Hall, 1991

TARIFA, J. R.; ARMANI, G. Unidades climáticas naturais. In: TARIFA, J. R.; AZEVEDO, T. R. (Orgs.) **Os climas na cidade de São Paulo**. São Paulo: FFLCH-USP, 2001.

TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. B.; LIRA, D. R. CAVALCANTI, L. C. S. Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do gráben do Cariatá, Paraíba, a partir de imageamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, p. 523-538, 2014.

TELLO SAENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. Recognition of cretaceous, paleocene and neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in precambrian areas of southeast Brasil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 7, p. 765-774, 2003.

TELLO SAENZ, C. A.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R., OSORIO, A. A. M. Thermochronology of the South American platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. **Radiation Measurements**, v. 39, p. 635-640, 2005.

TERRIZZANO, C. M.; CORTÉS, J. M.; ZECH, R.; MORABITO, E. G. Drainage anomalies as indicators of soft-linked deformation zones between neotectonic structural highs in the Precordillera, Central Andes of Argentina. **Geomorphology**, v. 224, p. 1-15, 2014.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes**. New Jersey: Wiley, 1994.

THOMAS, M. F.; THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, p. 193-207, 1995.

THORNBURY, W.D. **Principles of Geomorphology**. New York: John Wiley and Sons, 1954.

TUCKER, G. E.; BRAS, R. L. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. **Water Resources Research**, v. 34, n. 10, p. 2751-2764, 1998.

TUCKER, G. E., WHIPPLE, K. X. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: sensitivity analysis and intermodel comparison. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 2179, 2002.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159–218, 2004.

VANDENBERGHE, J. Timescales, climate and river development. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, p. 631–638, 1995.

VANDENBERGHE, J. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 2053–2060, 2003.

VELAZQUEZ, V. F., RICCOMINI, C., SOBRINHO, J. M. A., PLETSCH, M. A. J. S., SALLUN, A. E. M., SALLUN FILHO, W., HACHIRO, J. Evidence of shock metamorphism effects in allochthonous breccia deposits from the Colônia Crater, São Paulo, Brazil. **International Journal of Geosciences**, v. 4, p. 274–282, 2013.

VELDKAMP, A., DIJKE, J. J. van. Simulating internal and external controls on fluvial terrace stratigraphy: a qualitative comparison with the Maas record. **Geomorphology**, v. 33, p. 225–236, 2000.

VITA-FINZI. River history and tectonics. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v. 370, p. 2173–2192, 2012.

VIVEEN, W.; BALEN, R. T. van; SCHOORL, J. M.; VELDKAMP, A.; TEMME, A. J.; VIDAL-ROMANI, J. R. Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the lower Miño River terraces. **Tectonophysics**, v. 544–545, p. 13–30, 2012.

VIVEEN, W.; SCHOORL, J.M.; VELDKAMP, A.; BALEN, R.T. van. Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation; **Geomorphology**, v. 210, p. 119–135, 2014.

WALCOTT, R.; SUMMERFIELD, M. Scale dependence of hypsometric integrals: an analysis of southeast African basins. **Geomorphology**, v. 96, p. 174–186, 2008

WALLINGA, J.; MURRAY, A.; WINTLE, A. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. **Radiation Measurements**, v. 32, n. 5-6, p. 529-533, 2000.

WANG, A.; SMITH, J.A.; WANG, G.; ZHANG, K.; XIANG, S.; LIU, D. Late Quaternary river terrace sequences in the eastern Kunlun Range, northern Tibet: a combined record of climatic change and surface uplift. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 34, p. 532–543, 2009.

WEGMANN, K. W., PAZZAGLIA, F. J. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: the Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. **Geological Society of America Bulletin**, v. 114, p. 731–744, 2002.

WESTAWAY, R.; BRIDGLAND, D. R.; SINHA, R.; DEMIR, T. Fluvial sequences as evidence for landscape and climatic evolution in the Late Cenozoic: a synthesis of data from IGCP 518. **Global and Planetary Change**, v. 68, p. 237–253, 2009.

WHIPPLE K X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, p. 151–185, 2004.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. B22039, 2002, doi: 10.1029/2000JB000044, 2002

WHITTAKER, A. C.; COWIE, P. A.; ATTAL, M.; TUCKER, G. E.; ROBERTS, G. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates, **Geology**, v. 35, p. 103-106, 2007.

WHITTAKER, A. C.; ATTAL, M.; ALLEN P. Characterising the origin, nature and fate of sediment exported from catchments perturbed by active tectonics, **Basin Research**, v. 22, p. 809–828, 2010.

WHITTAKER, A. C.; BOULTON, S. J. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, p. F02024, 2012, doi:10.1029/2011JF002157.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. de. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 13, n.2, p. 269-300, 2005.

ZÁMOLYI, A.; SZÉKELY, B.; DRAGANITS, E.; TIMÁR, G. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. **Geomorphology**, v. 122, p. 231–243, 2010.

ZAPROWSKI, B. J.; EVERSON, E. B.; EPSTEIN, J. B. Stream piracy in the Black Hills: a geomorphology lab exercise. **Journal of Geoscience Education**, v. 50, n. 4, p. 380-388, 2002.

ZERNITZ, E. R. Drainage patterns and their significance. **Journal of Geology**, v. 40, p. 498-521, 1932.

ZHANG, J. F.; ZHOU, L. P.; YUE, S. Y. Dating fluvial sediments by optically stimulated luminescence: selection of equivalent doses for age calculation. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, p. 1123–1129, 2003.

APÊNDICES

APÊNDICE 1

Hierarquização da drenagem da bacia do Rio Capivari e divisão em sub-bacias

- Curso d'água - 1ª ordem
- Curso d'água - 2ª ordem
- Curso d'água - 3ª ordem
- Curso d'água - 4ª ordem
- Curso d'água - 5ª ordem
- Curso d'água - 6ª ordem
- Curso d'água - 7ª ordem

APÊNDICE 2

Perfis longitudinais normalizados dos rios de 3ª ordem ou superiores na bacia do Rio Capivari

Elaborado pelo autor.

Elaboração: André Santos
Base: Portal Geosampa - PMSP

Perfis transversais aos vales na bacia do Rio Capivari

Dados morfométricos das sub-bacias da bacia do Rio Capivari.

Sub-bacia	Área (km²)	Litologias	Formas típicas do relevo	Declividades	Organização da drenagem	Ângulos de junção	Lineamentos predominantes	Densidade de drenagem	Perfis longitudinais	IC	RDE	Índices de Sinuosidade	Análise hipsométrica	Índices Vt	Perfis transversais	Inflexões	Colos
Alto Capivari	18,6	Gnaisses e migmatitos, foliações com mergulho de 10 a 45° para SSE e <i>strike</i> para NNE; sedimentos quaternários aluviais nos vales principais.	Formas denudacionais. Colinas e morros baixos com topos convexos. Cumes de 800 a 830 m a S e de 800 a 810 m a N. Entalhamentos de 20 a 40 m a S e de 30 a 50 m a N. Larguras dos vales de 50 a 150 m a S e de 30 a 140 m a N.	Mais comuns as inferiores a 12% e mais raras as que superam os 30%.	Três rios principais alongados no sentido Sul-Norte . Padrão dendrítrico a S e retangular-dentrítico a N.	Predominam entre 70° a 79°. Maiores valores no eixo central, menores nas cabeceiras. Ângulos médios decrescem nos afluentes de menor ordem. Baixa frequência de junções em ângulos próximos aos retos.	51° a 60° (12,3%), 171 a 180° (8,8%), 31° a 40° (8,4%).	8 km/km² a S, 6km/km² a N. 3ª ordem: 7,7 km/km² a 11,9 km/km² a S, ~ 7,5 km/km² a N. Correlação negativa com áreas.	Perfis côncavos. 32 <i>knickpoints</i> . nos rios: 2, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 13, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 27, 28, 29 e 30	0,08 a 0,16 (3 rios); 0,20 a 0,31 (14 rios); 0,35 a 0,41 (5 rios); 0,41 e 0,50 (5 rios); 0,50 e 0,60 (4 rios); média 0,33. Rio Capivari: 0,61 (montante); -0,33 (jusante).	Maiores a jusante. 6 anomalias de 2ª ordem: rios Ponte Alta, 7, 16, 24 e 28.	Baixas nos trechos de cabeceira (1,1 a 1,4), aumentam para jusante (1,6 a 3,5) no Rio Capivari; inversamente proporcional às declividades.	Curva sinuosa, altitudes de 850 a 740 m; HI 0,34; 3ª ordem: amplitudes 20 a 80 m, HI 0,24 a 0,53, média 0,40, sem correlação entre HI e áreas.	0,4 a 9,9, média 2,6. Maiores valores a S (2,0 a 5,0).	Capivari montante: perfis largos e em forma de berço. Ponte Alta: forma de berço, mas alguns, próximos a knickpoints, têm base estreita. Capivari jusante: vales mais entalhados e terraços fluviais.	18 inflexões, entre elas o "cotovelo" do Alto Capivari; 27,8% de 80° a 100° e 11,1% de 85° a 95°. 11 inflexões no Rio Capivari, duas no Ribeirão Ponte Alta, demais rios 7, 16, 17, 23 e 29. 2 associam-se a colos, 8 a lineamentos, 3 a terraços, 1 a knickpoint.	11 colos, concentrados no setor de cabeceiras. Não há associações relevantes entre colos e knickzonas e outras anomalias.
Embura	10,1	Sedimentos terciários sobrepostos aos gnaisses e migmatitos a SW. Predomínio de exposições do embasamento cristalino a NE. Foliações com mergulhos de 45° a 80° para SSE e <i>strike</i> para ENE. Sedimentos aluviais quaternários no vale principal.	Formas denudacionais. Colinas amplas com topos convexos a SW e morros de topos convexos a NE. Cumes de 810 m a SW, decrescendo progressivamente para NE, chegando a 780 m nas proximidades das confluências com o Embura. A NW, níveis de 815 a 825 m. Entalhamento de 30 a 35 m a SW e de 50 a 60 m a NE. Larguras típicas de 60 a 100 m; eixo central com valores superiores a 400 m.	Acima de 30% a NE, abaixo dos 20% a SW.	Rios principais a SW formam um padrão paralelo. A NE, retangular-dendrítico. A NW, traços de um padrão <i>barbed</i> , em processo de modificação.	Predominam de 50 a 59° e de 70 a 79°. Maiores valores no eixo principal, menores nas cabeceiras do setor N. Ângulos médios decrescem nos afluentes de menor ordem. Baixa frequência de junções em ângulos próximos aos retos, mas maior que no alto Capivari.	31° a 40° (16,2%) e de 121° a 130° (12,0%).	5,5 km/km² a SE, 3,5 km/km² a NW. 3ª ordem: 4,5 a 8,1 km/km², correlação negativa com áreas.	Perfis côncavos. 17 <i>knickpoints</i> . nos rios: Embura, 34, 36, 37, 38, 40, 41, 42 e 43, ou seja, em nove dos 11 rios avaliados.	0,37 e 0,40 (3 rios); 0,42 e 0,50 (6 rios); 0,62 (1 rio); média 0,40. Ribeirão Embura: 0,48 (montante) e -0,17 (jusante).	Maiores a jusante. 7 anomalias de 2ª ordem, nos rios Embura, 34, 36, 37 e 38 e nenhuma anomalia de 1ª ordem.	Aumentam de montante (~0,13) para jusante (~1,88) no Ribeirão Embura; inversamente proporcional às declividades	Curva sinuosa, altitudes de 840 a 740 m; HI 0,37; 3ª ordem: amplitudes 60 a 85 m, HI 0,28 a 0,51, média 0,44, correlação negativa com áreas.	0,3 a 9,2, média 2,5. Maiores no divisor com Embu-Guaçu, decréscimo para jusante.	Vales mais amplos localizados nas proximidades do divisor com o Embu-Guaçu. Vales em berço na maioria dos transectos	1 inflexão de 80° no rio 43, associada a intersecção de lineamentos.	Um colo, de difícil discernimento, em que se desenvolve um campo úmido.
Médio Capivari	11,6	Gnaisses e migmatitos. Foliações apresentam mergulho praticamente vertical. Sedimentos aluviais quaternários restritos a uma pequena planície alveolar no Rio Capivari a montante da Cachoeira do Marsilac.	Formas denudacionais. Colinas e morros baixos com topos convexos e aguçados. Cumes de 815 a 825 m a W e de 780 a 800 m a E. Entalhamento de 40 a 50 m. Larguras dos fundos dos vales de 15 a 40 m a W e de 80 a 150 m a E.	Superiores a 30%.	Padrão retangular-dendrítico, maior ajuste às estruturas. Tributários modestos.	Predominam 70° a 79°. Maiores ângulos no setor W do vale principal e na confluência do Rio Capivari com o Ribeirão do Getúlio. Não há relação entre valor do ângulo e ordem. Média frequência de junções em ângulos retos.	41° a 50° (15,7%) e 131° a 140° (8,3%).	6 km/km² a W, 8 km/km² no centro, 7 km/km² a E. 3ª ordem: 6,5 a 12,5 km/km², correlação negativa com áreas.	Perfis côncavos, convexos e retilíneos. 17 <i>knickpoints</i> . nos rios: 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 53, 78 e 80.	-0,03 e 0,15 (3 rios); 0,20 e 0,29 (4 rios); 0,36 e 0,38, 0,47 (1 rio); 0,51 a 0,65 (6 rios); média 0,33. Rio Capivari: 0,17 (montante) -0,08 (jusante).	Maiores no Rio Capivari jusante. 4 anomalias de 2ª ordem, nos rios Capivari e 51. 1 anomalia de 1ª ordem e nenhuma de 2ª.	Mensurações realizadas em três segmentos descontínuos do Capivari. 1,09 a 1,56 a montante, 1,02 a 2,35 no curso médio e 1,03 a 1,47 no curso baixo, inversamente proporcional às declividades.	Curva sinuosa, altitudes de 820 e 700 m, HI 0,48. 3ª ordem: amplitudes de 55 a 95 m, HI 0,38 a 0,61, média 0,48; baixa correlação positiva com áreas.	0,2 a 3,0, média 0,8. Maiores no Capivari jusante, menores no Capivari montante.	Vales em V, estreitos e profundos. Maior entalhamento próximo a knickpoints em tributários de 2ª ordem. A jusante, os vales abrem-se até perder a característica geral de vales em V.	17 inflexões; 23,5% de 80° a 100° e 11,7% de 85° a 95°. 16 no Rio Capivari e 1 no rio 51. 13 inflexões se associam a knickpoints em cinco trecententes ao ziguezague, estes em trechos de forte incisão. 1 associa-se a anomalia RDE de primeira ordem e 7 a forte incisão fluvial.	11 colos: três no divisor com a sub-bacia do Getúlio, três no divisor com a sub-bacia do Capivari, quatro no divisor com a sub-bacia do Claro, um no interior da sub-bacia.
Getúlio	12,4	Gnaisses e os migmatitos, sem registro das foliações. Sedimentos aluviais quaternários restritos, mais importantes no baixo curso do rio principal. Falha inferida atravessa o setor N da bacia no sentido ENE, próximo ao divisor com a sub-bacia do médio Capivari.	Formas denudacionais. Morros baixos com topos convexos e aguçados. Cumes de 790 a 820 m a S e de 770 a 790 m a N. Entalhamento de 40 a 50 m. Larguras dos fundos dos vales de 15 a 35 m no setor central e acima dos 90 m a N e a S.	Mais elevadas a SW, NW e NE, normalmente superiores a 30%; menores declividades, de 12 a 20%, a SE.	Traçados complexos realizados pelos principais rios. Padrão retangular-dendrítico.	Predominam de 70 a 79°. Maiores ângulos no setor W. Não há relação entre valor do ângulo e ordem. Baixa frequência de junções em ângulos retos.	121° a 130° (11,3%); 171° a 180° (9,9%); 141° a 150° (9,8%).	9,5 km/km² a S, 8 km/km² a N, 7 km/km² a W. 3ª ordem: 7,3 a 14,7 km/km², correlação negativa com áreas.	Perfis côncavos. 22 <i>knickpoints</i> . nos rios Getúlio, 58, 59, 60, 62, 64, 65, 66, 68, 69, 71, 73, 74, 75 e 76.	0,13 (1 rio); 0,17 a 0,32 (7 rios); 0,37 e 0,40 (2 rios); 0,45 a 0,48 (4 rios); 0,51 e 0,63 (6 rios); média 0,38. Ribeirão do Getúlio: 0,38 (montante), 0,32 (médio), 0,05 (jusante).	Maiores nos rios Getúlio, 69 e 74 montante e nos rios 65, 71 e 74 jusante. 6 anomalias de 2ª ordem, nos rios Getúlio, 65, 69, 71 e 74 e nenhuma anomalia de 1ª ordem.	1,95 no baixo curso, 1,2-1,3 a montante no Ribeirão do Getúlio, e inversamente proporcional às declividades.	Perfil côncavo, altitudes de 845 m a 720 m, HI 0,33. 3ª ordem: amplitudes de 40 m a 80 m, HI 0,36 a 0,54, média 0,44. Correlação negativa com áreas.	0,3 a 2,5, média 0,8. Menores no médio Getúlio, e nos rios 66, 76 e o 69. Maiores no baixo Getúlio.	Vales estreitos e pouco profundos. Formas mais abertas, em berço no alto e baixo cursos do Getúlio.	24 inflexões; 54,7% de 80° a 100° e 37,5% de 85° a 95°. 11 no Ribeirão do Getúlio, 5 no rio 69, 3 no 72, 2 no 74, demais nos rios 61, 71 e afluente do 72, com 1 cada. 1 inflexão associa-se com um colo, 22 a lineamentos topográficos, 1 a anomalia RDE de segunda ordem, 4 a forte incisão.	21 colos. Associam-se a inflexões e lineamentos. Concentração de colos no divisor com o baixo Capivari.
Claro	26,5	Gnaisses e os migmatitos, foliações com mergulhos sub-verticais e <i>strike</i> para ENE. Ocorrências de anfíbolitos e metabasitos. Sedimentos aluviais quaternários nos fundos dos principais vales.	Formas denudacionais. Colinas e morros com topos convexos. Cumes decrescentes de N para S, de 800-820 m a 780-800 m. Entalhamento de 45 a 60 m a W e de 55 a 75 m a E. Larguras típicas dos vales de 150 a 250 m a S e de 120 a 200 m a N.	Vertentes voltadas para N com declividades maiores que as voltadas para Sul.	Rios principais orientados a ENE, ligados por segmentos de direção SSE, os últimos normalmente mais sinuosos. Padrão retangular-dendrítico.	Predominam de 70° a 79°. Maiores no setor central a W. Onde a dendritificação é maior, os ângulos tendem a ser menores. Não há relação entre valor do ângulo e ordem. Baixa frequência de junções em ângulos retos.	31° a 40° (8,7%); 151° a 160° (7,9%); sucessivos lineamentos ENE.	6,3 km/km² na confluência Pombos e 83, 7,3 km/km² a SW, 7,2 km/km² a SE, 5,5 km/km² a W e centro. 3ª ordem: 4,7 a 8,8 km/km², sem correlação com áreas.	Perfis côncavos. 31 <i>knickpoints</i> . nos rios: Pombos, Bragança, Pombos, 82, 83, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 94, 97, 98, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106 e 107.	0,12 (1 rio); 0,22 a 0,32 (3 rios); 0,35 a 0,41 (8 rios), 0,41 e 0,50 (7 rios); 0,54 e 0,71 (7 rios); média 0,39. Pombos: 0,53 (montante), 0,08 (médio), 0,24 (jusante); Claro: 0,55	Maiores ao longo do médio Pombos e do rio 106, a Sul. 12 anomalias de 2ª ordem, nos rios Pombos, Bragança, 90, 94, 98, 100, 104 e 106. 6 anomalias de 1ª ordem, nos rios Pombos, 87, 94, 100 e 106.	Mensurações no Pombos, Bragança, Claro, 87, 98 e 100. 1,01 – 1,75 no Pombos montante, 1,13 para 1,64 a jusante, 1,51 a 1,78 no rio 87; 1,52 e 1,57 no Bragança montante; 1,15 a 1,57 no Bragança jusante; 1,15 a 1,57 no 98 e 1,1 a 1,9 no 100.	Perfil côncavo, altitudes de 865 a 700 m, HI 0,39. 3ª ordem: amplitudes de 60 a 100 m, HI 0,37 a 0,57, média 0,46, sem correlação com áreas.	0,3 a 3,5, média 1,0. Menores no vale principal, da confluência do Pombos com o rio 87 a jusante além dos rios 100, 104 e 107. Valores altos são encontrados no alto Pombos e ao longo do rio 103.	Vales em berço no Pombos, em V na proximidade da zona de knickpoints, alguns dissimétricos. Vales em V e em berço no Bragança. No Claro, vales em V.	21 inflexões; 68,2% de 80° a 100°; 45,5% de 85° a 95°. 6 no Ribeirão dos Pombos, 4 no Córrego Bragança, 4 no Ribeirão Claro; demais nos rios 87, 92, 93, 94, 100 e 104 e afluentes de 2ª ordem do Pombos, com 1 cada. 16 inflexões associadas a lineamentos, 5 a forte incisão, 3 a anomalias RDE de segunda ordem.	Sete colos. Dois no divisor entre as sub-bacias dos rios 87 e Bragança. Possível migração para N de alguns colos.
Dúvida	6,4	Gnaisses e os migmatitos, foliações com mergulhos subverticais a 45° para SSE, com <i>strike</i> para ENE, deduzido a partir de sub-bacias vizinhas. Sedimentos aluviais quaternários no alto curso contínuos em relação aos da sub-bacia do Monos. No baixo curso, trechos descontínuos de alúvio.	Formas denudacionais. Morros com topos convexos. Cumes de cerca de 800 m a N e de 780 a 790 m a S. Entalhamento de 30 a 50 m a N e de 50 a 80 a S. Larguras dos fundos dos vales de 150 a 250 m a N e 120 a 200 a S.	Superiores a 30% a S e de 12% a 20% a N.	Tronco principal N-S e ramos sucessivos a E e a W Padrão radial centrípeto no centro da sub-bacia, possível remanescente de padrão <i>barbed</i> .	Predominam de 50 a 59°. Maiores valores comuns ao longo do tronco principal. Rios de menor ordem tendem a possuir ângulos de junção menores. Muito baixa a frequência de junções em ângulos próximos aos retos.	31 a 50° (22,1%); 121° a 140 (21,5%); de 81° a 100° (19,1%); 161° a 170° (11,5%).	5,5 km/km² a N, 8,5 km/km² a S, 7,5 km/km² a W e 6,5 km/km² a E. 3ª ordem: 6,5 a 12,0 km/km², correlação negativa com áreas.	Perfis côncavos. 9 <i>knickpoints</i> . nos rios Dúvida, 111, 112, 113, 114 e 115.	0,35 e 0,36 (2 rios); 0,44 (2 rios); 0,51 a 0,58 (4 rios). Média 0,38. Ribeirão da Dúvida: 0,27 (montante) e -0,23 (jusante).	Maiores no Ribeirão da Dúvida jusante. 3 anomalias de 2ª ordem, nos rios Dúvida e Meninos.	1,02 e 1,59 no Ribeirão da Dúvida, sendo o trecho sinuoso relacionado com aumento local da declividade.	Perfil sinuoso, altitudes de 820 m a 700 m, HI 0,49. 3ª ordem: amplitudes de 60 a 90 m, HI 0,38 a 0,53, média 0,46, sem correlação com áreas.	0,2 a 2,5, média 1,2. Menores no Córrego dos Meninos, no rio 112 e no médio curso do Dúvida. Maiores nos trechos aluviais do alto Dúvida.	Transecto mais largo na proximidade do divisor com o Monos. No médio curso, vales mais estreitos e profundos, abrindo-se para jusante.	3 inflexões; nenhuma entre 80° e 100°. 2 no Dúvida e 1 no rio 110. 1 associa-se a anomalia RDE de segunda ordem e ao trecho mais inciso do rio.	Três colos. Além do colo no divisor Dúvida-Monos, dois no divisor Dúvida-baixo Capivari. Associam-se a segmentos retilíneos dos cursos d'água.
Monos	23,4	Gnaisses e os migmatitos. De N a S há foliações com mergulho sub-vertical, de 45° e 80° e inferior a 45°, predominantemente orientadas a SSE. Ocorrências restritas de anfíbolitos e metabasitos. Sedimentos aluviais quaternários ao longo dos principais vales, com mais largura no divisor Monos-Jurubatuba. Falha inferida no setor central da bacia orientada para ENE.	Formas denudacionais. Colinas amplas com topos convexos a N e morros com topos convexos e aguçados a S. Cumes de 780 a 820 m a N e de 760 a 800 m a S. Entalhamentos de 45 a 55 m a N e de 60 a 70 m a S. Larguras dos fundos dos vales de 180 a 450 m a N e de 110 a 180 m a S.	Menores no extremo N. A S, predominam declividades superiores a 30%. Faixa de baixas declividades coincide com uma linha de falha.	Padrão <i>barbed</i> no setor setentrional. A S, padrão retangular-dendrítico.	Predominam de 80 a 89°. Maiores valores no eixo central e menores nas cabeceiras. Rios de menor ordem tendem a perfazer ângulos de junção menores. Alta frequência de junções em ângulos próximos aos retos.	50° a 60° (10,0%); 171° a 180° (9,0%).	4,5 km/km² a N, 8,5 km/km² a S, 7,5 km/km² a W e 6,5 km/km² a E. 3ª ordem: 4,7 a 12,8 km/km², correlação negativa com áreas.	Perfis côncavos a Norte e irregulares ou convexos a Sul. 42 <i>knickpoints</i> . nos rios: Monos, 127, 128, 129, 130, 131, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 144, 145, 147, 148, 151, 152, 153, 154, 155 e 156.	-0,03 a 0,00 (2 rios); 0,25 a 0,27 (4 rios); 0,33 a 0,39 (9 rios); 0,43 e 0,50 (11 rios); 0,51 e 0,60 (4 rios); média 0,38. Rio dos Monos: 0,57 (montante); 0,10 (médio); 0,09 (jusante).	Maiores valores na proximidade da falha e no Rio dos Monos jusante. 10 anomalias de 2ª ordem, nos rios Monos, 129, 132, 135, 140, 142, 148 e 152, 9 de 1ª ordem, nos rios Monos, 129, 131, 132, 135, 140 e 152.	Mensurações no alto curso do Monos. Valores crescentes para jusante, de 1,05-1,16 para 1,46-1,89. Regiões mais sinuosas associadas a knickpoints.	Perfil sinuoso, altitudes de 825 a 695 m, HI 0,48. 3ª ordem: amplitudes de 45 a 120 m, HI 0,31 a 0,60, média 0,47, com correlação negativa em relação às áreas.	0,2 a 2,5, média 1,2. Menores no baixo Monos e seus afluentes 148, 151 e 155. Maiores índices no alto Monos, próximo ao divisor com o Jurubatuba.	Vales em berço e de fundo plano muito largos no alto curso, próximo ao divisor com o Jurubatuba. Vales mais profundos e em forma de V a jusante.	20 inflexões. 40% de 80° a 100° e 15% de 85° a 95°. 12 no Rio dos Monos, 2 no rio 148, demais nos rios 142, 144, 152 e afluentes de 2ª ordem dos rios 132, 148 e alto Monos, com 1 cada. 3 inflexões associadas a colos: 8 a lineamentos topográficos, 3 a anomalias RDE de 2ª ordem, no setor meridional, associam-se a forte inflexão.	14 colos. Os mais relevantes são do setor N, relacionados ao desmantelamento da antiga drenagem com saída para N, no divisor com Jurubatuba e com Dúvida.
Campos	10,3	Gnaisses e os migmatitos, com foliações subverticais com <i>strike</i> para E. Sedimentos aluviais quaternários inexpressivos.	Formas denudacionais. Morros com topos convexos e aguçados. Cumes de 800 a 830 m a S e de 800 a 810 m a N. Entalhamento de 35 a 50 m, crescente para N. Larguras dos fundos dos vales de 120 a 250 m, crescente para N.	Muito elevadas, acima dos 30%.	Eixo principal paralelo à escarpa da Serra do Mar. Traçados irregulares descritos pelos rios principais. Padrão retangular.	Predominam de 80 a 89°. Maiores valores na zona central e na proximidade da foz do rio principal. Não há relação entre valor do ângulo e ordem. Alta frequência de junções em ângulos próximos aos retos.	41° a 50° (9,7%); 151° a 160° (8,7%).	8,5 a 9,5 km/km². 3ª ordem: 7,0 a 15,3 km/km², correlação negativa com áreas.	Formatos irregulares, alguns tendendo ao formato côncavo outros ao convexo. 45 <i>knickpoints</i> . nos rios: 168, 169, 172, 175, 177, 180, 181, 182, 183, 184, 186, 187, 188, 189, 190, 191, 192, 193 e 194.	-0,14 e 0,15 (10 rios); 0,19 e 0,23 (4 rios); 0,33 e 0,41 (6 rios); 0,45 e 0,50 (4 rios); 0,55 e 0,58 (2 rios); média 0,24. Rio dos Campos: 0,34 (montante) e 0,11 (jusante).	Maiores valores ao longo do eixo principal, a jusante. 8 anomalias de 2ª ordem, nos rios Campos, 180, 183, 188 e 192. 11 anomalias de 1ª ordem nos rios Campos, 175, 180, 183, 188 e 192.	Sem mensuração.	Perfil sinuoso, altitudes de 805 m a 665 m, HI 0,53. 3ª ordem: amplitudes de 45 a 115 m, HI 0,37 a 0,59, média 0,48, sem correlação com áreas.	0,2 a 2,4, média 0,8. Menores no eixo principal e tributários de jusante, neste 0,5. Maiores nos setores de montante do Campos e rios 184 e 188.	Vales largos e em forma de berço no Campos montante. A jusante, vales muito mais incisos, em forma de V, associados a <i>knickpoints</i> com inúmeros degraus laterais.	35 inflexões. 54,3% de 80° a 100°, 28,6% de 85° a 95°. 12 no Rio dos Campos, 3 nos rios 172, 187 e 192 (cada), 2 nos rios 186, 188 e 191 (cada), demais nos rios 173, 180, 181, 182, 183, 184, 193 e um afluente de 2ª ordem do Rio dos Campos, com 1 cada. 3 associam-se a colos. 21 associam-se a lineamentos topográficos, 1 a anomalia RDE de 1ª ordem, 2 a anomalias RDE de 1ª ordem, 17 a forte incisão.	24 colos, mais frequentes no setor W. No setor S, há interessante alinhamento entre colos e segmentos retilíneos. Grande quantidade de colos sugere maior facilidade para rearranjos.
Baixo Capivari	26,6	Gnaisses e os migmatitos, com foliações de mergulho de 10 a 45° para SSE e <i>strike</i> para ENE. Faixas milonitizadas na escarpa da Serra do Mar. Nos vales dos principais rios, sedimentos quaternários de origem fluvial.	Formas denudacionais. Morros baixos com topos convexos e aguçados a N; grande anfiteatro a S. Cumes de 800 a 820 m a N, 750 m nas proximidades da escarpa. Entalhamento de 550 m na escarpa; 70 a 80 m na maior parte do planalto; a SW, de 30 e 40 m. Larguras dos fundos dos vales de 30 a 50 m.	Declividades elevadas, morros e escarpa com valores superiores a 30%. A SW, há morros com declividades menores.	Rio principal com traçado N-S e principais tributários orientados para E-W. Rios da margem direita mais extensos que o da margem esquerda. Padrão retangular com alta dendritificação dos menores cursos a N e paralelo na escarpa.	Predominam de 60 a 69°. Maiores ângulos no planalto, menores na escarpa. Não há relação entre valor do ângulo e ordem. Baixa frequência de junções em ângulos próximos aos retos.	41° a 90° (48,7%). Grande lineamento coincide com o Ribeirão Lajeado.	8,0 km/km² a N, 5,5 km/km² a S. 3ª ordem: 5,4 a 12,5 km/km², correlação negativa com áreas.	Perfis predominantemente côncavos a Norte convexos a Sul. 65 <i>knickpoints</i> , distribuídos em todos os rios, com exceção dos rios 118, 122 e 162, localizados no setor setentrional.	-0,51 a 0,16 (14 rios); 0,20 a 0,28 (4 rios); 0,33 a 0,41 (6 rios); 0,43 a 0,48 (2 rios); 0,53 a 0,60 (5 rios); média 0,13. Rio Capivari: -0,08 (montante) e -0,09 (jusante). Rio Capivari (total): IC - 0,61.	Maiores valores no setor meridional, nos segmentos de jusante. 19 anomalias de 2ª ordem, nos rios Capivari, Lajeado, 119, 123, 157, 164, 195, 197, 203 e 204, 25 anomalias de 1ª ordem, nos mesmos rios, além do 165 e do 202.	Sem mensuração.	Perfil convexo, altitudes de 825 a 60 m, HI 0,76. 3ª ordem: amplitudes 60 m a 550 m, média 127 m, HI 0,37 a 0,80, média 0,48, sem correlação com áreas.	0,1 a 3,1, média 0,7. Menores no Rio Capivari a jusante e seus tributários com cursos mais retilinizados. Maiores nos altos cursos dos rios 197 e o 203.	Vales em V, fortemente incisos, com vertentes íngremes, a montante. Na travessia do Rio Capivari pela Serra do Mar jusante, abrem-se vales enormes e íngremes.	52 inflexões; 34,6% de 80° a 100°, 21,2% de 85° a 95°. 12 no Rio Capivari; 3 nos rios 161, 166 e 203 (cada), 2 nos rios 157, 158, 164, 165 e 204 (cada), demais nos rios 120, 123, 195, 198, 199, 202 e os afluentes de segunda ordem dios rios 157, 165, 202, 204 e Capivari, com 1 cada. 8 inflexões associam-se com colos, 18 com lineamentos, 9 com anomalias RDE de 1ª ordem, além daquelas associadas à knickzona formada pelo Rio Capivari na descida da Serra do Mar, 20 e a segmentos incisos.	49 colos, mais concentrados no setor N, ressaltando-se uma faixa com maior densidade de ocorrências alongada na direção ENE.

APÊNDICE 5

Características dos perfis longitudinais – bacia do Rio Capivari

Número	Nome	IC	Hnascente (m)	Hfoz (m)	Gradiente (m)	Compr. (m)	Ordem	Anomalia 1ª	Anomalia 2ª	Knickpoints	Litologia	Estruturas
1	Capivari (ALTO)	0,61; -0,33	804	738	66	11.965	5	-	-	-	pCmg, Qa	-
1	Capivari (MÉDIO)	0,17; -0,08	738	704	34	12.490	6	-	3	-	pCmg, Qa	f80-90,mS* falha**
1	Capivari (BAIXO)	-0,08; -0,09	704	60	644	11.153	6	3	1	9	pCmg	-
2	-	0,27	803	768	35	570	3	-	-	1	pCmg	-
3	-	0,31	799	738	61	683	3	-	-	-	pCmg	-
4	-	0,49	819	762	57	797	4	-	-	1	pCmg	-
5	-	0,15	781	758	23	549	3	-	-	1	pCmg	-
6	-	0,24	781	756	25	566	3	-	-	-	pCmg	-
7	-	0,52	815	754	61	2.403	4	-	1	3	pCmg, Qa	-
8	-	0,60	806	768	38	459	3	-	-	-	pCmg	-
9	-	0,29	800	761	39	843	3	-	-	1	pCmg	-
10	-	0,22	808	778	30	559	3	-	-	1	pCmg	-
11	-	0,29	781	754	27	612	3	-	-	1	pCmg	-
12	-	0,29	790	752	38	1.246	3	-	-	-	pCmg	-
13	-	0,31	791	742	49	643	3	-	-	1	pCmg	-
14	Ponte Alta	0,58	795	749	46	4.142	5	-	2	-	pCmg, Qa	-
15	-	0,20	786	771	15	523	3	-	-	-	pCmg	-
16	-	0,46	800	754	46	2.019	4	-	1	-	pCmg	-
17	-	0,57	826	764	62	1.076	3	-	-	-	pCmg	-
18	-	0,15	789	759	30	482	3	-	-	1	pCmg	-
19	-	0,21	787	759	28	531	3	-	-	1	pCmg	-
20	-	0,41	783	754	29	404	3	-	-	1	pCmg	-
21	-	0,22	782	752	30	383	3	-	-	1	pCmg	-
22	-	0,39	785	748	37	1.283	3	-	-	1	pCmg, Qa	-
23	-	0,31	785	748	37	1.313	3	-	-	1	pCmg, Qa	-
24	-	0,35	785	747	38	3.195	4	-	1	1	pCmg, Qa	f10-45,mESE
25	-	0,39	791	758	33	499	3	-	-	2	pCmg	f10-45,mESE
26	-	0,47	795	749	46	1.345	3	-	-	-	pCmg	f10-45,mESE
27	-	0,08	780	746	34	1.385	3	-	-	2	pCmg	-
28	-	0,20	785	746	39	1.637	3	-	1	2	pCmg, Qa	-
29	-	0,30	796	746	50	2.118	4	-	-	1	pCmg, Qa	-
30	-	0,36	796	747	49	1.129	3	-	-	2	pCmg, Qa	-
31	-	0,45	789	743	46	660	3	-	-	-	pCmg	-
32	-	0,50	787	743	44	590	3	-	-	-	pCmg	-
44	-	0,47	785	733	52	1.435	3	-	-	3	pCmg	-
45	-	0,36	776	728	48	550	3	-	-	1	pCmg	-

Número	Nome	IC	Hnascente (m)	Hfoz (m)	Gradiente (m)	Compr. (m)	Ordem	Anomalia 1ª	Anomalia 2ª	Knickpoints	Litologia	Estruturas
46	-	0,05	769	728	41	829	3	-	-	1	pCmg	-
47	-	0,38	786	728	58	914	3	-	-	1	pCmg	-
48	-	0,29	790	727	63	904	3	-	-	2	pCmg	-
49	-	0,15	779	721	58	611	3	-	-	2	pCmg	-
50	-	0,20	769	721	48	379	3	-	-	1	pCmg	-
51	-	-0,03	790	719	71	1.731	3	1	1	2	pCmg	-
52	-	0,65	771	719	52	689	4	-	-	-	pCmg	-
53	-	0,21	735	723	12	404	3	-	-	1	pCmg	-
54	-	0,60	770	717	53	719	3	-	-	-	pCmg	-
55	-	0,58	780	717	63	793	3	-	-	-	pCmg	-
56	Getúlio	0,38; 0,32; 0,05	825	716	109	7179	5	-	1	2	pCmg, Qa	-
57	-	0,40	796	763	33	398	3	-	-	-	pCmg	-
58	-	0,17	811	756	55	451	3	-	-	2	pCmg	-
59	-	0,27	816	757	59	587	4	-	-	1	pCmg	-
60	-	0,29	811	755	56	396	3	-	-	2	pCmg	-
61	-	0,30	790	754	36	735	3	-	-	-	pCmg	-
62	-	0,28	786	751	35	748	3	-	-	1	pCmg	-
63	-	0,13	788	754	34	505	3	-	-	-	pCmg	-
64	-	0,32	786	744	42	933	3	-	-	1	pCmg	-
65	-	0,45	780	727	53	1862	3	-	1	2	pCmg	-
66	-	0,26	756	722	34	1172	4	-	-	1	pCmg	-
67	-	0,45	770	728	42	636	3	-	-	-	pCmg	-
68	-	0,63	785	719	66	669	3	-	-	1	pCmg	-
69	-	0,51	817	737	80	4728	4	-	1	3	pCmg	-
70	-	0,37	781	746	35	1045	3	-	-	-	pCmg	-
71	-	0,52	785	739	46	1822	3	-	1	1	pCmg	Falha
72	-	0,56	780	732	48	1397	3	-	-	-	pCmg	-
73	-	0,57	756	717	39	969	3	-	-	1	pCmg, Qa	-
74	-	0,60	775	717	58	2449	4	-	2	2	pCmg, Qa	-
75	-	0,48	777	737	40	472	3	-	-	1	pCmg	-
76	-	0,48	776	723	53	910	3	-	-	1	pCmg	Falha
77	-	0,63	776	716	60	1.368	4	-	-	-	pCmg	-
78	-	0,53	770	722	48	461	3	-	-	1	pCmg	-
79	-	0,24	740	717	23	1.307	3	-	-	-	pCmg	-
80	-	0,51	772	716	56	841	3	-	-	2	pCmg	-
81	Pombos-Claro	0,53; 0,08; 0,24; 0,55	824	704	120	10.407	6	2	1	1	pCmg, Qa	f80-90,mESE
82	-	0,50	824	753	71	698	3	-	-	1	pCmg	-
83	-	0,55	826	758	68	934	3	-	-	1	pCmg	-
84	-	0,41	805	755	50	821	3	-	-	-	pCmg	-
85	-	0,64	816	754	62	1.202	3	-	-	-	pCmg, TQa	-

Número	Nome	IC	Hnascente (m)	Hfoz (m)	Gradiente (m)	Compr. (m)	Ordem	Anomalia 1ª	Anomalia 2ª	Knickpoints	Litologia	Estruturas
86	-	0,47	787	746	41	835	3	-	-	1	pCmg	f80-90,mESE
87	-	0,40	805	738	67	3.874	4	1	1	3	pCmg, Qa	f80-90,mESE
88	-	0,40	797	763	34	713	3	-	-	1	pCmg	-
89	-	0,35	800	744	56	897	3	-	-	2	pCmg	-
90	-	0,32	782	722	60	2.778	4	-	1	1	pCmg, Qa	-
91	-	0,22	764	728	36	711	3	-	-	1	pCmg	-
92	-	0,44	782	717	65	1.213	3	-	-	1	pCmg, Qa	-
93	-	0,71	784	738	46	1.130	3	-	-	-	pCmg, Qa	-
94	-	0,12	785	709	76	1.834	3	1	1	2	pCmg	f80-90,mESE
95	Bragança	0,54	795	709	86	5.545	5	-	4	3	pCmg, Qa	-
96	-	0,57	781	732	49	685	3	-	-	-	pCmg	-
97	-	0,35	798	719	79	1.288	3	-	-	1	pCmg	-
98	-	0,42	773	714	59	1.715	4	-	1	1	pCmg	f80-90,mESE
99	-	0,50	763	721	42	847	3	-	-	-	pCmg	f80-90,mESE
100	-	0,46	767	713	54	2.977	4	1	1	1	pCmg, Qa	-
101	-	0,58	775	724	51	1.248	3	-	-	1	pCmg, Qa	-
102	-	0,35	779	713	66	858	3	-	-	3	pCmg	-
103	-	0,56	756	706	50	1.391	3	-	-	1	pCmg	-
104	-	0,48	776	706	70	1.762	4	-	1	2	pCmg, Qa	-
105	-	0,39	783	722	61	714	3	-	-	1	pCmg	-
106	-	0,22	760	700	60	2.248	3	1	1	1	pCmg, Qa	-
107	-	0,37	746	701	45	1.000	3	-	-	1	pCmg, Qa	-
108	Meninos-Dúvida	0,27; -0,23	770	698	72	4969	5	2	1	3	pCmg, Qa	-
109	Alto Dúvida	0,44	775	727	48	1529	3	-	1	-	pCmg, Qa	-
110	Garcia	0,52	775	719	56	1936	4	-	1	-	pCmg	f80-90,mESE
111	-	0,35	784	729	55	690	3	-	-	1	pCmg	-
112	-	0,51	788	720	68	1341	4	-	-	1	pCmg	-
113	-	0,44	763	725	38	304	3	-	-	1	pCmg	-
114	-	0,58	782	719	63	1014	4	-	-	2	pCmg	-
115	-	0,36	766	724	42	527	3	-	-	1	pCmg	-
116	-	0,52	781	717	64	819	3	-	-	-	pCmg	-
117	-	0,02	755	699	56	701	3	-	-	2	pCmg	-
118	-	0,53	756	698	58	343	3	-	-	-	pCmg	-
119	-	0,60	786	697	89	3.393	3	1	2	2	pCmg	-
120	-	0,36	789	715	74	1.283	3	-	-	2	pCmg	-
121	-	0,36	785	721	64	1.004	3	-	-	2	pCmg	-
122	-	0,28	732	697	35	870	4	-	-	-	pCmg	-
123	-	0,60	789	712	77	1.559	3	-	1	1	pCmg	-
124	-	0,48	773	703	70	565	3	-	-	1	pCmg	-
125	-	0,38	740	696	44	788	4	-	-	1	pCmg	-

Número	Nome	IC	Hnascente (m)	Hfoz (m)	Gradiente (m)	Compr. (m)	Ordem	Anomalia 1ª	Anomalia 2ª	Knickpoints	Litologia	Estruturas
126	Monos	0,57; 0,10; 0,09	806	695	111	13.130	6	-	2	1	pCmg, Qa	Falha (médio), f80-90,mESE (alto), f45-80,mESE (alto), f10-45,mESE (médio)
127	-	0,25	770	744	26	1.041	3	-	-	1	pCmg, Qa	f80-90,mESE
128	-	0,35	791	740	51	1.026	3	-	-	2	pCmg, Qa	f80-90,mESE
129	-	0,54	790	736	54	2.241	3	-	1	1	pCmg, Qa	-
130	-	0,33	792	728	64	1.123	3	-	-	1	pCmg, pCam	-
131	-	0,38	781	732	49	1.216	3	-	-	2	pCmg, Qa	f80-90,mESE
132	-	0,50	788	722	66	1.733	4	-	1	-	pCmg	f45-80,mESE
133	-	0,46	791	738	53	659	3	-	-	1	pCmg	-
134	-	0,48	775	727	48	665	3	-	-	1	pCmg	-
135	-	0,39	790	724	66	1.679	4	1	1	2	pCmg, Qa	-
136	-	0,52	776	743	33	602	3	-	-	1	pCmg	-
137	-	0,50	781	734	47	1.183	3	-	-	1	pCmg, Qa	-
138	-	0,39	785	729	56	915	3	-	-	1	pCmg	f45-80,mESE
139	-	0,46	790	719	71	1.309	3	-	-	2	pCmg	f10-45,mESE
140	-	0,26	777	714	63	2.422	5	1	1	2	pCmg, Qa	Falha (longitudinal)
141	-	0,38	783	742	41	472	3	-	-	1	pCmg	-
142	-	0,43	787	728	59	2.481	4	-	1	2	pCmg, Qa	-
143	-	0,60	771	724	47	710	3	-	-	-	pCmg	-
144	-	0,38	765	712	53	1.259	4	-	-	3	pCam, pCmg, Qa	-
145	-	0,51	768	726	42	595	3	-	-	1	pCmg	-
146	-	0,50	745	709	36	923	3	-	-	-	pCam, pCmg	Falha, f80-90,mSSE
147	-	0,34	746	709	37	677	3	-	-	1	pCmg	-
148	-	0,27	772	708	64	2.763	4	-	2	3	pCmg, Qa	-
149	-	0,50	771	739	32	421	3	-	-	-	pCmg, Qa	-
150	-	0,50	775	728	47	545	3	-	-	-	pCmg	-
151	-	-0,03	771	707	64	1.298	3	-	-	3	pCmg	-
152	-	0,00	771	703	68	1.860	3	1	1	3	pCmg, Qa	-
153	-	0,33	775	702	73	892	3	-	-	3	pCmg	-
154	-	0,48	746	701	45	667	3	-	-	1	pCmg	-
155	-	0,26	750	698	52	599	3	-	-	1	pCmg	-
156	-	0,43	746	697	49	653	3	-	-	1	pCmg	-
157	-	-0,04	738	677	61	3.621	3	1	1	1	pCmg	-
158	-	0,33	746	706	40	685	3	-	-	1	pCmg	-
159	-	0,55	769	707	62	1.914	3	1	-	1	pCmg	-
160	-	0,43	748	677	71	391	3	-	-	1	pCmg	-
161	-	0,41	737	644	93	1.298	5	-	-	2	pCmg	-
162	-	0,57	733	680	53	462	3	-	-	-	pCmg	-

Número	Nome	IC	Hnascente (m)	Hfoz (m)	Gradiente (m)	Compr. (m)	Ordem	Anomalia 1ª	Anomalia 2ª	Knickpoints	Litologia	Estruturas
163	-	0,16	721	673	48	239	4	-	-	1	pCmg	-
164	-	0,11	746	671	75	2.512	3	1	2	1	pCmg	-
165	-	0,26	748	699	49	1.271	4	1	-	2	pCmg	-
166	-	0,28	745	689	56	1.466	3	-	-	1	pCmg	-
167	-	0,20	722	682	40	583	3	-	-	1	pCmg	-
168	Campos	0,34; 0,11	766	663	103	7474	6	3	2	5	pCmg	f45-80,mESE (baixo)
169	-	0,15	771	742	29	464	3	-	-	2	pCmg	-
170	-	0,55	765	732	33	481	3	-	-	-	pCmg	-
171	-	0,58	767	732	35	320	3	-	-	-	pCmg	-
172	-	0,41	777	727	50	854	4	-	-	1	pCmg	-
173	-	0,02	751	733	18	396	3	-	-	-	pCmg	-
174	-	0,08	761	716	45	156	3	-	-	-	pCmg	-
175	-	0,35	771	716	55	1834	5	1	-	2	pCmg	falha
176	-	0,50	767	727	40	370	3	-	-	-	pCmg	-
177	-	0,33	762	726	36	629	3	-	-	1	pCmg	-
178	-	0,46	761	723	38	1180	4	-	-	-	pCmg	-
179	-	0,40	755	729	26	298	3	-	-	-	pCmg	-
180	-	0,19	762	698	64	1546	3	1	1	2	pCmg	-
181	-	-0,02	750	697	53	1226	4	-	-	3	pCmg	-
182	-	0,33	766	721	45	776	3	-	-	2	pCmg	-
183	-	0,33	780	696	84	1816	4	1	3	4	pCmg	falha
184	-	0,20	768	720	48	978	3	-	-	2	pCmg	-
185	-	0,45	749	692	57	583	3	-	-	-	pCmg	-
186	-	0,08	748	689	59	1285	3	-	-	2	pCmg	-
187	-	0,23	755	686	69	985	3	-	-	2	pCmg	-
188	-	-0,03	750	684	66	1846	3	1	1	2	pCmg	-
189	-	0,05	749	670	79	1163	4	-	-	3	pCmg	-
190	-	0,20	746	692	54	480	3	-	-	1	pCmg	-
191	-	0,49	750	680	70	1172	3	-	-	1	pCmg	-
192	-	-0,14	741	664	77	2393	4	4	1	5	pCmg	-
193	-	-0,08	708	685	23	828	3	-	-	1	pCmg	-
194	-	0,04	725	663	62	849	3	-	-	4	pCmg	-
195	-	-0,51	754	468	286	2.471	3	2	2	2	pCmg	-
196	-	-0,08	746	723	23	653	4	-	-	1	pCmg	-
197	-	-0,48	765	369	396	3.065	3	4	2	3	pCmg	-
198	-	0,33	760	712	48	1.360	3	-	-	1	pCmg	-
199	-	-0,14	727	193	534	1.234	3	-	-	1	pCmg	f80-90,mESE
200	Lajeado	-0,30	756	151	605	3.347	3	6	2	7	pCmg	-
201	-	-0,46	736	565	171	1.354	3	-	-	2	pCmg	-
202	-	-0,42	733	264	469	1.587	3	1	-	2	pCmg	-
203	-	-0,38	766	129	637	4.369	3	2	4	9	pCmg	-
204	-	-0,07	755	613	142	1.836	3	2	2	5	pCmg	-

APÊNDICE 6

Índices geomorfométricos das sub-bacias de 3ª ordem da bacia do Rio Capivari

Sub-bacia	Hmáx (m)	Hmín (m)	ΔH	HI	Lrios (km)	Dd (km/km ²)	A (km ²)
1	845	770	75	0,32	4,83	10,58	0,46
2	825	770	55	0,42	1,08	10,03	0,11
3	835	770	65	0,31	2,44	11,12	0,22
4	835	765	70	0,32	2,03	13,36	0,15
5	805	765	40	0,38	1,06	10,88	0,10
6	795	760	35	0,49	1,31	10,93	0,12
7	845	770	75	0,34	2,58	11,13	0,23
8	835	770	65	0,25	2,46	9,75	0,25
9	825	760	65	0,37	2,35	9,97	0,24
10	805	760	45	0,38	0,82	7,72	0,11
11	800	755	45	0,52	1,61	8,34	0,19
12	815	755	60	0,45	2,95	7,01	0,42
13	820	755	65	0,41	1,26	7,89	0,16
14	800	775	25	0,33	1,56	8,58	0,18
15	820	775	45	0,24	2,00	11,03	0,18
16	815	765	50	0,35	4,71	11,03	0,43
17	845	765	80	0,30	4,09	11,09	0,37
18	815	760	55	0,42	1,14	11,91	0,10
19	800	755	45	0,50	0,95	11,14	0,09
20	795	755	40	0,42	0,72	8,84	0,08
21	800	755	45	0,47	0,85	9,18	0,09
22	820	755	65	0,35	3,20	5,97	0,54
23	815	755	60	0,38	3,16	7,70	0,41
24	815	760	55	0,44	5,67	8,63	0,66
25	820	760	60	0,42	1,00	8,37	0,12
26	815	755	60	0,41	4,21	7,42	0,57
27	815	750	65	0,43	3,77	7,85	0,48
28	815	750	65	0,48	4,72	7,95	0,59
29	820	750	70	0,50	6,38	7,68	0,83
30	810	750	60	0,53	2,41	7,27	0,33
31	810	745	65	0,45	1,18	6,87	0,17
32	800	745	55	0,52	1,24	10,10	0,12
33	820	755	65	0,43	8,09	6,43	1,26
34	820	755	65	0,44	4,36	8,11	0,54
35	830	750	80	0,28	9,20	4,52	2,04
36	835	750	85	0,45	5,86	5,53	1,06
37	820	745	75	0,48	9,59	6,49	1,48
38	840	765	75	0,45	3,43	6,17	0,56
39	825	765	60	0,48	2,37	6,16	0,38
40	835	760	75	0,42	1,23	5,56	0,22
41	815	750	65	0,51	2,31	4,67	0,50
42	810	745	65	0,42	3,38	6,92	0,49
43	800	740	60	0,49	3,36	6,45	0,52
44	810	735	75	0,48	6,34	7,32	0,87
45	800	730	70	0,54	1,30	8,41	0,16
46	810	730	80	0,51	3,05	7,90	0,39
47	820	730	90	0,47	2,84	6,76	0,42
48	815	730	85	0,48	4,49	7,80	0,58
49	820	725	95	0,44	1,27	9,17	0,14

Sub-bacia	Hmáx (m)	Hmín (m)	ΔH	HI	Lrios (km)	Dd (km/km ²)	A (km ²)
50	790	725	65	0,52	1,29	11,75	0,11
51	815	720	95	0,61	6,36	7,89	0,81
52	780	725	55	0,54	0,94	12,55	0,08
53	790	725	65	0,47	1,10	9,03	0,12
54	790	720	70	0,38	1,60	9,99	0,16
55	800	720	80	0,45	1,68	9,33	0,18
56	840	765	75	0,43	2,55	14,68	0,17
57	825	765	60	0,42	1,04	11,92	0,09
58	840	760	80	0,52	1,01	11,85	0,09
59	845	760	85	0,52	0,95	13,96	0,07
60	840	760	80	0,38	0,79	12,28	0,06
61	810	755	55	0,48	2,41	14,71	0,16
62	840	755	85	0,36	2,60	9,03	0,29
63	785	745	40	0,54	0,99	12,97	0,08
64	805	730	75	0,45	2,80	8,16	0,34
65	810	730	80	0,36	8,54	9,88	0,86
66	795	730	65	0,40	2,69	8,24	0,33
67	785	730	55	0,50	1,66	10,02	0,17
68	800	720	80	0,39	1,99	8,23	0,24
69	815	750	65	0,52	3,28	7,50	0,44
70	805	750	55	0,46	2,50	7,33	0,34
71	810	740	70	0,44	5,29	7,81	0,68
72	820	735	85	0,42	5,46	8,12	0,67
73	790	720	70	0,40	2,82	9,64	0,29
74	810	735	75	0,39	2,04	9,31	0,22
75	800	735	65	0,40	1,29	9,03	0,14
76	795	725	70	0,43	2,29	9,87	0,23
77	790	725	65	0,52	1,21	6,52	0,19
78	800	725	75	0,40	1,73	11,02	0,16
79	800	720	80	0,44	3,46	7,22	0,48
80	790	720	70	0,49	1,75	6,85	0,26
81	845	770	75	0,43	5,33	7,43	0,72
82	865	770	95	0,41	1,88	6,99	0,27
83	845	760	85	0,41	2,35	7,78	0,30
84	835	755	80	0,43	2,00	8,83	0,23
85	825	755	70	0,44	4,17	6,47	0,64
86	810	750	60	0,49	2,04	8,45	0,24
87	840	765	75	0,37	3,36	5,24	0,64
88	825	765	60	0,50	2,31	7,09	0,33
89	815	750	65	0,51	3,40	7,90	0,43
90	815	730	85	0,55	8,98	7,41	1,21
91	810	730	80	0,53	1,16	4,72	0,25
92	805	720	85	0,49	2,75	5,38	0,51
93	810	720	90	0,41	2,86	5,86	0,49
94	810	710	100	0,57	4,05	7,24	0,56
95	815	735	80	0,48	4,21	5,29	0,80
96	800	735	65	0,43	2,03	7,89	0,26
97	810	720	90	0,55	2,88	7,33	0,39
98	795	730	65	0,48	1,90	7,13	0,27
99	805	730	75	0,41	1,95	6,43	0,30
100	800	725	75	0,47	7,12	8,09	0,88
101	810	725	85	0,40	6,13	6,89	0,89
102	805	715	90	0,50	1,82	6,58	0,28

Sub-bacia	Hmáx (m)	Hmín (m)	ΔH	HI	Lrios (km)	Dd (km/km ²)	A (km ²)
103	790	710	80	0,38	3,62	7,72	0,47
104	810	725	85	0,47	2,02	8,66	0,23
105	810	725	85	0,42	1,35	7,61	0,18
106	800	705	95	0,45	8,00	6,67	1,20
107	800	705	95	0,38	4,17	8,22	0,51
108	815	730	85	0,53	6,23	6,92	0,90
109	820	730	90	0,40	7,38	6,51	1,13
110	810	730	80	0,46	4,37	6,92	0,63
111	810	730	80	0,52	1,04	7,21	0,14
112	795	730	65	0,47	3,94	10,98	0,36
113	790	730	60	0,38	0,54	12,00	0,05
114	800	725	75	0,50	2,05	9,42	0,22
115	795	725	70	0,45	1,44	10,02	0,14
116	800	720	80	0,41	2,42	9,29	0,26
117	780	700	80	0,56	1,39	7,99	0,17
118	775	700	75	0,42	0,81	10,81	0,08
119	815	720	95	0,37	3,83	7,18	0,53
120	800	720	80	0,51	3,83	7,26	0,53
121	825	715	110	0,39	2,34	8,27	0,28
122	780	700	80	0,40	2,29	10,00	0,23
123	800	705	95	0,38	4,92	7,33	0,67
124	780	705	75	0,46	1,09	9,28	0,12
125	780	700	80	0,46	2,07	10,11	0,21
126	815	745	70	0,31	4,92	4,73	1,04
127	790	745	45	0,50	2,08	5,01	0,42
128	805	740	65	0,47	2,43	6,20	0,39
129	825	740	85	0,43	7,83	6,34	1,23
130	805	735	70	0,52	2,31	6,93	0,33
131	805	735	70	0,39	3,98	7,42	0,54
132	800	740	60	0,52	2,73	9,65	0,28
133	805	740	65	0,50	1,83	10,75	0,17
134	810	730	80	0,49	2,02	8,83	0,23
135	810	745	65	0,45	1,70	8,15	0,21
136	820	745	75	0,42	1,73	9,41	0,18
137	825	735	90	0,43	3,74	6,86	0,55
138	800	725	75	0,52	1,83	6,27	0,29
139	810	720	90	0,46	4,67	10,60	0,44
140	810	745	65	0,48	1,30	8,33	0,16
141	810	745	65	0,45	1,82	8,41	0,22
142	810	730	80	0,49	9,69	6,83	1,42
143	795	730	65	0,48	1,86	7,15	0,26
144	795	730	65	0,42	2,77	8,57	0,32
145	800	730	70	0,45	1,74	12,78	0,14
146	785	710	75	0,45	2,17	7,71	0,28
147	795	710	85	0,42	2,07	7,77	0,27
148	805	740	65	0,50	1,82	6,76	0,27
149	810	740	70	0,48	1,07	7,68	0,14
150	800	730	70	0,48	1,21	5,85	0,21
151	825	710	115	0,47	2,77	10,29	0,27
152	815	710	105	0,48	5,38	7,41	0,73
153	825	705	120	0,60	3,02	10,60	0,29
154	775	705	70	0,43	2,40	8,57	0,28
155	760	700	60	0,56	0,99	11,51	0,09

Sub-bacia	Hmáx (m)	Hmín (m)	ΔH	HI	Lrios (km)	Dd (km/km ²)	A (km ²)
156	765	700	65	0,49	1,78	9,27	0,19
157	790	710	80	0,37	7,38	8,77	0,84
158	780	710	70	0,49	1,78	8,66	0,21
159	790	710	80	0,40	6,75	9,15	0,74
160	760	680	80	0,42	0,71	9,66	0,07
161	775	685	90	0,43	2,83	8,71	0,33
162	760	685	75	0,40	0,94	10,03	0,09
163	750	675	75	0,47	0,59	12,47	0,05
164	785	700	85	0,49	4,26	10,51	0,41
165	800	700	100	0,39	4,74	7,99	0,59
166	770	690	80	0,52	5,16	9,19	0,56
167	755	685	70	0,37	1,64	9,93	0,17
168	780	735	45	0,59	0,97	7,04	0,14
169	800	735	65	0,53	1,16	9,00	0,13
170	780	735	45	0,46	1,20	11,52	0,10
171	780	735	45	0,48	0,63	10,23	0,06
172	790	735	55	0,41	1,42	10,50	0,14
173	780	735	45	0,48	0,75	10,49	0,07
174	785	720	65	0,54	0,37	14,92	0,03
175	805	730	75	0,37	4,56	9,28	0,49
176	790	730	60	0,42	1,13	15,30	0,07
177	785	730	55	0,54	1,17	10,31	0,11
178	790	730	60	0,48	1,94	12,37	0,16
179	785	730	55	0,52	6,94	10,68	0,65
180	785	700	85	0,52	5,46	10,49	0,52
181	795	725	70	0,44	2,18	12,10	0,18
182	790	725	65	0,45	1,28	10,24	0,13
183	800	720	80	0,43	3,70	7,85	0,47
184	800	720	80	0,45	1,91	8,73	0,22
185	770	695	75	0,47	1,18	9,61	0,12
186	775	690	85	0,57	3,52	9,46	0,37
187	775	690	85	0,51	2,61	11,29	0,23
188	800	685	115	0,50	6,30	9,49	0,66
189	775	695	80	0,47	1,82	11,45	0,16
190	775	695	80	0,44	1,14	13,90	0,08
191	770	670	100	0,48	3,65	10,45	0,35
192	780	685	95	0,53	4,97	9,60	0,52
193	770	685	85	0,47	4,09	9,74	0,42
194	755	665	90	0,54	2,22	12,55	0,18
195	785	725	60	0,45	1,23	7,34	0,17
196	795	725	70	0,43	1,16	7,56	0,15
197	805	715	90	0,40	3,88	8,30	0,47
198	795	715	80	0,40	3,95	8,93	0,44
199	735	185	550	0,63	1,97	7,85	0,25
200	800	565	235	0,62	4,11	5,42	0,76
201	770	565	205	0,76	2,35	6,94	0,34
202	765	265	500	0,80	3,17	7,90	0,40
203	805	615	190	0,63	7,00	7,72	0,91
204	800	615	185	0,61	4,66	6,47	0,72

APÊNDICE 7

Índice Vf: razão entre largura e profundidade do vale

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
3	1	117	820	800	775	35	20	3,3
2	2	95	800	825	780	32,5	-25	2,9
Capivari	3	102	825	805	780	35	20	2,9
Capivari	4	70	785	830	773	34,5	-45	2,0
Capivari	5	90	800	815	769	38,5	-15	2,3
Capivari	6	36	795	805	765	35	-10	1,0
4	7	94	805	795	773	27	10	3,5
5	8	65	790	805	773	24,5	-15	2,7
6	9	74	785	785	765	20	0	3,7
7	10	100	805	820	774	38,5	-15	2,6
9	11	81	785	785	767	18	0	4,5
10	12	42	790	785	767	20,5	5	2,1
11	13	50	795	795	762	33	0	1,5
7	14	106	795	785	766	24	10	4,4
7	15	113	805	800	762	40,5	5	2,8
7	16	145	785	790	760	27,5	-5	5,3
7	17	115	775	790	755	27,5	-15	4,2
Capivari	18	41	775	785	759	21	-10	2,0
Capivari	19	75	775	775	756	19	0	4,0
Capivari	20	32	775	775	759	16	0	2,0
12	21	85	800	800	759	41	0	2,1
Capivari	22	25	780	800	759	31	-20	0,8
Capivari	23	63	790	780	758	27	10	2,3
Capivari	24	131	795	790	758	34,5	5	3,8
Capivari	25	206	795	800	757	40,5	-5	5,1
Capivari	26	153	795	785	756	34	10	4,5
Capivari	27	74	785	805	756	39	-20	1,9
Capivari	28	68	785	800	755	37,5	-15	1,8
22	29	49	805	790	759	38,5	15	1,3
22	30	48	760	785	755	17,5	-25	2,7
Ponte Alta	31	81	790	795	768	24,5	-5	3,3
Ponte Alta	32	20	795	800	764	33,5	-5	0,6
Ponte Alta	33	84	765	795	760	20	-30	4,2
16	34	140	795	790	771	21,5	5	6,5
16	35	120	795	790	768	24,5	5	4,9
17	36	84	795	795	769	26	0	3,2
16	37	166	795	785	765	25	10	6,6
16	38	156	790	790	762	28	0	5,6
16	39	90	790	765	758	19,5	25	4,6
Ponte Alta	40	112	795	785	755	35	10	3,2
Ponte Alta	41	48	790	790	756	34	0	1,4
Ponte Alta	42	115	790	790	757	33	0	3,5
Ponte Alta	43	26	795	795	757	38	0	0,7
Ponte Alta	44	77	790	800	758	37	-10	2,1
Ponte Alta	45	24	790	785	758	29,5	5	0,8
Ponte Alta	46	21	795	785	759	31	10	0,7
Ponte Alta	47	130	780	785	759	23,5	-5	5,5
26	48	39	810	790	757	43	20	0,9
26	49	66	795	790	754	38,5	5	1,7
24	50	68	805	800	772	30,5	5	2,2
24	51	101	800	800	766	34	0	3,0
24	52	63	800	795	761	36,5	5	1,7
24	53	36	785	780	749	33,5	5	1,1
24	54	49	795	795	749	46	0	1,1

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
24	55	34	795	790	752	40,5	5	0,8
24	56	24	790	790	755	35	0	0,7
24	57	49	820	790	758	47	30	1,0
23	58	38	800	805	765	37,5	-5	1,0
23	59	80	800	805	758	44,5	-5	1,8
23	60	173	785	795	755	35	-10	4,9
27	61	68	800	780	760	30	20	2,3
27	62	66	785	755	753	17	30	3,9
28	63	81	795	775	754	31	20	2,6
28	64	52	805	785	760	35	20	1,5
28	65	37	805	800	763	39,5	5	0,9
28	66	78	815	805	769	41	10	1,9
29	67	38	785	795	752	38	-10	1,0
29	68	64	790	795	757	35,5	-5	1,8
29	69	82	810	805	763	44,5	5	1,8
29	70	33	810	820	769	46	-10	0,7
29	71	41	810	820	773	42	-10	1,0
30	72	60	795	805	760	40	-10	1,5
30	73	37	795	785	753	37	10	1,0
31	74	94	785	785	752	33	0	2,9
32	75	54	790	785	753	34,5	5	1,6
Capivari	76	147	770	795	746	36,5	-25	4,0
Capivari	77	142	795	805	746	54	-10	2,6
Capivari	78	43	755	755	747	8	0	5,4
Capivari	79	76	780	775	747	30,5	5	2,5
Capivari	80	49	800	800	748	52	0	0,9
Capivari	81	23	765	800	748	34,5	-35	0,7
Capivari	82	48	780	755	749	18,5	25	2,6
Capivari	83	28	780	760	749	21	20	1,3
Capivari	84	108	775	750	736	26,5	25	4,1
Capivari	85	130	785	780	739	43,5	5	3,0
Capivari	86	23	785	780	740	42,5	5	0,5
Capivari	87	22	790	795	741	51,5	-5	0,4
Capivari	88	65	800	800	742	58	0	1,1
Capivari	89	21	785	800	743	49,5	-15	0,4
Capivari	90	25	790	805	744	53,5	-15	0,5
Capivari	91	87	795	800	745	52,5	-5	1,7
Capivari	92	136	795	795	745	50	0	2,7
Capivari	93	97	790	755	746	26,5	35	3,7
Capivari	94	287	765	785	746	29	-20	9,9
34	95	77	795	790	762	30,5	5	2,5
34	96	40	790	785	757	30,5	5	1,3
Embura	97	84	795	795	757	38	0	2,2
Embura	98	66	790	795	759	33,5	-5	2,0
Embura	99	143	800	795	760	37,5	5	3,8
Embura	100	102	780	780	749	31	0	3,3
Embura	101	111	790	790	751	39	0	2,9
Embura	102	126	795	795	753	42	0	3,0
35	103	122	805	820	760	52,5	-15	2,3
35	104	76	815	795	754	51	20	1,5
35	105	374	815	780	751	46,5	35	8,0
35	106	311	815	780	750	47,5	35	6,6
35	107	304	815	780	749	48,5	35	6,3
36	108	126	835	800	764	53,5	35	2,4
36	109	84	835	800	757	60,5	35	1,4
36	110	57	815	815	755	60	0	1,0
36	111	106	790	815	751	51,5	-25	2,1
35	112	345	790	780	746	39	10	8,9
37	113	113	785	785	745	40	0	2,8

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
37	114	70	795	785	749	41	10	1,7
37	115	90	790	795	755	37,5	-5	2,4
37	116	53	785	795	757	33	-10	1,6
37	117	78	790	795	760	32,5	-5	2,4
37	118	114	790	790	762	28	0	4,1
37	119	87	795	795	765	30	0	2,9
37	120	36	800	800	768	32	0	1,1
37	121	70	820	810	775	40	10	1,8
41	122	66	810	800	760	45	10	1,5
41	123	67	800	810	755	50	-10	1,3
38	124	37	820	830	773	52	-10	0,7
38	125	80	805	820	767	45,5	-15	1,8
39	126	63	815	810	768	44,5	5	1,4
38	127	40	805	810	760	47,5	-5	0,8
38	128	57	805	810	755	52,5	-5	1,1
38	129	98	805	795	752	48	10	2,0
38	130	77	800	795	750	47,5	5	1,6
38	131	23	800	795	745	52,5	5	0,4
38	132	102	800	805	744	58,5	-5	1,7
42	133	47	785	790	745	42,5	-5	1,1
43	134	34	785	775	745	35	10	1,0
43	135	10	795	775	750	35	20	0,3
Embura	136	389	790	785	745	42,5	5	9,2
Embura	137	171	790	785	744	43,5	5	3,9
Embura	138	20	805	785	743	52	20	0,4
Embura	139	34	805	770	743	44,5	35	0,8
Embura	140	106	790	785	742	45,5	5	2,3
Embura	141	290	790	785	742	45,5	5	6,4
Embura	142	24	790	775	739	43,5	15	0,6
Embura	143	56	780	775	738	39,5	5	1,4
Capivari	144	55	790	800	735	60	-10	0,9
Capivari	145	28	785	780	730	52,5	5	0,5
Capivari	146	33	785	800	729	63,5	-15	0,5
Capivari	147	41	800	785	729	63,5	15	0,7
Capivari	148	72	800	800	728	72	0	1,0
Capivari	149	37	780	790	728	57	-10	0,7
Capivari	150	36	790	770	727	53	20	0,7
Capivari	151	28	805	790	727	70,5	15	0,4
Capivari	152	20	785	790	726	61,5	-5	0,3
Capivari	153	11	785	790	726	61,5	-5	0,2
Capivari	154	25	790	785	725	62,5	5	0,4
Capivari	155	26	780	785	725	57,5	-5	0,5
Capivari	156	23	770	795	723	59,5	-25	0,4
Capivari	157	15	790	810	721	79	-20	0,2
Capivari	158	18	780	810	720	75	-30	0,2
Capivari	159	60	780	760	719	51	20	1,2
Capivari	160	46	780	765	718	54,5	15	0,8
Capivari	161	37	780	750	718	47	30	0,8
Capivari	162	62	770	770	717	53	0	1,2
Capivari	163	30	765	755	717	43	10	0,7
Capivari	164	77	760	725	717	25,5	35	3,0
Capivari	165	38	760	755	716	41,5	5	0,9
Capivari	166	47	760	755	716	41,5	5	1,1
Capivari	167	43	760	785	716	56,5	-25	0,8
Capivari	168	139	780	785	715	67,5	-5	2,1
Capivari	169	58	790	765	715	62,5	25	0,9
Capivari	170	167	780	780	714	66	0	2,5
Capivari	171	71	780	780	711	69	0	1,0
Capivari	172	45	765	785	709	66	-20	0,7

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
Capivari	173	43	720	760	707	33	-40	1,3
Capivari	174	36	765	760	705	57,5	5	0,6
Capivari	175	36	750	765	704	53,5	-15	0,7
44	176	37	795	790	747	45,5	5	0,8
44	177	42	795	805	740	60	-10	0,7
44	178	35	785	790	737	50,5	-5	0,7
46	179	58	800	780	744	46	20	1,3
47	180	29	795	805	743	57	-10	0,5
48	181	70	785	800	744	48,5	-15	1,4
51	182	75	810	805	761	46,5	5	1,6
51	183	31	810	800	750	55	10	0,6
51	184	41	765	805	740	45	-40	0,9
79	185	26	785	785	728	57	0	0,5
79	186	58	770	785	721	56,5	-15	1,0
77	187	14	785	785	726	59	0	0,2
77	188	23	780	770	722	53	10	0,4
77	189	35	780	760	719	51	20	0,7
80	190	38	785	770	723	54,5	15	0,7
Getúlio	191	42	825	840	780	52,5	-15	0,8
Getúlio	192	63	835	795	761	54	40	1,2
61	193	30	800	810	767	38	-10	0,8
62	194	38	790	840	766	49	-50	0,8
64	195	76	790	795	737	55,5	-5	1,4
65	196	89	785	780	749	33,5	5	2,7
65	197	96	770	765	740	27,5	5	3,5
65	198	64	760	775	738	29,5	-15	2,2
65	199	62	755	765	736	24	-10	2,6
65	200	77	755	765	732	28	-10	2,8
66	201	15	775	785	735	45	-10	0,3
67	202	49	785	780	735	47,5	5	1,0
68	203	34	775	780	724	53,5	-5	0,6
69	204	19	815	795	755	50	20	0,4
72	205	28	790	780	749	36	10	0,8
72	206	62	780	805	745	47,5	-25	1,3
71	207	60	790	780	747	38	10	1,6
71	208	33	785	795	745	45	-10	0,7
71	209	40	790	775	743	39,5	15	1,0
69	210	52	770	755	717	45,5	15	1,1
69	211	34	755	775	718	47	-20	0,7
69	212	37	780	770	720	55	10	0,7
69	213	68	775	770	723	49,5	5	1,4
69	214	54	775	775	725	50	0	1,1
69	215	29	755	780	727	40,5	-25	0,7
69	216	27	770	785	729	48,5	-15	0,6
69	217	12	765	790	732	45,5	-25	0,3
69	218	64	775	785	737	43	-10	1,5
69	219	62	795	770	741	41,5	25	1,5
69	220	70	795	790	743	49,5	5	1,4
69	221	47	805	795	745	55	10	0,9
74	222	39	795	790	735	57,5	5	0,7
76	223	20	775	795	733	52	-20	0,4
74	224	28	755	765	725	35	-10	0,8
74	225	55	760	775	722	45,5	-15	1,2
74	226	43	760	765	724	38,5	-5	1,1
74	227	52	775	775	726	49	0	1,1
74	228	59	795	780	731	56,5	15	1,0
73	229	37	770	760	718	47	10	0,8
Getúlio	230	51	795	770	735	47,5	25	1,1
Getúlio	231	28	805	780	745	47,5	25	0,6

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
Getúlio	232	42	805	775	751	39	30	1,1
Getúlio	233	56	800	780	754	36	20	1,6
Getúlio	234	106	840	785	757	55,5	55	1,9
Getúlio	235	27	770	755	725	37,5	15	0,7
Getúlio	236	12	770	770	726	44	0	0,3
Getúlio	237	27	770	775	727	45,5	-5	0,6
Getúlio	238	20	785	765	728	47	20	0,4
Getúlio	239	60	785	755	729	41	30	1,5
Getúlio	240	77	775	755	731	34	20	2,3
Getúlio	241	10	770	750	723	37	20	0,3
Getúlio	242	36	760	755	721	36,5	5	1,0
Getúlio	243	57	760	775	720	47,5	-15	1,2
Getúlio	244	23	765	765	719	46	0	0,5
Getúlio	245	83	760	780	718	52	-20	1,6
Getúlio	246	106	755	760	717	40,5	-5	2,6
Getúlio	247	121	765	770	717	50,5	-5	2,4
87	248	106	825	815	767	53	10	2,0
88	249	52	815	825	768	52	-10	1,0
89	250	43	810	800	750	55	10	0,8
87	251	88	815	815	760	55	0	1,6
87	252	58	795	805	755	45	-10	1,3
87	253	63	805	795	751	49	10	1,3
87	254	91	805	805	748	57	0	1,6
87	255	61	810	805	745	62,5	5	1,0
87	256	58	810	805	743	64,5	5	0,9
87	257	91	785	790	741	46,5	-5	2,0
Pombos	258	69	810	810	779	31	0	2,2
Pombos	259	53	815	825	772	48	-10	1,1
83	260	68	815	815	765	50	0	1,4
85	261	71	815	825	760	60	-10	1,2
85	262	43	815	810	757	55,5	5	0,8
86	263	27	795	810	788	14,5	-15	1,9
Pombos	264	85	835	815	769	56	20	1,5
Pombos	265	93	835	815	764	61	20	1,5
Pombos	266	61	835	800	763	54,5	35	1,1
Pombos	267	86	815	810	761	51,5	5	1,7
Pombos	268	126	785	805	759	36	-20	3,5
Pombos	269	151	820	795	755	52,5	25	2,9
Pombos	270	57	790	795	751	41,5	-5	1,4
Pombos	271	22	790	790	748	42	0	0,5
Pombos	272	27	790	790	746	44	0	0,6
91	273	81	790	805	736	61,5	-15	1,3
90	274	30	805	815	762	48	-10	0,6
90	275	62	800	800	756	44	0	1,4
90	276	36	795	810	750	52,5	-15	0,7
90	277	61	800	805	745	57,5	-5	1,1
90	278	76	805	805	739	66	0	1,2
90	279	71	805	790	734	63,5	15	1,1
90	280	58	805	805	727	78	0	0,7
90	281	54	805	790	724	73,5	15	0,7
92	282	41	775	785	730	50	-10	0,8
93	283	54	790	805	721	76,5	-15	0,7
93	284	35	790	785	719	68,5	5	0,5
94	285	30	780	780	740	40	0	0,8
94	286	35	790	790	734	56	0	0,6
94	287	34	770	770	727	43	0	0,8
Pombos	288	10	770	765	737	30,5	5	0,3
Pombos	289	15	775	770	723	49,5	5	0,3
Pombos	290	21	785	800	720	72,5	-15	0,3

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
Pombos	291	115	785	775	719	61	10	1,9
Pombos	292	57	765	785	716	59	-20	1,0
Pombos	293	10	765	740	712	40,5	25	0,3
Bragança	294	41	800	795	747	50,5	5	0,8
Bragança	295	51	795	810	742	60,5	-15	0,8
Bragança	296	79	785	790	737	50,5	-5	1,6
97	297	26	795	805	735	65	-10	0,4
97	298	60	790	780	729	56	10	1,1
Bragança	299	76	780	780	717	63	0	1,2
Bragança	300	49	795	780	723	64,5	15	0,8
Bragança	301	62	785	790	726	61,5	-5	1,0
Bragança	302	68	785	775	728	52	10	1,3
Bragança	303	104	785	760	730	42,5	25	2,5
98	304	26	800	790	736	59	10	0,4
99	305	58	790	795	730	62,5	-5	0,9
98	306	32	790	770	717	63	20	0,5
98	307	49	775	785	720	60	-10	0,8
98	308	62	785	765	725	50	20	1,2
101	309	43	790	780	732	53	10	0,8
101	310	52	780	795	727	60,5	-15	0,9
100	311	50	770	775	727	45,5	-5	1,1
100	312	17	785	780	730	52,5	5	0,3
100	313	37	780	780	733	47	0	0,8
100	314	43	795	780	735	52,5	15	0,8
100	315	41	780	765	724	48,5	15	0,9
100	316	14	775	775	721	54	0	0,3
100	317	61	780	780	719	61	0	1,0
100	318	56	770	755	716	46,5	15	1,2
Bragança	319	23	765	755	710	50	10	0,5
Bragança	320	71	770	780	711	64	-10	1,1
Bragança	321	41	770	755	711	51,5	15	0,8
Bragança	322	43	770	765	712	55,5	5	0,8
Bragança	323	90	780	770	713	62	10	1,5
Bragança	324	47	780	765	714	58,5	15	0,8
103	325	66	775	755	715	50	20	1,3
103	326	75	780	750	712	53	30	1,4
103	327	108	765	775	709	61	-10	1,8
104	328	42	800	780	738	52	20	0,8
104	329	63	780	805	719	73,5	-25	0,9
104	330	37	785	795	717	73	-10	0,5
104	331	32	775	780	713	64,5	-5	0,5
106	332	20	775	750	704	58,5	25	0,3
106	333	74	780	765	706	66,5	15	1,1
106	334	55	790	775	712	70,5	15	0,8
106	335	28	790	775	729	53,5	15	0,5
107	336	20	770	800	717	68	-30	0,3
107	337	57	785	765	706	69	20	0,8
Claro	338	29	755	735	699	46	20	0,6
Claro	339	19	785	755	699	71	30	0,3
Claro	340	78	785	745	700	65	40	1,2
Claro	341	97	785	745	701	64	40	1,5
Claro	342	82	765	760	702	60,5	5	1,4
Claro	343	18	775	775	705	70	0	0,3
Claro	344	67	765	755	706	54	10	1,2
Claro	345	171	765	775	707	63	-10	2,7
Claro	346	35	765	780	707	65,5	-15	0,5
Capivari	347	24	750	765	699	58,5	-15	0,4
Alto Dúvida	348	88	785	795	739	51	-10	1,7
Alto Dúvida	349	92	785	795	734	56	-10	1,6

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
Alto Dúvida	350	137	785	785	731	54	0	2,5
Meninos	351	46	785	780	732	50,5	5	0,9
Meninos	352	72	800	795	734	63,5	5	1,1
Meninos	353	44	800	810	739	66	-10	0,7
Meninos	354	82	795	800	744	53,5	-5	1,5
Meninos	355	74	815	800	750	57,5	15	1,3
Garcia	356	47	795	780	728	59,5	15	0,8
Garcia	357	11	810	790	734	66	20	0,2
Garcia	358	36	800	795	733	64,5	5	0,6
111	359	61	795	800	742	55,5	-5	1,1
112	360	46	805	790	737	60,5	15	0,8
112	361	28	790	790	732	58	0	0,5
114	362	38	795	790	730	62,5	5	0,6
114	363	65	775	785	724	56	-10	1,2
116	364	55	760	790	719	56	-30	1,0
Dúvida	365	40	775	785	701	79	-10	0,5
Dúvida	366	145	795	770	710	72,5	25	2,0
Dúvida	367	87	790	765	711	66,5	25	1,3
Dúvida	368	136	790	755	715	57,5	35	2,4
Dúvida	369	104	765	760	716	46,5	5	2,2
Dúvida	370	73	775	775	717	58	0	1,3
Dúvida	371	18	775	775	719	56	0	0,3
Dúvida	372	49	770	780	719	56	-10	0,9
Dúvida	373	58	775	780	723	54,5	-5	1,1
Monos	374	350	815	790	745	57,5	25	6,1
128	375	74	780	780	747	33	0	2,2
129	376	29	805	815	759	51	-10	0,6
129	377	69	825	815	748	72	10	1,0
129	378	42	795	815	745	60	-20	0,7
129	379	121	780	800	743	47	-20	2,6
129	380	100	780	800	742	48	-20	2,1
129	381	133	780	780	740	40	0	3,3
130	382	29	775	780	743	34,5	-5	0,8
131	383	96	785	770	735	42,5	15	2,3
Monos	384	47	805	755	729	51	50	0,9
Monos	385	125	780	750	731	34	30	3,7
Monos	386	75	780	775	732	45,5	5	1,7
Monos	387	26	780	780	734	46	0	0,6
Monos	388	41	780	785	735	47,5	-5	0,9
Monos	389	53	780	795	736	51,5	-15	1,0
Monos	390	84	780	805	738	54,5	-25	1,5
Monos	391	270	790	780	740	45	10	6,0
Monos	392	343	815	780	742	55,5	35	6,2
133	393	81	805	800	749	53,5	5	1,5
132	394	30	790	785	735	52,5	5	0,6
132	395	54	795	780	733	54,5	15	1,0
134	396	44	790	805	735	62,5	-15	0,7
138	397	59	790	780	740	45	10	1,3
138	398	67	790	780	735	50	10	1,3
136	399	50	795	805	748	52	-10	1,0
137	400	73	805	825	739	76	-20	1,0
137	401	33	785	810	737	60,5	-25	0,6
135	402	52	785	785	737	48	0	1,1
135	403	24	785	780	732	50,5	5	0,5
139	404	45	790	795	733	59,5	-5	0,8
139	405	36	780	785	728	54,5	-5	0,7
Monos	406	40	805	790	728	69,5	15	0,6
Monos	407	52	780	775	726	51,5	5	1,0
Monos	408	40	785	780	724	58,5	5	0,7

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
Monos	409	13	785	780	720	62,5	5	0,2
Monos	410	142	770	780	717	58	-10	2,5
142	411	46	795	795	745	50	0	0,9
142	412	83	800	795	739	58,5	5	1,4
142	413	44	785	790	736	51,5	-5	0,9
142	414	63	785	800	734	58,5	-15	1,1
142	415	85	775	800	732	55,5	-25	1,5
143	416	47	785	790	735	52,5	-5	0,9
140	417	76	800	800	739	61	0	1,3
140	418	122	800	785	733	59,5	15	2,1
140	419	95	775	805	725	65	-30	1,5
140	420	23	765	785	722	53	-20	0,4
144	421	61	790	760	728	47	30	1,3
144	422	65	780	755	720	47,5	25	1,4
146	423	31	760	770	713	52	-10	0,6
148	424	55	790	790	746	44	0	1,3
148	425	25	790	760	733	42	30	0,6
148	426	18	785	755	729	41	30	0,4
148	427	16	785	785	725	60	0	0,3
148	428	18	760	785	718	54,5	-25	0,3
148	429	21	755	770	713	49,5	-15	0,4
151	430	13	805	770	740	47,5	35	0,3
151	431	16	775	755	725	40	20	0,4
152	432	115	780	805	742	50,5	-25	2,3
152	433	110	780	785	733	49,5	-5	2,2
152	434	60	750	790	727	43	-40	1,4
153	435	83	780	750	709	56	30	1,5
154	436	37	755	760	710	47,5	-5	0,8
155	437	14	760	745	717	35,5	15	0,4
Monos	438	27	765	780	709	63,5	-15	0,4
Monos	439	26	790	755	709	63,5	35	0,4
Monos	440	15	765	780	708	64,5	-15	0,2
Monos	441	45	760	755	708	49,5	5	0,9
Monos	442	92	755	770	707	55,5	-15	1,7
Monos	443	51	775	765	706	64	10	0,8
Monos	444	17	745	735	706	34	10	0,5
Monos	445	20	760	755	705	52,5	5	0,4
Monos	446	19	765	755	705	55	10	0,4
Monos	447	138	755	735	703	42	20	3,3
Monos	448	45	760	765	702	60,5	-5	0,7
Monos	449	23	730	765	701	46,5	-35	0,5
Monos	450	39	745	730	700	37,5	15	1,0
Monos	451	19	730	750	699	41	-20	0,5
Monos	452	24	750	750	698	52	0	0,5
Monos	453	25	765	750	698	59,5	15	0,4
Monos	454	24	760	760	697	63	0	0,4
Monos	455	32	760	760	697	63	0	0,5
Monos	456	74	750	745	697	50,5	5	1,5
Monos	457	50	765	750	696	61,5	15	0,8
Campos	458	75	775	775	738	37	0	2,0
Campos	459	36	765	775	733	37	-10	1,0
Campos	460	33	765	785	731	44	-20	0,8
Campos	461	15	785	785	719	66	0	0,2
Campos	462	46	785	770	717	60,5	15	0,8
175	463	50	780	765	732	40,5	15	1,2
175	464	31	775	775	730	45	0	0,7
175	465	59	780	775	728	49,5	5	1,2
178	466	19	775	785	734	46	-10	0,4
178	467	40	785	780	727	55,5	5	0,7

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf	
	180	468	87	765	770	720	47,5	-5	1,8
	180	469	17	760	765	714	48,5	-5	0,4
	180	470	33	760	760	705	55	0	0,6
	181	471	13	760	770	728	37	-10	0,4
	182	472	21	780	770	730	45	10	0,5
	181	473	31	770	750	713	47	20	0,7
	183	474	20	770	780	727	48	-10	0,4
	184	475	100	795	780	738	49,5	15	2,0
	184	476	66	750	770	733	27	-20	2,4
	183	477	35	765	750	715	42,5	15	0,8
	183	478	38	755	750	707	45,5	5	0,8
	186	479	59	760	760	720	40	0	1,5
	186	480	63	770	750	717	43	20	1,5
	186	481	24	760	750	708	47	10	0,5
	187	482	40	740	745	704	38,5	-5	1,0
	188	483	52	755	755	732	23	0	2,3
	188	484	47	750	760	727	28	-10	1,7
	188	485	24	760	760	715	45	0	0,5
	188	486	20	755	760	702	55,5	-5	0,4
	189	487	12	755	775	700	65	-20	0,2
	191	488	15	755	750	703	49,5	5	0,3
	191	489	19	750	715	688	44,5	35	0,4
	191	490	33	740	725	687	45,5	15	0,7
	192	491	45	755	755	723	32	0	1,4
	192	492	15	745	750	718	29,5	-5	0,5
	192	493	16	760	750	713	42	10	0,4
	192	494	11	730	735	703	29,5	-5	0,4
	193	495	47	730	735	698	34,5	-5	1,4
	192	496	19	735	740	683	54,5	-5	0,4
	194	497	29	720	755	684	53,5	-35	0,5
Campos	498	10	770	755	713	49,5	15	0,2	
Campos	499	10	750	760	702	53	-10	0,2	
Campos	500	36	730	750	697	43	-20	0,8	
Campos	501	29	745	750	695	52,5	-5	0,6	
Campos	502	31	740	760	692	58	-20	0,5	
Campos	503	18	745	745	688	57	0	0,3	
Campos	504	18	745	745	686	59	0	0,3	
Campos	505	13	755	735	683	62	20	0,2	
Campos	506	27	735	725	678	52	10	0,5	
Campos	507	25	735	735	672	63	0	0,4	
Campos	508	26	715	720	671	46,5	-5	0,6	
Campos	509	12	710	755	663	69,5	-45	0,2	
120	510	57	785	780	734	48,5	5	1,2	
120	511	57	770	780	732	43	-10	1,3	
119	512	54	785	780	727	55,5	5	1,0	
119	513	31	770	785	724	53,5	-15	0,6	
121	514	34	780	790	715	70	-10	0,5	
119	515	12	790	735	714	48,5	55	0,3	
119	516	65	790	780	713	72	10	0,9	
119	517	11	790	765	713	64,5	25	0,2	
119	518	31	765	765	712	53	0	0,6	
119	519	32	730	775	707	45,5	-45	0,7	
119	520	15	765	780	698	74,5	-15	0,2	
119	521	15	780	775	696	81,5	5	0,2	
122	522	15	780	765	707	65,5	15	0,2	
123	523	60	765	755	712	48	10	1,3	
123	524	50	770	800	706	79	-30	0,6	
123	525	18	765	800	703	79,5	-35	0,2	
125	526	23	760	780	703	67	-20	0,3	

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf
159	527	67	780	765	720	52,5	15	1,3
159	528	52	770	770	717	53	0	1,0
159	529	39	765	765	714	51	0	0,8
159	530	22	750	760	712	43	-10	0,5
157	531	69	780	750	708	57	30	1,2
157	532	25	780	765	709	63,5	15	0,4
157	533	36	785	765	711	64	20	0,6
157	534	45	770	770	714	56	0	0,8
157	535	85	760	765	705	57,5	-5	1,5
157	536	64	760	765	704	58,5	-5	1,1
157	537	56	750	765	702	55,5	-15	1,0
157	538	34	730	750	700	40	-20	0,9
157	539	43	735	750	697	45,5	-15	1,0
161	540	46	745	710	687	40,5	35	1,1
167	541	32	755	720	702	35,5	35	0,9
166	542	44	750	750	712	38	0	1,2
166	543	20	750	750	705	45	0	0,4
166	544	21	745	765	703	52	-20	0,4
164	545	43	755	770	723	39,5	-15	1,1
164	546	38	765	755	719	41	10	0,9
165	547	70	765	750	710	47,5	15	1,5
165	548	46	750	750	706	44	0	1,1
164	549	25	765	745	692	63	20	0,4
164	550	22	740	735	683	54,5	5	0,4
164	551	39	740	740	682	58	0	0,7
195	552	24	765	755	720	40	10	0,6
195	553	28	740	735	703	34,5	5	0,8
195	554	64	740	745	695	47,5	-5	1,4
195	555	23	745	725	680	55	20	0,4
195	556	10	725	655	620	70	70	0,1
197	557	28	755	760	730	27,5	-5	1,0
197	558	93	745	755	720	30	-10	3,1
198	559	55	760	770	720	45	-10	1,2
198	560	90	755	760	717	40,5	-5	2,2
197	561	23	750	760	699	56	-10	0,4
197	562	51	720	730	688	37	-10	1,4
197	563	22	710	685	662	35,5	25	0,6
197	564	17	535	610	450	122	-75	0,1
Capivari	565	26	750	745	698	49,5	5	0,5
Capivari	566	43	775	780	697	80,5	-5	0,5
Capivari	567	25	780	780	696	84	0	0,3
Capivari	568	55	780	755	696	71,5	25	0,8
Capivari	569	72	750	760	696	59	-10	1,2
Capivari	570	46	750	745	695	52,5	5	0,9
Capivari	571	56	745	765	682	73	-20	0,8
Capivari	572	55	760	735	679	68,5	25	0,8
Capivari	573	26	760	740	676	74	20	0,4
Capivari	574	42	725	740	674	58,5	-15	0,7
Capivari	575	41	715	750	671	61,5	-35	0,7
Capivari	576	28	755	745	664	86	10	0,3
Capivari	577	28	725	745	660	75	-20	0,4
Capivari	578	35	720	725	657	65,5	-5	0,5
Capivari	579	31	720	730	650	75	-10	0,4
Capivari	580	33	720	710	508	207	10	0,2
Capivari	581	26	735	655	412	283	80	0,1
Capivari	582	29	735	725	371	359	10	0,1
Capivari	583	51	700	740	339	381	-40	0,1
199	584	33	720	705	683	29,5	15	1,1
199	585	14	607	587	555	42	20	0,3

Rio	Ponto	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Prof (m)	Eld - Erd (m)	Vf	
	199	586	18	415	493	342	112	-78	0,2
	202	587	29	740	720	705	25	20	1,2
	202	588	29	610	615	567	45,5	-5	0,6
	202	589	19	475	525	445	55	-50	0,4
	201	590	83	770	760	723	42	10	2,0
	201	591	20	750	770	720	40	-20	0,5
Lajeado	592	29	735	775	705	50	-40	0,6	
Lajeado	593	20	750	720	685	50	30	0,4	
Lajeado	594	46	745	770	670	87,5	-25	0,5	
Lajeado	595	54	730	770	655	95	-40	0,6	
Lajeado	596	67	660	665	612	50,5	-5	1,3	
Lajeado	597	60	700	730	545	170	-30	0,4	
Lajeado	598	17	625	615	455	165	10	0,1	
Lajeado	599	29	510	490	335	165	20	0,2	
Lajeado	600	60	340	685	248	264	-345	0,2	
204	601	12	740	745	703	39,5	-5	0,3	
204	602	21	750	720	676	59	30	0,4	
204	603	37	730	720	657	68	10	0,5	
203	604	68	765	765	732	33	0	2,1	
203	605	64	745	750	714	33,5	-5	1,9	
203	606	22	765	740	665	87,5	25	0,3	
203	607	35	690	695	605	87,5	-5	0,4	
203	608	24	690	650	578	92	40	0,3	
203	609	87	715	675	548	147	40	0,6	
203	610	45	665	665	531	134	0	0,3	
203	611	24	625	680	465	187	-55	0,1	
203	612	38	455	585	343	177	-130	0,2	
203	613	97	330	400	197	168	-70	0,6	
Capivari	614	48	705	740	305	417	-35	0,1	
Capivari	615	84	395	740	256	311	-345	0,3	
Capivari	616	41	705	710	206	501	-5	0,1	
Capivari	617	38	685	715	173	527	-30	0,1	
Capivari	618	46	700	715	145	562	-15	0,1	
Capivari	619	36	700	680	126	564	20	0,1	
Capivari	620	75	700	680	113	577	20	0,1	
Capivari	621	73	425	680	90	462	-255	0,2	